

С. А. Горбаренко, Н. И. Ковалюх, Л. Ю. Одинокова
В. Ф. Рыбаков, Т. Н. Токарчук, В. В. Шаповалов

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДКИ ОХОТСКОГО МОРЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Глубоководные осадки шести колонок из Охотского моря, датированные радиоуглеродным методом, изучены гранулометрически, в них определены содержания CaCO_3 , SiO_2 (аморфн.), $\text{C}_{\text{орг}}$, палеомагнитные характеристики и изотопный состав кислорода раковин бентосных фораминифер. Выделены осадки голоцена, трех стадий вюрмского оледенения и частично рисс-вюрмского межледниковья, определены скорости их накопления. Показано, что вещественный состав осадков и скорости их накопления зависят от климатических условий и колебаний уровня моря. Основание

Исследование осадков Охотского моря представляет большой интерес для изучения истории его развития и понимания роли изменений климата на осадконакопление и палеоокеанологические условия. Большой вклад в изучение вещественного состава осадков моря внесли советские исследователи [1, 2, 12, 14]. Микропалеонтологическими методами по диатомовым водорослям [6], бентосным фораминиферам [17], спорам и пыльце [7] стратиграфически расчленены глубоководные отложения ряда колонок.

Полученные нами новые данные по радиоуглеродным датировкам, изотопному составу кислорода раковин фораминифер, содержанию компонент органической триады и гранулометрии дают дополнительную информацию о вещественном составе отложений, их стратиграфическом расчленении и палеоокеанологических условиях.

Исследовано шесть колонок из центральной части моря — возвышенностей АН СССР и ИО АН СССР, впадины Дерюгина и материкового склона Западной Камчатки (рис. 1). Колонки осадков длиной 4,2—7,8 м были отобраны в 15-й рейсе НИС «Каллисто» пробоотборником ПГП-3 конструкции Ю. Л. Гаранько.

Магнитная восприимчивость осадков определялась с помощью кашпметра ИМВ-2, а величина и направление естественной остаточной намагниченности (ЕОН) были измерены на приборе ИОН-1 по стандартной методике [19]. Образцы для палеомагнитного анализа отбирались в пластмассовые кубики с интервалом 5—10 см. Для проверки стабильности ЕОН образцы были прогреты в пермалловом контей-

нере при температуре 80°C в течение 12 ч, а затем измерены повторно. На участках кернов, где направление ЕОН оказалось аномальным, был произведен дополнительный отбор образцов. Абсолютный возраст осадков по методу ^{14}C определялся посредством перевода углерода, выделенного из осадка, в бензол и последующего измерения его β -активности на двухканальном сцинтилляционном счетчике [14]. Содержание карбоната кальция рассчитывалось

по температуре 80°C в течение 12 ч, а затем измерены повторно. На участках кернов, где направление ЕОН оказалось аномальным, был произведен дополнительный отбор образцов. Абсолютный возраст осадков по методу ^{14}C определялся посредством перевода углерода, выделенного из осадка, в бензол и последующего измерения его β -активности на двухканальном сцинтилляционном счетчике [14]. Содержание карбоната кальция рассчитывалось

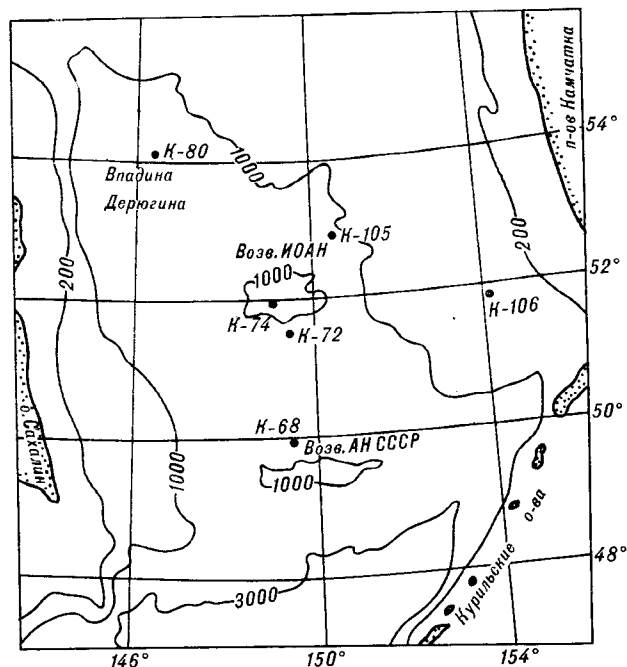


Рис. 1. Схема расположения станций.

