

УДК 551.8. : 551.9

С. А. Горбаренко

### ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЕГО ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Изучен изотопный состав кислорода планктонных и (частично) бентосных фораминифер из семи колонок глубоководных осадков, отобранных в разных частях Японского моря. В большинстве изотопных записей по планктонным фораминиферам выделяется граница 1-й и 2-й изотопных стадий. В поздней части 2-й изотопной стадии во всех колонках наблюдается «отрицательный пик» соотношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  планктонных фораминифер,

В работе определен изотопный состав кислорода  $\text{CaCO}_3$  раковин фораминифер из глубоководных осадков Японского моря с целью изучения их стратиграфии и палеоокеанологии бассейна. Имеющиеся к настоящему времени результаты исследования литологии [1, 12 и др.] и геохимии [4, 6 и др.] глубоководных осадков позволяют выявить некоторые особенности изменения вещественного состава позднечетвертичных осадков во времени. С использованием микропалеонтологических методов — фораминиферового, диатомового и палинологического — проведено климатостратиграфическое расчленение позднечетвертичных осадков из нескольких колонок [11, 13 и др.]. Недавно составлена карта скоростей осадконакопления названного бассейна в позднепоследледниковое время по данным вышеупомянутых методов с использованием радиоуглеродных датировок [7].

Полученные нами результаты по изотопному составу кислорода ископаемых фораминифер позволяют провести более детальное расчленение позднечетвертичных осадков данного бассейна согласно изотопно-кислородной стратиграфической шкалы, разработанной для четвертичных осадков Мирового океана [19]. Помимо этого изотопные данные дают возможность выявить и количественно оценить некоторые особенности палеоокеанологических условий бассейна.

Нами изучался изотопный состав кислорода раковин планктонных и бентосных фораминифер из глубоководных осадков семи колонок, расположенных от южной части Цусимской котловины ( $35,5^\circ$  с. ш.) до возвышенности Первенца ( $42^\circ$  с. ш.) (рис. 1). Колонки отбирались

который отражает некоторое опреснение поверхностных вод Японского моря (ориентировочно на 4–5‰) во время регрессии океана последнего оледенения и может служить дополнительным стратиграфическим репером при корреляции осадков. Пространственное распределение имеющихся изотопных данных не отмечает регионального влияния пресного стока какой-либо крупной реки в прошлом.

преимущественно в местах с относительно ровным рельефом дна с целью предотвращения нарушений нормальной стратификации осадков.

Определение изотопного состава кислорода карбоната кальция раковин фораминифер проводилось по общепринятой методике на модернизированном масс-спектрометре МИ-1309 [8]. Пробы углекислого газа готовили растворением  $\text{CaCO}_3$  в 96%-ной ортофосфорной кислоте при

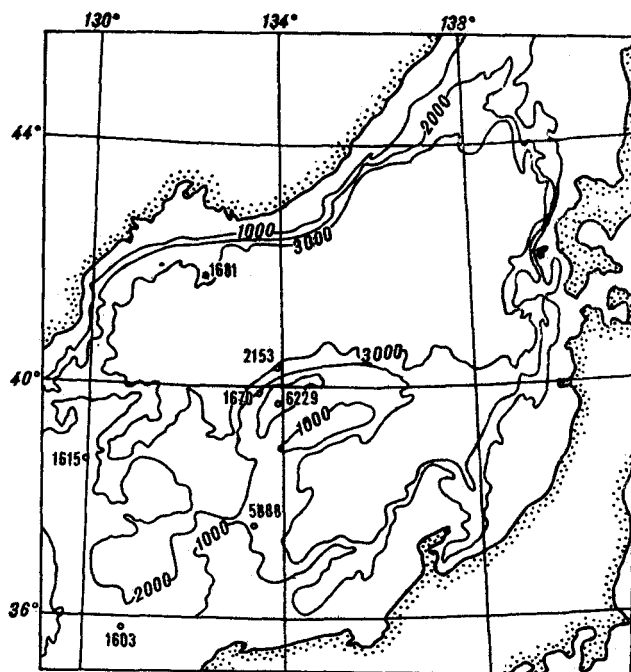


Рис. 1. Схема расположения изученных колонок в Японском море.

