

УДК 551.462.(265.54)

А. Н. Деркачев, И. В. Уткин, С. А. Горбаренко
С. П. Плетнев, Н. Н. Ковалюх, А. И. Боцул,
Ю. И. Берсенева

КОРРЕЛЯЦИЯ И СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

На основе комплексно-сопряженного анализа колонок, проведенного литологическим, фораминиферным, диатомовым, изотопно-кислородным, радиоуглеродным методами, проведена корреляция верхнечетвертичных отложений Японского моря. В верхней части изученного разреза выделены маркирующие горизонты: гра-

ница карбонатной и кремнистой пачек, прослой вулканического пепла, которые имеют широкое площадное распространение. Радиоуглеродным методом определен их возраст. Приводится карта скоростей осадконакопления в поздне-последнеледниковое время.

Установление скоростей осадконакопления и их изменение по площади имеет важное значение при познании истории развития того или иного морского бассейна. Для многих морей, в том числе и для Японского моря, данные о скоростях седиментации весьма ограничены. До последнего времени отрывочные сведения по стратиграфии верхнего осадочного слоя Японского моря не позволяли проследить площадное изменение мощности разновозрастных слоев и, соответственно, оценить скорость осадконакопления в рассматриваемом бассейне. Между тем в Японском море в рейсах НИС «Первенец», «Каллисто», «Витязь» и др. отобрано большое количество колонок донных отложений (рис. 1). Комплексно-сопряженный анализ этих колонок, объединяющий литологические, палеонтологические и изотопные методы исследования, позволил выделить литологически однородные осадочные пачки, маркирующие горизонты, и оценить их возраст.

Анализ литологического состава (более 350 колонок) включил следующие характеристики отложений: структуру, текстуру, плотность, цвет, вещественный состав песчано-алевритовой фракции и пирокластики, содержание элементов органогенной триады (SiO_2 аморфн., CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$). По ряду колонок выполнено расчленение отложений фораминиферным (20 колонок), диатомовым (6 колонок) и палинологическим (3 колонки) методами. Определение возраста отложений, обогащенных раковинами фораминифер, проведено радиоуглеродным методом (см. таблицу). В результате проведенной работы были выделены маркирующие горизонты, которые однозначно определя-

лись в отложениях значительной части глубоководных районов моря. Наиболее важными из них являются граница между карбонатной и кремнистой пачками и прослой туфов трахидацитового состава.

На одном из полигонов в юго-западной части моря (см. рис. 1) густой сетью опробования было выявлено, что общий разрез отложений имеет закономерную смену литологических признаков [2]. Главной чертой этого разреза является резкая граница, выше которой в терригенных осадках увеличивается содержание остатков организмов с кремнистым скелетом (диатомеи, радиолярии), а ниже преобладают раковины с известковым скелетом (планктонные фораминиферы) (рис. 2, 3). Верхняя толща нами условно названа кремнистой пачкой (А), а нижняя — карбонатной (Б).

Характерно, что резкое увеличение количества раковин планктонных фораминифер приурочено к прослою осадков мощностью 5—10 см, залегающему вблизи рассматриваемой границы. Нами этот прослой назван «фораминиферным» горизонтом. Раковины имеют хорошую сохранность и представлены преимущественно видами *Globigerina* sp. и *Gl. pachyderma* sin. Граница между пачками хорошо прослеживается во многих колонках по изменению окраски с темно-серой (зеленовато-серой) в кремнистой пачке на светло-серую с голубоватым оттенком в подстилающем фораминиферном горизонте. Отложения карбонатной пачки обогащены пиритом; на отдельных горизонтах его количество достигает 50—70% от веса песчано-алевритовой фракции. Выявленная закономерность в смене состава отло-