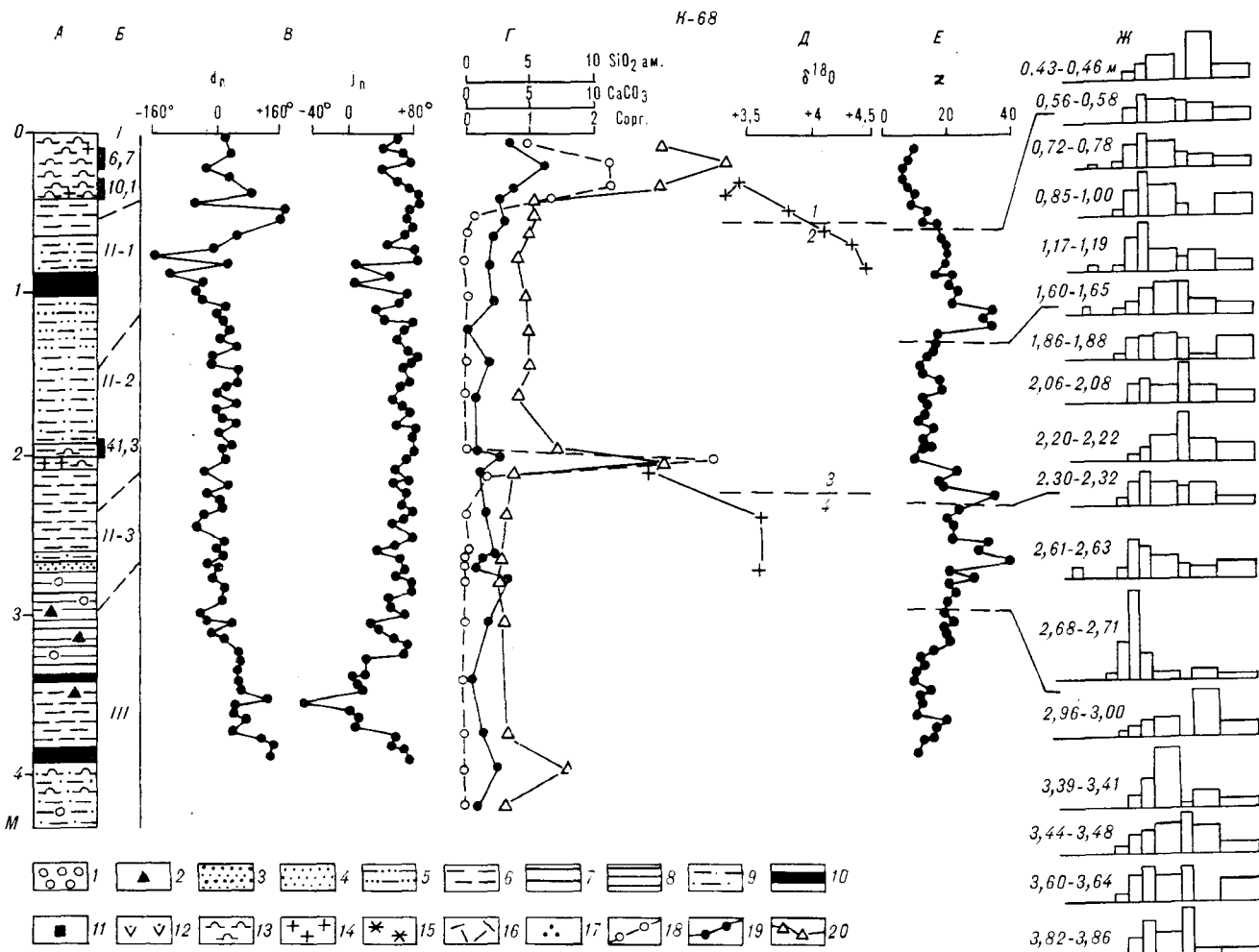


Рис. 2. Колонка К-68.

А — литология осадков; 1 — галька; 2 — гравий; 3 — песок средне- и крупнозернистый; 4 — песок мелкозернистый; 5 — крупный алевроит; 6 — мелкоалевритовый ил; 7 — алевропелит; 8 — пелит; 9 — мелкозернистый песок с алевроитоглинистым заполнителем; 10 — прослой вулканического стекла; 11 — рассеянное вулканическое стекло; 12 — рассеянная пемза; 13 — диатомей; 14 — фораминиферы; 15 — радиолярии; 16 — спиккулы губок; 17 — гидротроилит. В — расчленение по горизонтам (см. текст) и абсолютный возраст по ^{14}C в тыс. лет. В — естественная остаточная намагниченность осадков: d_n — склонение, j_n — наклонение вектора магнитного поля. Г — содержания CaCO_3 (18), SiO_2 аморфн (20), $\text{C}_{\text{орг}}$ (19) в % на сухой осадок. Д — изотопный состав кислорода карбоната раковин бентосных фораминифер *Uvigerina* в % к стандарту РДВ. Е — значения магнитной восприимчивости осадков (χ) в $12,6 \times 10^6$. Ж — гистограмма распределения фракций состава осадков. Цифры слева — интервалы отбора проб в м.

по карбонатному углероду, определенному газометрическим методом [10]. Концентрация $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках определялась по разнице между общим и карбонатным углеродом. Для определения содержания общего углерода использовался метод «сухого сжигания» с газометрическим окончанием на газоанализаторе ГОУ-1. Содержание аморфного кремнезема определялось по общепринятой методике [18] с колориметрическим окончанием.

Определение изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) проводили на отечественном масс-спектрометре МИ-1309 по общепринятой методике [8]. Анализировали раковины бентосных фораминифер рода *Uvigerina*, отобранные из фрак-

ции больше 0,07 мм. Пробы CO_2 готовили растворением CaCO_3 в 96%-й H_3PO_4 при температуре 50°C [24].

Литодинамический анализ кривых гранулометрического распределения осадков проводился по методике В. Ф. Рыбакова [16], основанной на выделении грушировок фракций в осадке, соответствующих основным литодинамическим процессам: размыву, транзиту и аккумуляции, что позволяет определить изменения гидро- и литодинамического режимов в периоды ледниковых и межледниковых эпох.

На основании данных по гранулометрическому составу осадков, абсолютному возрасту, $\delta^{18}\text{O}$ раковин бентосных фораминифер, содер-