температуре 50°C по методике Н. Шеклтона и Н. Опдайка [19]. Изотопный состав кислорода воды определялся методом изотопного уравнивания углекислого газа с анализируемой водой при 25°C [17]. Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) выражен в тысячных долях относительной разницы соотношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ : для карбонатов — по сравнению с международным стандартом РДВ<sub>1</sub>, для воды — по сравнению со стандартным значением океанической воды SMOW. Аппаратурная воспроизводимость изотопных определений составляла  $\pm 0,2\%$  на 96%-м доверительном интервале. Из-за малого количества планктонных фораминифер и угнетенности скелетов анализ их изотопного состава проводился по присутствующему комплексу видов. Бентосные фораминиферы изучали по массивным раковинам рода *Cassidulina*.

Согласно стандартной изотопно-кислородной стратиграфической шкале илейстоцена [19], полученные кривые  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер разделены на изотопные стадии (рис. 2). Региональное уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  поверхностных вод Японского моря в поздней половине 2-й изотопной стадии могло вызвать некоторую задержку во времени последующего изменения  $\delta^{18}\text{O}$  раковин планктонных фораминифер, поэтому граница между 1-й и 2-й изотопными стадиями для данного бассейна принималась за начало последнего уменьшения  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$ . При этом учитывались радиоуглеродные датировки по колонкам 1670 и 2153 [7], климато-стратиграфическое деление колонки 6229 по планктонным фораминиферам [3], а также данные по  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных фораминифер.

*Стадия 1.* Почти для всех изученных колонок значения  $\delta^{18}\text{O}$  верхней части разреза стадии 1 находятся в пределах  $1 \div 2\%$  и к основанию увеличиваются почти до 3%. В более подробных изотопных записях по колонкам 1670\* и 1603 перед упомянутым увеличением значений  $\delta^{18}\text{O}$  к низу разреза отмечается незначительное уменьшение примерно на 0,5%. Исключение составляет колонка 1615, в которой верхняя часть осадков, видимо, размыта. В колонке 2153 из-за большой глубины моря (2560 м) раковины фораминифер в этой части разреза полностью растворены. Следует отметить, что в настоящее время в Японском море уровень карбонатной компенсации значительно ниже, чем в открытом океане, и составляет, по данным М. Ичикуры и Х. Удзие [18], около 1500 м. Поэтому растворение карбоната является основной причиной, определяющей присутствие раковин фораминифер в осадках этого бассейна. Повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  планктона в нача-

ле стадии можно объяснить более низкими температурами поверхностных вод при переходе от ледниковых условий стадии 2 к послеледниковым с частично более «тяжелым» изотопным составом кислорода вод Мирового океана. Как известно, при смене межледниковых условий ледниковыми и наоборот глобальные изменения  $\delta^{18}\text{O}$  морских вод в результате колебаний объема материковых льдов составляют, по данным К. Яппа и С. Эпштейна, около 0,8‰ [20].

Малочисленность и угнетенность раковин планктонных фораминифер из-за их интенсивного растворения затрудняют детальный изотопный анализ осадков этой стадии, в силу чего изотопные данные указанной части разреза следует рассматривать как ориентировочные. Необходимо учитывать также возможное влияние частичного растворения раковин на изотопный состав кислорода карбоната кальция скелета [15]. Тем не менее можно отметить малые различия по площади значений  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер из одновозрастных отложений.

Для оценки влияния изменения  $\delta^{18}\text{O}$  морских вод на изотопию кислорода биогенных карбонатов обычно используют раковины бентосных фораминифер, так как считается, что их значения  $\delta^{18}\text{O}$  мало подвержены колебанию температуры. В целом фауна бентосных фораминифер в осадках Японского моря угнетена, и только в верхних частях колонок 1670, 1615, 1603 присутствуют массивные раковины *Cassidulina*, по которым сделан анализ изотопного состава кислорода (см. рис. 2). Полученные значения  $\delta^{18}\text{O}$  этого рода фораминифер для трех изученных колонок мало меняются в пределах стадии 1 (около 4‰), что указывает на довольно стабильные условия температуры и изотопного состава кислорода придонных вод в это время. В колонке 1615 следует отметить увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  бентоса на 0,4‰ для нижнего образца, что может отражать увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  вод. В колонке 1670 подобного эффекта не отмечено, но в ней изотопный анализ нижних образцов сделан по одной-двум раковинам, что не исключает привноса их из вышележащих слоев с обильной фауной *Cassidulina* в результате биотурбации. Отсутствие *Cassidulina* в нижележащих осадках и угнетенность других бентосных форм указывают на определенные изменения гидрологических условий придонных вод на границе изотопных стадий 1—2. Видимо, интенсивная аэрация придонных вод Японского моря на стадии 1, свойственная и для современности (количество растворенного кислорода 5—6 см<sup>3</sup>/л [11]), ранее была слабее, что приводило к угнетению бентосной фауны. Окислительные условия придонных вод приводили также к уменьшению агрессивности их по

\* В отличие от опубликованных ранее данных по колонке 1670 [5] здесь разрез изучен более детально — пробы отбирались на длине 1 см через каждые 5 см.