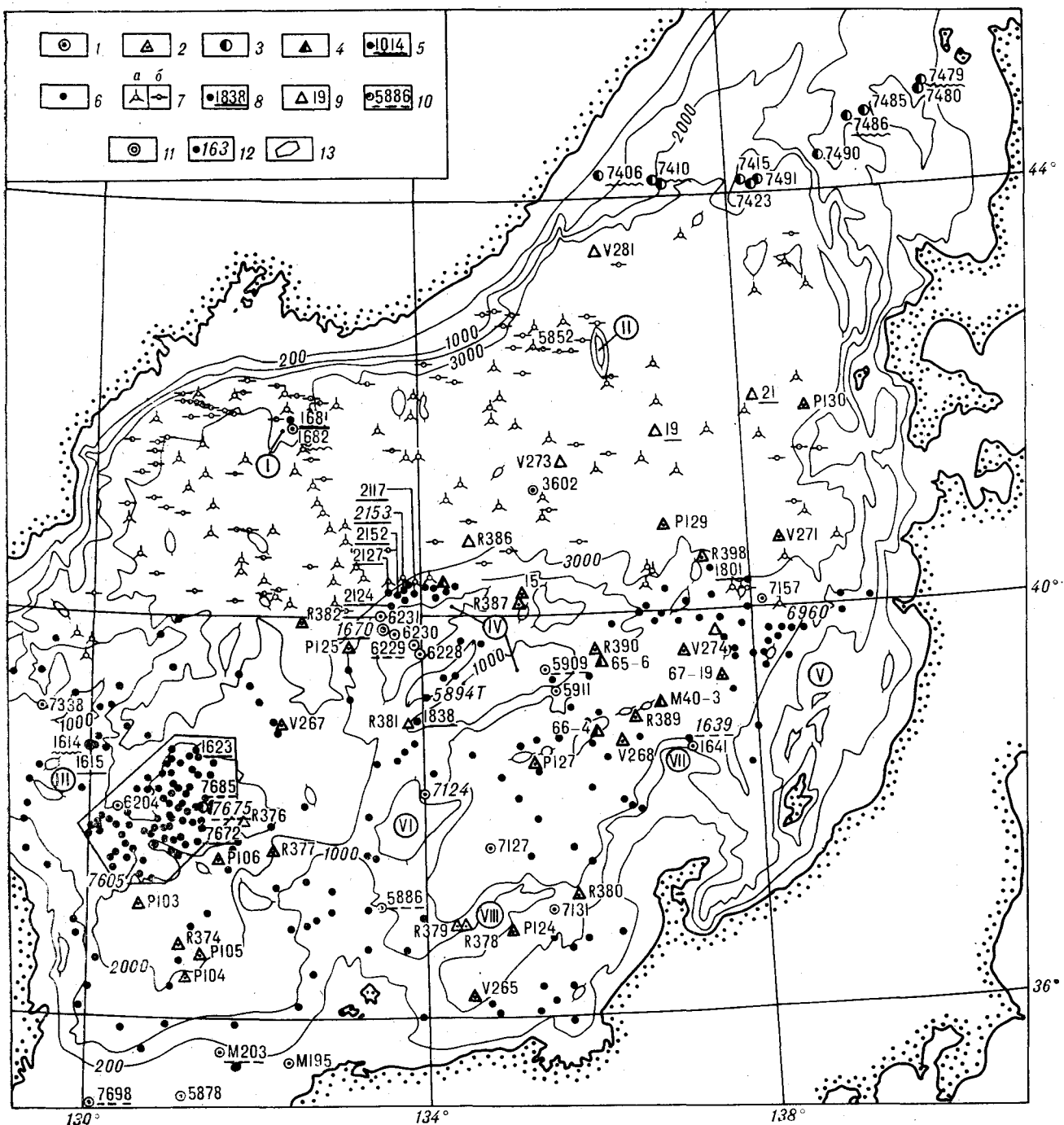


Рис. 1. Расположение изученных колонок.

Колонки, изученные биостратиграфическими методами: 1 — фораминиферовым, 2 — то же, по зарубежным данным, 3 — диатомовым, 4 — то же, по зарубежным данным, 5 — палинологическим; 6 — литостратиграфическим с выделением литологических пачек; 7 — тейфростратиграфическим; а — колонки с прослоем трахидацитового стекла исперотложненного, б — то же, но со следами перотложения; 8 — определение возраста осадков радиоуглеродным методом; 9 — определение возраста осадков ионий-ториевым методом; 10 — измерения изотопного состава кислорода; 11 — колонки, изученные комплексом лито-биостратиграфических методов; 12 — местоположение колонок, приведенных на рис. 2, 3; 13 — район полигонных работ. Цифры в кругах — положение подводных возвышенностей: I — Первенца, II — Богорова, III — Восточно-Корейской, IV — Ямато, V — Садо, VI — Кита-Оки, VII — Хакусан, VIII — Оки.