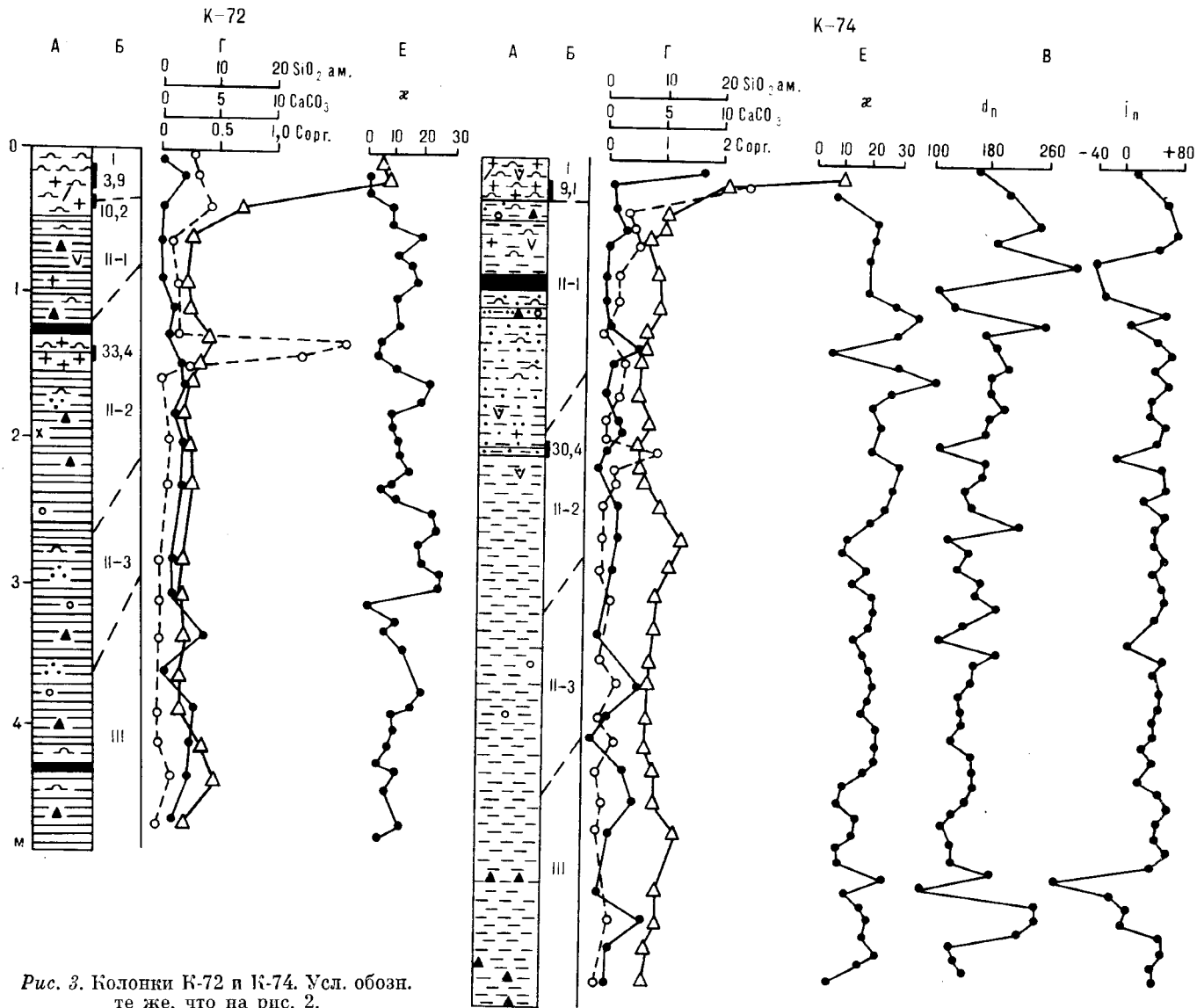


Рис. 3. Колонки К-72 и К-74. Усл. обозн. те же, что на рис. 2.

жанию CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$ и палеомагнитному анализу сделано расчленение отложений колонок К-68, К-106, К-72, К-74, К-80 и К-105 (рис. 2—6). Выделенные горизонты и слои отложений рассмотрены ниже в соответствии со стратиграфической номенклатурой Е. А. Романкевича, П. Л. Безрукова и др. [15].

Горизонт I. Отложения горизонта I выделены на основании данных абсолютных датировок (табл. 1) и эталонной изотопной стратиграфии [4] и соответствуют по времени послеледниковью. По колонкам К-68, К-80 и К-105 принято, что нижняя граница горизонта расположена над переходом от изотопной стадии 1 к стадии 2 (от значений $\delta^{18}\text{O} + 3,3\text{‰}$ к $+4,2\text{‰}$). Поскольку придонные воды более стабильны по температуре и менее подвержены региональному влиянию опреснения вод, то значения

$\delta^{18}\text{O}$ бентосных фораминифер определяются в основном колебаниями $\delta^{18}\text{O}$ вод Мирового океана при росте и таянии материковых ледников. Согласно оценкам Яппа и Эпштейна изотопного состава кислорода континентальных ледников последнего оледенения [26], величины $\delta^{18}\text{O}$ океанических вод в это время были больше современных на 0,8—1‰. Полученные изменения $\delta^{18}\text{O}$ CaCO_3 бентоса Охотского моря в верхних частях колонок близки к вариациям изотопии кислорода океанических вод и, следовательно, соответствуют переходу от изотопной стадии 1 к стадии 2. Граница изотопных стадий 1—2, согласно эталонной изотопной стратиграфии [4], имеет возраст около 13 тыс. лет, т. е. древнее начала послеледниковья (голоцена) на 2—3 тыс. лет. Если принять скорость осадконакопления в течение изотопной