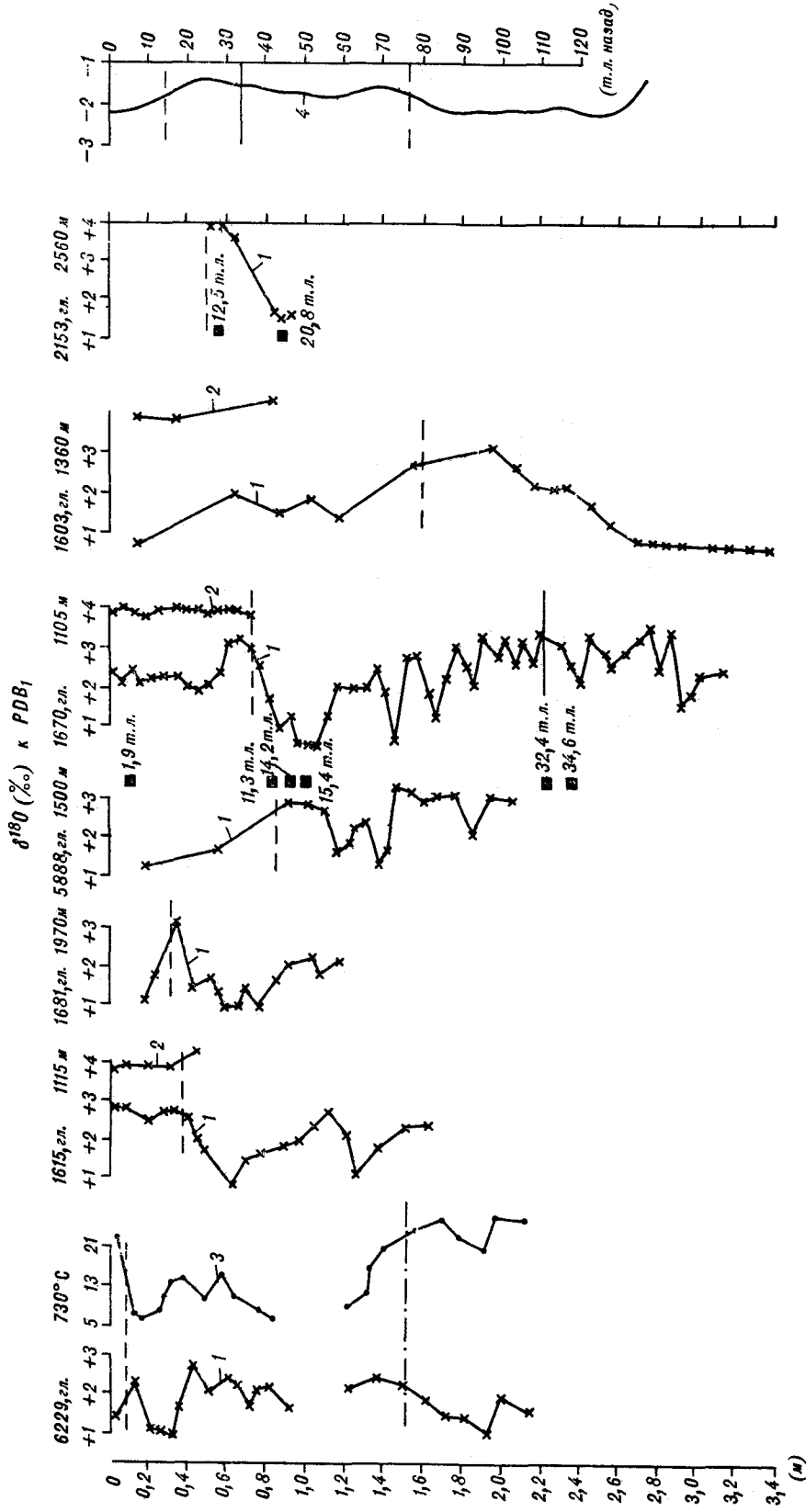


Рис. 2. Значения изотопного состава кислорода планктонных (1) и бентосных (2) фораминифер в ‰ к стандарту PDB<sub>1</sub> в колодах 1603, 1615, 1670, 1681, 2153, 5888, 6229 и температура поверхностных вод в °C колодки 6229 (3), по [3].