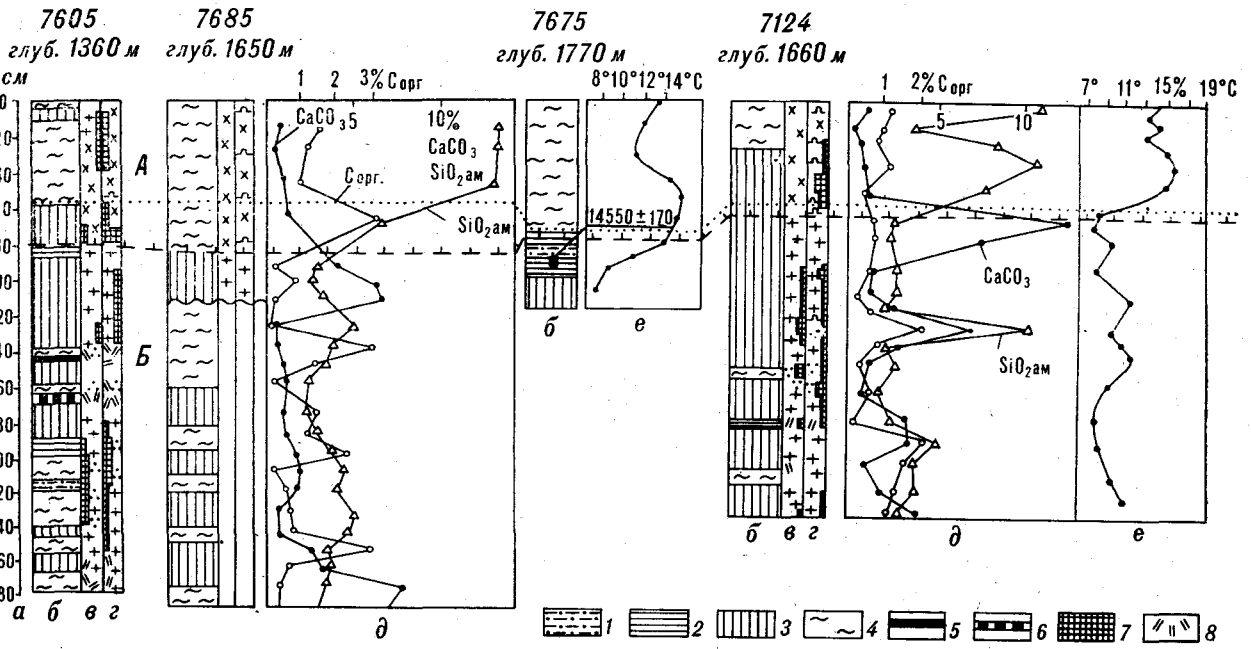
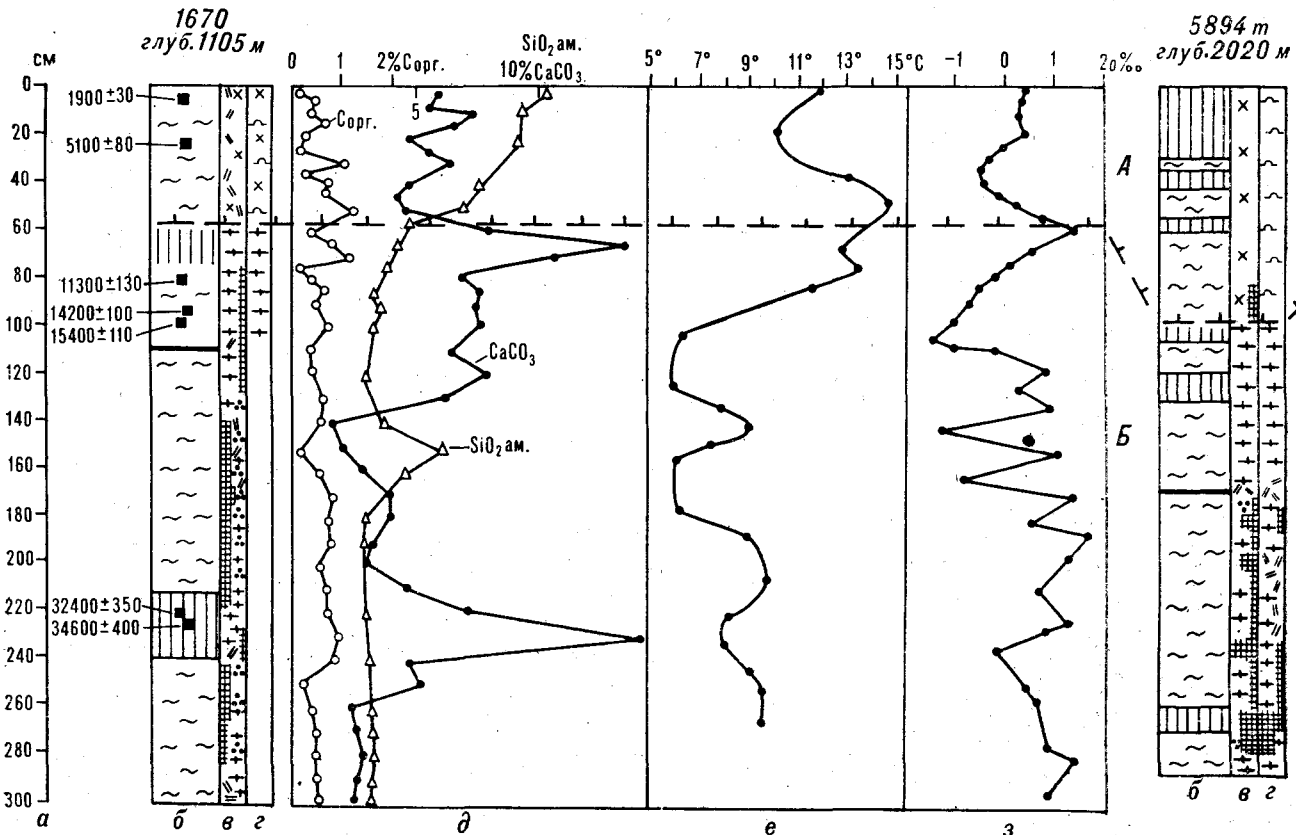
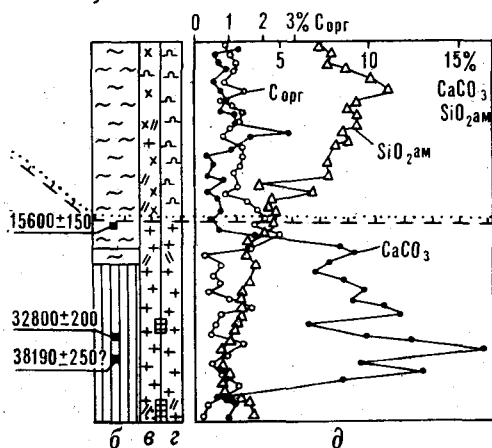