К-105

К-80

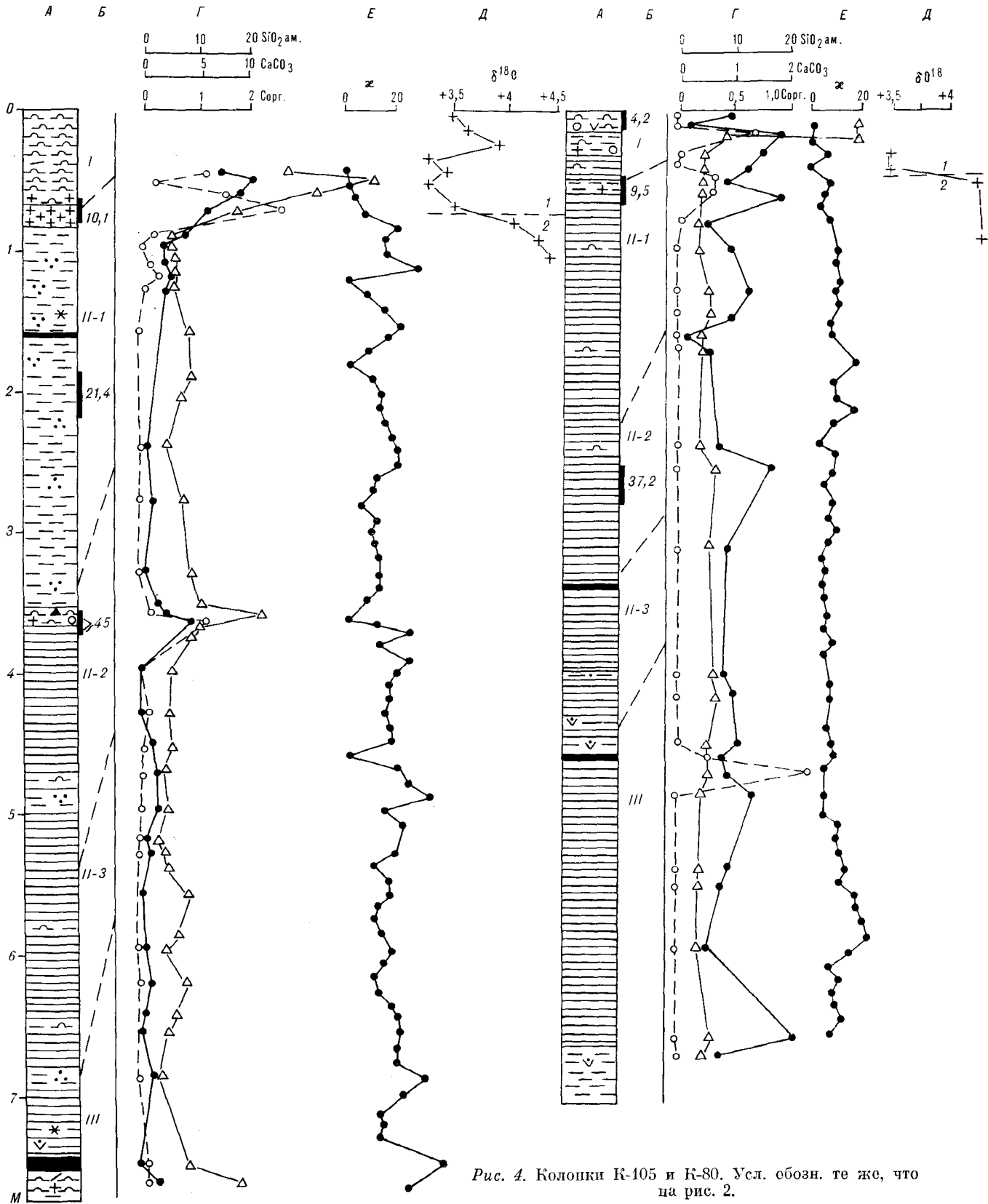


Рис. 4. Колонки К-105 и К-80. Усл. обозн. те же, что на рис. 2.

стадии 1 постоянной, то мощность осадков горизонта I соответствует примерно 0,8 объема изотопной стадии [4]. В остальных колонках основание горизонта I проводили по радиоуглеродным датировкам согласно возрасту раздела позднего плейстоцена и голоцена в 10,3 тыс. лет [22].

Осадки горизонта I представлены пелитовыми и алевроитопелитовыми илами, преимущественно диатомовыми. На гистограммах относительных частот гранулометрического распределения резко преобладает илистая модальная группа фракций (рис. 2), которая может образоваться осаждением взвеси при постоянно низкой активности придонных вод. Магнитная восприимчивость осадков этого горизонта из-за значительного содержания SiO_2 аморфн низка и остается незначительной и в некоторых колонках, где в основании горизонта глинисто-диатомовые илы сменяются глинистыми. Это свидетельствует о слабом поступлении ферромагнитных минералов в осадочное тело бассейна в это время. Результаты гранулометрического и капшметрического анализов позволяют заключить, что гидродинамический режим бассейна во время формирования горизонта I отличался спокойным характером, что в крайних бассейнах типично для высокого уровня моря.

А. П. Жузе [6] на основе диатомового анализа осадков Охотского моря выделяла горизонт I, соответствующий по комплексу видов теплым климатическим условиям голоцена. П. Л. Безруков при расчленении осадков [4] проводил нижнюю границу послеледниковых отложений по основанию верхнего слоя осадков, обогащенного диатомеями, считая, что нижележащие бескремнистые осадки формировались при резко отличных климатических условиях последнего оледенения. В связи с этим представляет интерес сопоставить в изученных колонках определенное нами положение нижней границы I горизонта, соответствующей основанию послеледниковья, с вариациями содержания в осадках SiO_2 аморфн, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ и рассмотреть возможные причины их изменений. В осадках центральной части моря (колонки K-68, K-72 и K-105) содержания SiO_2 аморфн возрастают вблизи перехода от ледниковых отложений к послеледниковым (в колонках K-72 и K-105 несколько ниже границы I горизонта, а в K-68 — выше) и остаются высокими в послеледниковое время. Во впадине Дерюгина (K-80) и на континентальном склоне Камчатки (K-106) рост концентрации SiO_2 аморфн в осадках происходит значительно позже по времени — примерно в середине послеледниковья.