Рис. 2. Схема корреляции отложений в колонках из южной части Японского моря.

Литологический состав отложений: 1 — крупнозернистые алевроиты плохо сортированные, 2 — мелкоалевритовые илы, 3 — алевроитово-пелитовые илы, 4 — пелитовые илы; 5 — прослой вулканического пепла, 6 — прослой пемзы; 7 — обломочно-терригенный материал, 8 — вулканическое стекло, 9 — радиолария; 10 — диагомеи; 11 — фораминиферы; 12 — пирит; 13 — граница между голоценом и плейстоценом, уста-

новленная биостратиграфическими методами; 14 — граница кремнистый (А) и карбонатной (Б) пачек; 15 — перерывы в осадконакоплении; а — длина керна в см; б — литологическая колонка; в — состав песчаной фракции; г — состав крупноалевритовой фракции; д — содержание CaCO₃, SiO₂ аморфного, Cорг; е — палеоклиматическая кривая, построенная по данным фораминиферного анализа; з — кривая изменения изотопного состава кислорода (δ¹⁸O). Черные прямоугольники и цифры к ним — радиоуглеродные датировки.





9 10 11 12 13 14 15

жений полигона была установлена также в осадках других районов южной части Японского моря. Описываемый разрез отличен от разреза одновозрастных отложений вершин подводных поднятий, расположенных выше уровня карбонатной компенсации (около 1500 м). Здесь осадки содержат значительную примесь тер-

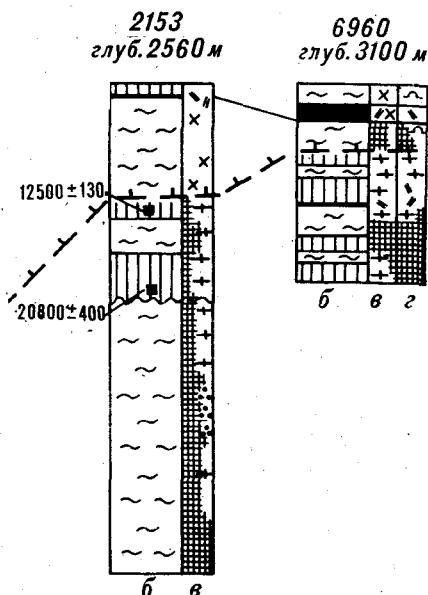


Рис. 3. Схема корреляции отложений в колонках с возвышенности Ямато.

Усл. обозн. аналогичны рис. 2.

ригенного, пирокластического материала, обогащенны раковинами бентосных и планктонных фораминифер, что затрудняет их корреляцию с отложениями котловин.

Анализ комплекса планктонных фораминифер и диатомей показал, что осадки «фораминиферового» горизонта сформировались в более холодных (по сравнению с современными) условиях и соответствуют конечной стадии последнего оледенения. Это подтверждается также данными изотопно-кислородного анализа планктонных фораминифер: вблизи границы пачек отмечается увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 3).

По данным радиоуглеродного анализа возраст отложений «фораминиферового» горизонта равен 11 300—15 600 лет, а границы карбонатной и кремнистой пачек — около 11 500 лет.

В Центральной котловине с глубинами более 3000 м отмеченная выше закономерность в смене состава отложений с кремнистого на карбонатный выражена слабо. Здесь отсутствуют осадки, обогащенные раковинами планктонных фораминифер. Однако в верхней части этих отложений отмечается некоторое увеличение содержания аморфного кремнезема, что позволяет отнести эту часть разреза, по аналогии с южными районами моря, к кремнистой пачке. Четкая граница этой пачки с подстилающими отложениями не устанавливается, что затрудняет корреляцию. Здесь важное значение приобретает второй маркирующий горизонт — прослой вулканического пепла. Он установлен в самой верхней части разреза, в 0,5—20 см от поверхности дна и имеет мощность от 1 до 10 см (мощность и глубина залегания увеличиваются по направлению к подножию материкового склона и подводным возвышенностям). Глубина залегания пеплового прослоя, идентичность структуры пепловых частиц (полупрозрачное флюидально-волокнистое стекло) и химического состава (трахидацитовое стекло), одинаковое содержание петрогенных и редких химических элементов свидетельствуют о его одновозрастности [9, 10, 13, 14]. Прослой пепла имеет широкое площадное распространение (см. рис. 1), занимает всю Центральную котловину, частично заходит в южную часть моря и на склоны подводных возвышенностей, где достаточно отчетливо прослеживается граница раздела между карбонатной и кремнистой пачками. В колонках, в которых отмечались два репера (раздел литологических пачек и прослой пепла), было установлено, что мощность осадков выше пеплового прослоя составляет в среднем одинаковую часть (одну седьмую) от мощности кремнистой пачки. Этот факт позволил авторам установить с некоторой долей условности возраст формирования пеплового прослоя (около 1000 лет) и определить скорости седиментации в тех колонках, где граница кремнистой пачки слабо выражена.

Радиоуглеродные датировки донных отложений Японского моря

Номер станции	Горизонт, см	Лабораторный индекс	Возраст, лет	Координаты станций	
				Ширина	Долгота
1670	5—10	Ки-1270	1900±30	39°54'8"	133°37'0"
	26—30	Ки-909	5100±80		
	80—85	Ки-1271	11300±135*		
	90—95	Ки-910	14200±100*		
	95—100	Ки-911	15400±110*		
	221—224	Ки-900	32400±350		
	231—234	Ки-901	34600±400		
1623	87—90	Ки-1411	10070±40	38°35'3"	131°41'6"
	100—103	Ки-1412	12400±80		
	145—161	Ки-902	16100±150		
	188—200	Ки-1413	20900±85		
1681	35—40	Ки-1409	11230±40*	41°52'2"	132°23'6"
	55—60	Ки-1138	15700±280		
	96—103	Ки-1098	≥22300		
1682	71—95	Ки-1410	13540±65*	41°51'2"	132°23'6"
1639	104—112	Ки-903	15600±150*	38°38'2"	137°12'7"
	166—176	Ки-905	32800±200(?)		
	178—186	Ки-1031	38100±250(?)		
1801	20—30	Ки-1205	2810±50	40°24'8"	137°32'7"
	70—95	Ки-1206	7360±100		
1838	17—27	Ки-1208	2350±70	39°03'7"	134°01'2"
7675	90—100	Ки-907	14550±170*	38°42'7"	131°30'0"
7672	40—50	Ки-906	8000±120	38°04'2"	131°23'0"
1615	45—50	Ки-912	2100±60	38°39'2"	129°49'5"
	50—60	Ки-913	2400±70		
	100—110	Ки-914	7900±100		
2117	195—205	Ки-1592	30300±1500	40°40'8"	133°50'7"
2124	61—70	Ки-1596	14050±150*	40°05'2"	133°39'0"
2127	27—33	Ки-1594	13700±80*	40°09'0"	133°39'7"
2152	15—17	Ки-1593	8600±80	40°07'1"	133°37'2"
	25—35	Ки-1595	11900±70*		
2153	47—57	Ки-1597	12500±130*	40°42'0"	133°40'7"
	77—90	Ки-1591	20800±400		

* Датировка маркирующего «фораминиферового» горизонта. Выполнены сцинтилляционным методом в ИГФМ АН УССР.