Величина концентрации SiO_2 аморфн, представленного в основном диатомовыми водорослями, определяет продуктивность поверхностного

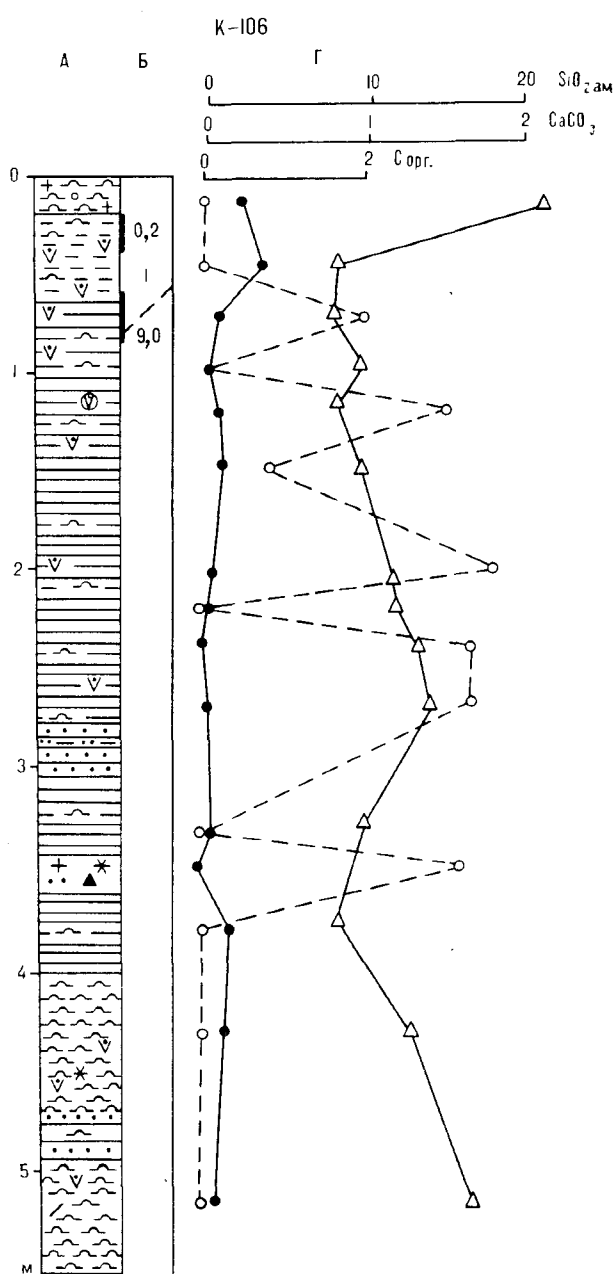


Рис. 5. Колонка K-106. Усл. обозн. те же, что на рис. 2.

слоя вод [3]. В свою очередь, это зависит от наличия биогенных веществ и растворенной кремниевой кислоты в фотическом слое и в высоких широтах может лимитироваться ледовым покровом, препятствующим проникновению солнечного света, необходимого для фотосинтеза [6]. По полученным нами результатам, повышение продуктивности вод Охотского моря позже последнего оледенения происходило по акватории неодновременно. В центральной части моря, более подверженной влиянию вод Тихого океана через проливы Курильских островов,

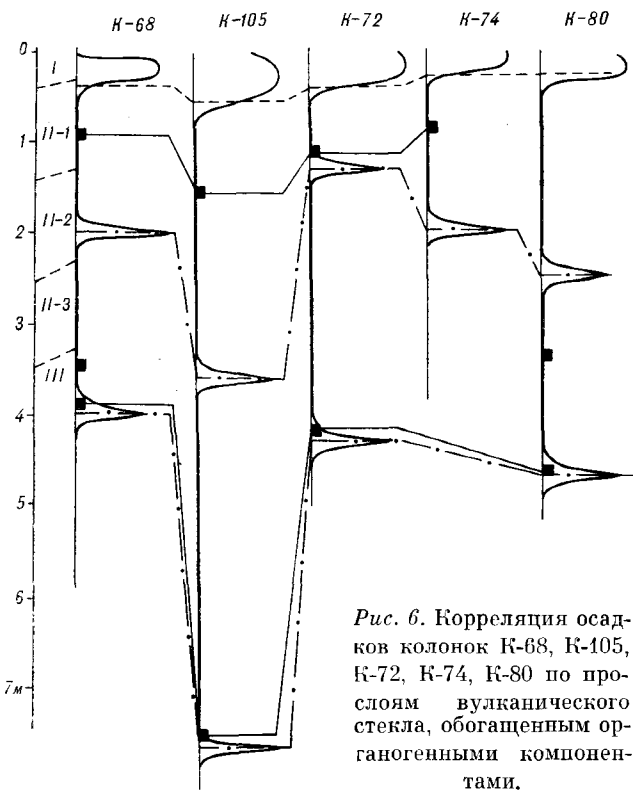


Рис. 6. Корреляция осадков колонок К-68, К-105, К-72, К-74, К-80 по прослоям вулканического стекла, обогащенным органическими компонентами.

продуктивность росла при переходе от ледниковых к послеледниковым условиям; в окраинных частях повышение плодородия поверхностных вод задерживалось до середины послеледниковья. Вероятно, запаздывание роста продуктивности поверхностных вод периферийных районов по сравнению с более открытыми можно объяснить более поздним таянием льдов, блокирующих доступ солнечной радиации в вегетационный период.

Известно, что содержание $C_{орг}$ в осадках определяется поступлением органики из поверхностного слоя воды в зависимости от его продуктивности — при этом в осадках захороняется не более 1% от первичной продукции — и интенсивностью последующих процессов ее окисления [23]. Поэтому наблюдаемое в целом синхронное увеличение вверх по разрезу содержания $SiO_{2аморфн}$ и $C_{орг}$ можно объяснить и связать с увеличением продуктивности поверхностных вод после оледенения.

Содержание $CaCO_3$ в осадках, представленного раковинами планктонных и бентосных фораминифер, в целом низкое, но наблюдаются определенные вариации по разрезу. В большинстве колонок, за исключением К-74 и К-68, повышенные содержания $CaCO_3$ (до 15%) отмечаются в осадках, расположенных около нижней границы I горизонта. Иными словами, концентрация $CaCO_3$ возрастает вверх по разрезу от бескарбонатных ледниковых осадков до

максимума в конце позднеледниковья — начале послеледниковья и несколько снижается в голоцене. В колонках К-74 и К-68 повышение содержания $CaCO_3$ в осадках происходит в послеледниковое время при увеличении продуктивности вод почти одновременно с ростом $SiO_{2аморфн}$.