Анализы

Таким образом, принимая в качестве основных реперов границу между карбонатной и кремнистой пачками и прослой вулканического пепла, удалось провести площадную корреляцию верхней части отложений Японского моря. На этой основе нами составлена карта скоростей накопления осадков Японского моря в поздне- и послеледниковое время (рис. 4). Дополнительно привлекались опубликованные ранее материалы [6, 15, 18, 19, 21, 22, 24, 25 и др.].

В глубоководной части моря высокие скорости осадконакопления (более 10 см/1000 лет) отмечаются в батинальных котловинах у подножия материкового и островного склонов. У подножия материкового склона Приморья скорость седиментации на отдельных участках

достигает 20—28 см/1000 лет. В южной и юго-западной частях моря область с повышенными значениями скоростей осадконакопления расширяется. Здесь многими колонками не вскрыта подошва голоценовых отложений. Отдельные максимальные значения (до 24 см/1000 лет) наблюдаются у подножия возвышенностей Оки, Кита-Оки, Богорова, Мусаси [6, 19]. Область со скоростями седиментации 5—10 см/1000 лет охватывает Хонсю и частично Цусимскую котловины, а также периферийные участки Центральной котловины, примыкающие к подножиям материкового склона, подводных гор и возвышенностей.

На вершинах подводных возвышенностей с глубинами до 1000 м (Мусаси, Садо, Ямато, Оки, Кита-Оки, Хакусан и др.) покров осадков голоценового возраста имеет, как правило, небольшую мощность или отсутствует полностью. Значения скоростей осадконакопления, установленные в привершинной части возвышенности Ямато, находятся в пределах 0,9—3,4 см/1000 лет. Еще более контрастно выражены отличия в скоростях седиментации на склонах подводных возвышенностей. Здесь чаще, чем на вершинах, встречаются участки с нулевой седиментацией, на которых по результатам многочисленных драгирований установлены коренные породы и плотные слаблитифицированные отложения плиоцен-миоценового возраста [20, 21]. Во многих колонках прослежены перерывы в осадконакоплении.

На выположенных участках склонов, в понижениях рельефа (седиментационных ловушках) скорость осадконакопления возрастает и составляет 1—5 см/1000 лет, а в отдельных случаях 6—7 см/1000 лет. Близкие скорости накопления осадков отмечаются на подводных возвышенностях с глубинами над вершинами более 1000 м (Восточно-Корейская, Криштофовича, Первенца, северо-восточное продолжение возвышенности Ямато).

Низкие скорости седиментации характерны для центральной и восточной частей Центральной котловины Японского моря (1 см/1000 лет и менее). К периферии котловины скорость накопления осадков постепенно увеличивается до 1—5 см/1000 лет. Корреляция колонок, как было отмечено выше, для этого района про-

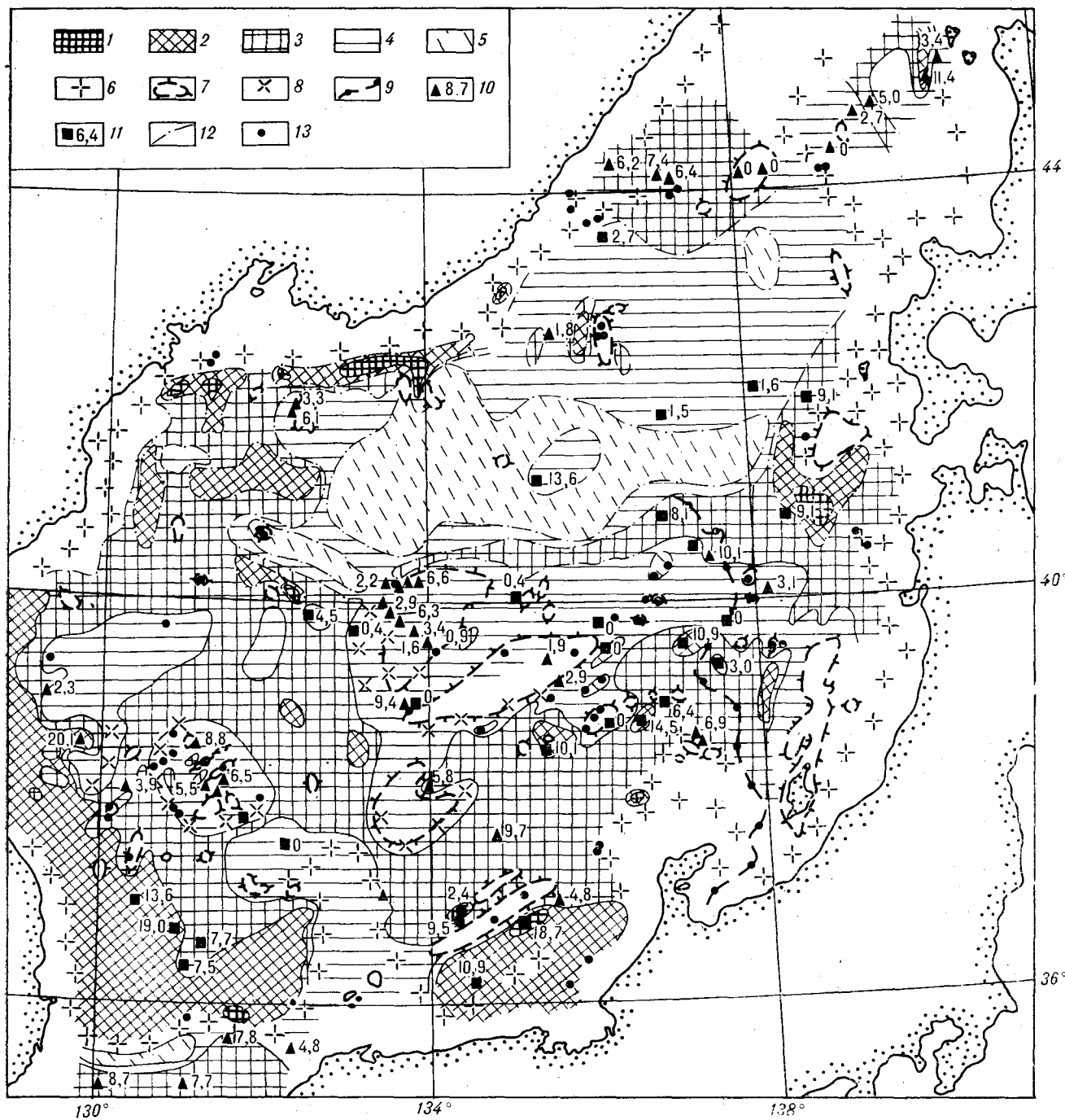


Рис. 4. Скорости накопления осадков Японского моря в поздне-последледниковое время (за 11—12 тыс. лет), в см/1000 лет.

1 — более 15; 2 — 15—10; 3 — 10—5; 4 — 5—1; 5 — менее 1; 6 — районы материкового (островного) склона с аномальными скоростями седиментации; 7 — контуры подводных возвышенностей; 8 — склоны подводных возвышенностей с установленными выходами пород и древних отложений; 9 — подводная долина Тояма; 10 — станция с определением скоростей седиментации методами биостратиграфии и радиоуглеродным; 11 — то же, по зарубежным данным; 12 — изотахи, проведенные на основе корреляции прослоя трахидацитового стекла; 13 — колонки с плотными доголоценовыми отложениями.

ведена нами по кровле прослоя вулканического пепла. Близкие значения скоростей седиментации получены также методами фораминиферового анализа — 1,8 см/1000 лет [15] и

ионий-ториевым методом — 1,45—1,58 см/1000 лет [22]. Некоторые авторы, однако, приводят большие значения скоростей — 13,6 см/1000 лет [11, 12].

Общее представление об интенсивности процессов осадконакопления в голоценовое время в пределах шельфа Японского моря получено нами на основе уже опубликованных данных и собственных определений скоростей осадконакопления в Корейском проливе. Максимальные скорости осадконакопления в Японском море отмечены в вершинах глубоко врезаемых в сушу заливов и бухт (заливы Амурский, Уссурийский, Находка и др.), где мощность голоценовых отложений достигает 10—30 м [5, 8, 16], т. е. скорость седиментации составляет 100—200 см/1000 лет, а на отдельных участках превышает 250 см/1000 лет. Повышенные мощности голоценовых отложений отмечаются также в приустьевых участках крупных рек вдоль побережья Японских островов [23]. По направлению к бровке шельфа мощность последних резко сокращается (местами до полного выклинивания), и с глубин 60—70 м широким распространением пользуются реликтовые отложения [3, 6, 7]. Отсутствие голоценовых отложений (либо их спорадическое развитие) характерно для внешнего шельфа большинства районов Японского моря [17, 23]. Исключения составляют такие участки внешнего шельфа, где в результате местных особенностей циркуляции вод создаются условия, способствующие осаднению взвешенного материала. Так, относительно повышенные мощности этих отложений свойственны шельфу Корейского пролива, скорость их накопления составляет 5,4—8,7 см/1000 лет.