Вероятно, концентрация $CaCO_3$ в осадках помимо продуктивности вод определяется также растворением раковин фораминифер после их осаждения, поскольку в большинстве колонок рост содержания $CaCO_3$ опережает во времени повышение $SiO_{2аморфн}$. Однако в Охотском море наибольшие значения $CaCO_3$ осадков (максимум сохранности раковин) наблюдаются не во время максимального похолодания, как в значительной части Тихого океана [25], а на рубеже позднеледниковья — послеледниковья и в голоцене. Повышенные содержания $CaCO_3$ вблизи границы позднеплейстоценовых и голоценовых осадков наблюдаются и в соседнем Японском море [5] и, вероятно, связаны с «пиком сохранности» $CaCO_3$ в осадках, который отмечается во многих районах Мирового океана [21]. В осадках из впадины Дерюгина (К-80) карбонатные пики наблюдаются и в конце позднеледниковья, и в голоцене.

Таким образом, в поздне-послеледниковых осадках отмечаются вариации содержания $CaCO_3$, $SiO_{2аморфн}$ и $C_{орг}$, связанные с изменением палеоокеанологической обстановки после оледенения, которые в разных частях бассейна могут быть неодновременными. В целом концентрации $SiO_{2аморфн}$ возрастают в голоценовых осадках (в краевых частях бассейна с запазданием), а рост $CaCO_3$ опережает во времени изменение $SiO_{2аморфн}$ и происходит на границе с позднеледниковьем («пик сохранности $CaCO_3$ ») и в некоторых районах позже, в послеледниковье.

Горизонт II, слой II-1. Отложения этого слоя характеризуются более грубым гранулометрическим составом и доминированием терригенной составляющей. В колонках К-74 и К-68, отобранных соответственно на возвышенностях ИО АН СССР и АН СССР, плотные осадки этой толщи включают большое количество гравия и гальки, занесенных, вероятно, в результате ледового разноса. В осадках этого слоя резко возрастает значение мобильной группы фракций (мелкий и тонкий песок). Наличие этой модальной части наряду с илистой свидетельствует о возрастании активности гидродинамического режима, когда спокойные гидродинамические обстановки сменялись периодами резкого повышения скоростей придонных потоков. В этих случаях производилась донная транспортировка осадочного материала. При этом, вероятно, в пределах возвышенностей АН СССР и ИО АН СССР появились зоны размы-

Значения абсолютного возраста осадков Охотского моря по ¹⁴C

Колонка	Интервал в м (от верха)	Лабораторный индекс	Возраст (лет)
К-68	0,05—0,25	Кп-1852	6700 ± 110
	0,25—0,45	Кп-1853	10100 ± 160
	1,90—2,00	Кп-1854	41300 ± 600
К-72	0,10—0,30	Кп-1857	9900 ± 130
	0,35—0,45	Кп-2161	10500 ± 170
	1,35—1,45	Кп-2162	33400 ± 1000
К-74	0,15—0,30	Кп-2165	9100 ± 150
	1,90—2,05	Кп-2166	30400 ± 1900
К-80	0—0,19	Кп-1873	4250 ± 60
	0,50—0,70	Кп-2163	9500 ± 140
	2,50—2,80	Кп-2164	37200 ± 2000
К-105	0,65—0,85	Кп-2172	10100 ± 120
	1,85—2,25	Кп-2173	21400 ± 600
	3,58—3,75	Кп-1866	≥ 45000
К-106	0,20—0,45	Кп-1868	6200 ± 130
	0,60—0,80	Кп-2160	9000 ± 120

ва, из которых осуществлялась донная транспортровка осадочного материала, достигавшая районов станций К-68, К-72, К-74. Максимальные скорости течения отмечались на последней станции, о чем свидетельствует прослой разнозернистого песка с включениями гравия, гальки и бентосных фораминифер в горизонте 104—107 см. В меньшей степени активизация гидродинамического режима коснулась районов станций К-80, К-105, К-106, расположенных во впадинах и на материковом склоне.

Повышенные значения магнитной восприимчивости осадков этой толщи по сравнению с вышележащими указывают также на активизацию поставки обломочного материала и большой привнос ферромагнитных минералов в это время.

По А. П. Лисицину [13] и Ф. А. Щербакову [20], осадконакопление окраинных бассейнов в значительной степени зависит от колебаний уровня моря. Во время континентальных оледенений регрессия моря приводила к осушению значительной части шельфа, понижению базиса эрозии рек и к активизации терригенного осадконакопления. При этом происходил дополнительный интенсивный перенос терригенного материала с I уровня осадконакопления на II, более низкий [13].

Судя по изотопно-кислородным записям осадков верхней части толщи, литодинамическому анализу и данным каппаметрии, она отлагалась при холодных климатических условиях последнего оледенения и низком уровне моря (изотопная стадия 2) и соответствует слою II-1, по Е. А. Романкевичу и др. [15].

По данным А. П. Жузе [6], в Охотском море горизонты, обогащенные диатомеями и терригенным материалом с небольшим включением органических остатков, чередуются, при этом численность створок диатомей меняется в основном за счет океанических видов. Если в межледниковые эпохи океанические и неритические виды развивались в границах, близких к современным, то в ледниковые — неритические виды вытесняли океанические из центральных и южных районов моря, приводя к падению общей численности створок. А. П. Жузе связывает изменения численности и видового состава диатомей с изменением климатических условий бассейна, и прежде всего его ледового покрова. Она показала, что неритический планктон развивается преимущественно во льдах, во время их вскрытия и вблизи кромки льда. Следовательно, снижение численности диатомей и смена их состава неритическими в осадках Охотского моря соответствуют холодным условиям и значительному расширению ледникового покрова.

Полученные нами данные о низких содержаниях $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках слоя

II-1 подтверждают, что формирование этих отложений происходило в суровых условиях оледенения и низкой продуктивности поверхностных вод. В колонках К-68, К-105, К-72, К-74 в осадках ледникового слоя II-1 отмечен прослой вулканического стекла, который может быть дополнительным маркером. В колонках К-68 и К-74 в осадках слоя II-1 отмечаются изменения векторов склонения и наклона магнитного поля, которые, вероятно, можно связать с экскурсом Моно (20—25 тыс. лет).