Анализ карты скоростей накопления осадков Японского моря в поздне-, послеледниковое время выявил следующие основные особен-

сти: 1. Выделяются две обособленные зоны повышенных скоростей осадконакопления. Первая зона — прибрежные районы (глубоко врезаемые в сушу заливы и бухты) с максимальными значениями 200—250 см/1000 лет. Вторая зона повышенных скоростей накопления осадков с максимальными значениями до 30 см/1000 лет приурочена к батимальным котловинам, подножиям материкового и островного склонов. Небольшой максимум отмечается у подножия крупных возвышенностей. 2. Наблюдается асимметричность в расположении областей с высокими значениями скоростей седиментации. Наиболее обширные области со значениями более 10 см/1000 лет приурочены к южным и юго-западным районам Японского моря; вдоль побережья Приморья область аналогичных значений уже. Такое положение, вероятно, связано с особенностями количественного поступления осадочного материала через Корейский пролив и с прилегающих участков водосборных бассейнов. 3. Минимальные скорости осадконакопления характерны для внешнего шельфа Японского моря (зона развития реликтовых отложений), вершин (участками склонов) подводных возвышенностей и центральной части Япономорской (Центральной) глубоководной котловины, где значения скоростей накопления осадков изменяются от 0 до 5 см/1000 лет.

Аналогичная тенденция в распределении мощностей и скоростей накопления голоценовых осадков подмечена ранее П. Л. Безруковым [1] в Охотском и А. П. Лисицыным [4] в Беринговом морях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. (Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, 1960, т. 32.)
2. Боцул А. И., Деркачев А. Н., Уткин И. В. Некоторые особенности четвертичного осадконакопления к северу от о. Уллындо (Японское море).— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
3. Забелин В. В., Чайников В. И., Грамм-Осипов Л. М. О генезисе донных осадков шельфа Японского моря у побережья северо-востока Приморья.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
4. Лисицын А. П. Процессы осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966.
5. Марков Ю. Д. Четвертичные отложения шельфа в пределах залива Петра Великого (Японское море).— В кн.: Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
6. Марков Ю. Д., Вагина Н. К. и др. Четвертичные отложения северной части Японского моря.— В кн.: Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
7. Марков Ю. Д., Уткин И. В. О применении графических логнормальных моделей при решении некоторых вопросов седиментогенеза на шельфе.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
8. Мечетин А. В., Рязанцев А. А. и др. О стратиграфии верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений прибрежной зоны шельфа восточной части залива Петра Великого.— В кн.: Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
9. Рабинович Б. С., Уткин И. В. О распределении редкоземельных элементов в глубоководной пирокластике Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
10. Репечка М. А. Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования. М., 1972.

11. Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
12. Сечкина Т. В. Диатомовые в длинной колонке донных отложений из Японского моря.— ДАН СССР, 1959, т. 126, № 1.
13. Уткин И. В. О выделении естественных групп среди глубоководной пирокластики Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
14. Чайников В. И., Черныш В. Н., Павленко Д. И. Петрохимия вулканического пепла из донных отложений Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— Геохимия, 1973, № 5.
15. Шарудо Е. А., Троицкая Т. С., Репечка М. А. Изменение температуры вод Японского моря в позднечетвертичное время (по планктонным фораминиферам).— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
16. Шаггельдян И. Г. Инженерно-геологическая характеристика мелководной части шельфа залива Петра Великого для целей крупного портового строительства.— Владивосток: ДальморНИИпроект, 1973.
17. Emery K. O., Niino H., Sullivan B. Post-Pleistocene levels of the East China Sea.— Techn. Bull., CCOP, 1971, v. 5.
18. Kaseno Y. Geological features of the Japan Sea floor: a review of recent studies.— Pacific Geology, 1972, v. 4.
19. Kato M. Age assigned to dredged siltstone samples and piston core samples.— Geol. Investigation of the Japan Sea. Cruise Report, 1979, N 13.
20. Koizumi I. Diatom thanatocoenoses from the sediment cores in the Japan Sea.— J. Mar. Geol. Japan, 1970, v. 6, N 1.
21. Koizumi I. Age assignments for sediment samples cored and dredged.— Geol. Investigation of the Japan Sea. Cruise Report, 1979, N 13.
22. Miyake Y., Sugimura Y., Matsumoto E. Ionium-thorium chronology of the Japan Sea cores.— Records Oceanogr. Works Japan, 1968, v. 9, N 2.
23. Oshima K., Yokota S. Sediments of Ishikari bay in Hokkaido.— Bull. Geol. Surv. Japan, 1978, v. 26, N 8.
24. Ujiie H., Ichikura M. Holocene to uppermost Pleistocene planktonic foraminifers in a piston cores from off San'in district, Sea of Japan.— Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S., 1973, N 91.
25. Ujiie H., Ichikura M. Quaternary environment of the Sea of Japan.— Mar. Sci. Mon., 1977, v. 9, N 5.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
ТИГ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
21 июля 1982 г.