Горизонт II, слой II-2. Ниже грубых терригенных отложений залегают более мелкие осадки с прослоем, обогащенным органическими элементами. На гистограммах относительной частоты гранулометрического распределения осадков этого слоя по сравнению с вышележащим падает значение песчаной группы фракций и возрастает доля илистой (см. рис. 2). Магнитная восприимчивость отложений этого слоя, расположенных на возвышенностях, также несколько меньше, чем в слое II-1. Из этого следует, что период формирования слоя II-2 отличался снижением активности придонных вод и возрастанием участия в осадкообразовании процесса осаждения взвеси. Такие условия характерны для более высокого положения уровня моря.

Эпизодическое присутствие в осадках раковин фораминифер не позволяет получить непрерывную запись $\delta^{18}\text{O}$ карбоната. В осадках колонки К-68 ниже прослоя, обогащенного органическими остатками, отмечается увеличение $\delta^{18}\text{O}$ фораминифер на 0,7‰. Вероятно, это изменение величины $\delta^{18}\text{O}$ соответствует переходу от 3-й стадии некоторого потепления к холодной — 4-й. Возраст границы изотопных стадий 3/4, по литературным данным, составляет

64 тыс. лет [4]. По радиоуглеродным датировкам, возраст прослой, обогащенного биогенными компонентами в колонках К-105, К-72 и К-68, составляет соответственно 45, 30,4 и 41,3 тыс. лет*. В колонке К-80 из впадины Дерюгина слою II-2, вероятно, соответствуют осадки, залегающие на расстоянии 240—270 см от поверхности, с прослоем повышенной концентрации CaCO_3 и абсолютным возрастом 37,2 тыс. лет.

Повышенные содержания элементов органической триады в прослое этой толщи свидетельствуют об увеличении продуктивности поверхностных вод, а по А. П. Жузе, соответствуют пространственным распределениям видового состава планктона и ледникового покрова более близким к межледниковым условиям. Учитывая литологические характеристики, радиоуглеродные датировки осадков и возраст подстилающей границы изотопных стадий 3/4, можно предположить, что эти отложения сформировались во время среднеюрмского интерстадиала (изотопная стадия 3, слой II-2, по Е. А. Романкевичу и др.) [15]. В колонке К-74 (см. рис. 3) прослой осадков, обогащенный CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ (интервал около 200 см), имеет отклонения векторов магнитного поля — наклонения (до отрицательных значений) и склонения. Вероятно, эти палеомагнитные вариации соответствуют экскурсу Лацамп с возрастом около 45 тыс. лет.

Горизонт II, слой II-3. Литологические признаки осадков аналогичны присущим слою II-1: доминирование терригенной компоненты, заглубление гранулометрического состава, более высокие значения магнитной восприимчивости. На гистограммах распределения гранулометрического состава осадков этой толщи увеличивается значение песчаных фракций. Следовательно, гидродинамические обстановки этого периода благоприятствовали размыву осадков на возвышенностях и вовлечению их в донную транспортировку. Максимально активизировались придонные течения в районе ст. К-68 (возвышенность АН СССР). Здесь на горизонте 268—271 отмечен прослой разнозернистого песка с галькой. Не исключено, что образование этого прослоя происходило с одновременным размывом нижележащей пачки терригенных илов.

По Е. А. Романкевичу и др. [15] и А. П. Жузе [6], отложения соответствуют слою II-3 и

* Следует отметить большие трудности определения возраста, близкого к запредельному, из малых количеств углерода, какие позволяют получить пробоотборники по осадку, карбопатность которого составляет не более 10—15%. Подобные обстоятельства заставляют применять разбавление «мертвой» углекислотой, что увеличивает случайные ошибки, возможные из-за загрязнения «молодым углеродом» и других причин.

сформировались они в холодных условиях раннеюрмского оледенения (изотопная стадия 4). Низкие содержания органических элементов и соответственно невысокая продуктивность поверхностных вод объясняются усилением ледникового покрова, препятствовавшего фотосинтезу.

Горизонт III. В центральной части моря и во впадине Дерюгина прослеживается горизонт более древних осадков с прослоем повышенных концентраций элементов органической триады. По преобладанию более тонких фракций осадков в гистограммах распределения (см. рис. 2) допускается, что формирование их происходило при очередном снижении гидродинамической активности моря. Определяющим процессом являлось осаждение взвешенного терригенно-биогенного материала.

Из диатомей присутствует вид *Rhizosolenia curvirostris* Jouse (К-68 и К-105), характерный для казанцевского (рисс-вюрмского) межледниковья (определения В. С. Пушкаря). Толща с прослоем, обогащенным CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$, соответствует, по Е. А. Романкевичу и др. [15] и А. П. Жузе [6], горизонту III, накопившемуся в теплых климатических условиях рисс-вюрмского межледниковья (изотопная стадия 5). Уровень моря в это время достигал современных отметок и превышал его [9]. Общее потепление способствовало ослаблению ледовитости моря и повышению продуктивности поверхностного слоя вод.

По данным палеомагнитных определений, в осадках основания колонок К-68 и К-74 (см. рис. 2, 3), отнесенных нами к горизонту III, наблюдаются инверсии параметров магнитного поля, которые можно сопоставить с событием Блейк (возрастом около 111 тыс. лет). Дополнительным маркером этой толщи является наиболее мощный по разрезу прослой вулканического стекла (К-68, К-72 и К-105).

Повышенные содержания CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках соответствуют маломощным прослоям, обогащенным органическими остатками, и приходятся на горизонты I, III и слой II-2. Возраст более древних прослоев с определенной долей условности принимаем равным 120 и 45 тыс. лет.

Скорости седиментации в позднечетвертичное время варьировали от 2,5 до 9 см/тыс. лет (табл. 2). Наибольшие скорости накопления осадков отмечены для понижений рельефа дна (К-80 и К-105) и приходились преимущественно на 10,3—45 тыс. лет назад (позднеюрмское оледенение). В осадках этого этапа, как следует из данных по вещественному составу, каппаметрии и гранулометрии, доминирует терригенная компонента. Это свидетельствует о значительном усилении поступления терригенного материала в это время при низком поло-

Скорость накопления осадков Охотского моря в голоцене и позднем плейстоцене, см/тыс. лет

Время (тыс. лет)	Колонка				
	K-68	K-105	K-72	K-74	K-80
0—10,3	4	5,5	4	3	4,2
10,3—45	4,7	9	2,6	5	6
45—125	2,5	5	3,8		2,7
0—125	3,2	6,2	3,4		3,8

жении уровня моря. Усиление донной транспортировки осадков в районах возвышенностей приводило к размыву осадков и уменьшению их суммарной мощности (K-72).

Таким образом, глубоководные осадки Охотского моря, по данным радиоуглеродного датирования, изотопно-кислородного, палеомагнитного и литодинамического методов, расчленены на голоценовые (горизонт I), вюрмского похолодания (слой II-1 и II-3), средневюрмского интерстадиала (слой II-2) и ресс-вюрмского межледниковья (горизонт III). Содержания $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 в осадках, представленных в основном остатками диатомей и фораминифер, преимущественно низкие, но повы-

шались во время ресс-вюрмского межледниковья, средневюрмского интерстадиала и голоцена. Увеличение $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$, позже последнего оледенения происходило неодновременно: для центральной части бассейна рост аморфного кремнезема отмечается в отложениях вблизи границы верхнего плейстоцена и голоцена, а для впадины Дерюгина и склона Западной Камчатки — в голоцене. Вероятно, это связано со временем таяния ледников и повышением биопродуктивности поверхностных вод. Вариации CaCO_3 в верхне-последледниковых осадках определяются продуктивностью планктонных фораминифер и интенсивностью растворения их раковин. В одних колонках (K-105 и др.) карбонатный пик выражен при переходе к последледниковым толщам вследствие лучшей сохранности CaCO_3 , в других (K-68, K-80) — в голоцене одновременно с ростом $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$.

Скорости осадконакопления варьируют во времени от 2,5 до 9 см/тыс. лет. При этом наибольшие скорости отмечаются в понижениях рельефа дна и приходится преимущественно на 10,3—45 тыс. лет назад. Прослой вулканического стекла в осадках слоя II-1 и горизонта III (возраст около 120 тыс. лет) можно использовать как стратиграфические маркеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. О распределении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков // Докл. АН СССР.— 1955.— Т. 103, № 3.
2. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XXXII).— М.: АН СССР, 1960.
3. Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лисицин А. П. Модель накопления аморфного кремнезема в донных осадках Тихого океана // Геохимия.— 1980.— № 1.
4. Боуэн Д. Четвертичная геология.— М.: Мир, 1981.
5. Горбаренко С. А., Токарчук Т. Н. Изменение содержания элементов органической триады в осадках Японского моря (поздний плейстоцен — голоцен) // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока).— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана.— М.: АН СССР, 1962.
7. Жузе А. П., Коренева Е. В. К палеогеографии Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— Т. 22.— М.: АН СССР, 1957.
8. Игнатьев А. В., Горбаренко С. А., Киселев В. И. К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом // Биогеохимия морских беспозвоночных.— Новосибирск: Наука, 1979.
9. Кинд Н. В. Абсолютная геохронология четвертичной системы // Стратиграфия СССР. Четвертичная система.— Т. 1.— М.: Недра, 1982.
10. Китаев П. В., Лихт Ф. Р. Определение общей карбонатности и органического углерода в породах газометрическим методом // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971.
11. Ковалюх Н. Н., Митропольский А. Ю., Соболев Э. В. Радиоуглеродный метод в морской геологии.— Киев: Наук. думка, 1977.
12. Лисицин А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.
13. Лисицин А. П. Осадочное тело океанов // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения.— М.: Наука, 1984.
14. Петелин В. П., Остроумов Э. А. Геохимия донных осадков Охотского моря // Современные осадки морей и океанов.— М.: Наука, 1961.
15. Романкевич Е. А., Безруков П. Л. и др. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1966.
16. Рыбаков В. Ф. Гранулометрическая структура донных осадков как показатель литодинамического режима // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
17. Саидова Х. М. Закономерности распределения фора-

мини́фер в донных отложениях Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях (Тр. Ин-та океанологии, т. 32).— М.: АН СССР, 1960.

18. *Страхов Н. М.* Методы изучения осадочных пород.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.
19. *Храмов А. М., Шолпо Л. Е.* // Палеомагнетизм (Тр. ВНИГРИ, вып. 256).— Л.: Недра, 1967.
20. *Щербаков Ф. А.* Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене.— М.: Наука, 1983.
21. *Berger W. H.* Deep-sea carbonate and deglaciation preservation spike in pteropods and foraminifera // *Nature*.— 1977.— V. 269.
22. *Mörner N.-A.* The Pleistocene — Holocene boundary: proposed boundary stratotype in Gothenburg, Sweden // *Boreas*.— 1976.— V. 5.

ТОИ ДВО АН СССР, ДВГУ
Владивосток

23. *Müller P. J., Suess E.* Productivity, sedimentation rate, and sedimentary carbon preservation // *Deep-sea research*.— 1979.— V. 26A.
24. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.* Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core v. 28—238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year Scale // *Quaternary Research*.— 1973.— V. 3.
25. *Volat J.-L., Pastouret L., Vergraud-Grazzini C.* Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review // *Marine Geology*.— 1980.— V. 34.
26. *Yapp C. J., Epstein S.* Climatic implications of D/H ratios of meteoric waters over North America (9500—2200 B. P.) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrogen // *Earth and Planet Sci. Lett.*— 1977.— V. 34.

Поступила в редакцию
10 марта 1986 г.