Квадраты и цифры возле них показывают положение и значения радиоуглеродных датировок в тыс. лет, по [7]. Пунктирная линия — положение границы 1-й и 2-й изотопных стадий, сплошная — граница 2-й и 3-й стадий в колонке 1670, штрихпунктирная — граница 4-й и 5-й стадий в колонке 6229. 4 — стандартная изотопно-кислородная шкала по Н. Шеклгону и Н. Опдайку [19].

отношению к карбонатному материалу и улучшению сохранности планктонных фораминифер в нижележащих слоях.

*Стадия 2.* Как известно, изотопная стадия 2 характеризует холодные условия последнего оледенения и соответствует повышенным значениям  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер по сравнению с предыдущей стадией 1 в результате низких температур поверхностных вод\* и больших величин  $\delta^{18}\text{O}$  вод Мирового океана. В изученных нами колонках «тяжелый» изотопный состав кислорода  $\text{CaCO}_3$  раковин (около 3‰) отмечается в осадках, соответствующих ранней части стадии и ее окончанию. Характерной особенностью изотопной стадии 2 всех изученных нами колонок является «отрицательный пик»  $\delta^{18}\text{O}$  карбоната планктона с амплитудой около 2‰ в поздней части стадии. Вероятно, это явление в изотопии планктонных фораминифер представляется общим для Японского моря. Поскольку отмеченная закономерность в изотопных записях наблюдается во время холодного ледникового климата, то можно предположить, что уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$  планктона примерно на 2‰ почти целиком обусловлено изменением  $\delta^{18}\text{O}$  кислорода поверхностных вод (в противном случае необходимо допустить повышение температуры вод на 8°C). В условиях мелководности проливов Японского моря (глубина наиболее глубокого Цусимского около 180—200 м) гляциостатические колебания уровня Мирового океана (до отметки минус 100—120 м во время регрессии [9]) существенно влияли на гидрологию бассейна. При гляциостатическом опускании уровня океана доля тихоокеанских вод в водном балансе бассейна уменьшалась и увеличивалось влияние испарения, пресного, поверхностного и подземного стоков и атмосферных осадков на формирование изотопного состава поверхностных вод Японского моря. Величина  $\delta^{18}\text{O}$  испаряющегося водяного пара зависит от изотопного состава поверхностных вод, водяного пара атмосферы и ее влажности [16] и в реальных условиях несколько больше современных значений  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков в регионе Японского моря (—8‰, [21]). Поэтому, принимая современные значения изотопного состава компонент водного баланса бассейна для оценки тенденции изменения  $\delta^{18}\text{O}$  поверхностных вод во время ледниковой регрессии океана, полученное уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  карбоната планктонных фораминифер примерно на 2‰ допускается «облегчением» водного фона.

\* Под поверхностными водами здесь и далее подразумеваются воды поверхностной структурной зоны, по В. Н. Степанову [14], до глубин 200—300 м, где формируется основная часть раковины планктонных фораминифер.

Вследствие быстрого перемешивания верхнего слоя воды поверхностными течениями изменения  $\delta^{18}\text{O}$  поверхностных вод Японского моря происходили практически одновременно по всей площади. Следовательно, «отрицательный пик»  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер изотопной стадии 2 можно использовать при корреляции позднеледниковых осадков Японского моря как стратиграфический репер, соответствующий наиболее низкому стоянию моря во время последнего оледенения. По наиболее подробным данным (колонка 1670) в это время отмечаются три отрицательных пика, из которых два более ранних меньше по длительности и интенсивности. В колонке 5888 «отрицательный пик» имеет двугорбую форму. Таким образом, подробные изотопные записи планктонных фораминифер Японского моря поздней части стадии 2 характеризуют преимущественно изменения в изотопном составе поверхностных вод и могут дать детальную информацию о степени гидрологической связи бассейна с Тихим океаном, определяемой в основном колебанием уровня моря.

По величине уменьшения  $\delta^{18}\text{O}$  вод ориентировочно оценим изменение их солёности во время отрицательного изотопного пика. По данным Г. Крейга и Л. Гордона [16], поверхностные воды северной части Тихого океана имеют коэффициент связи изотопный состав кислорода — солёность вод, равный 0,54. В Японском море для поверхностных вод зал. Петра Великого ( $\delta^{18}\text{O} = -0,3\text{‰}$ ,  $S = 32,9\text{‰}$ ) и центральной части моря (глубина 50 м,  $\delta^{18}\text{O} = 0,1\text{‰}$ ,  $S = 33,9\text{‰}$ ) аналогичный коэффициент отличается незначительно и составляет 0,4 (данные В. А. Зайко и автора). Исходя из этих соотношений (0,5), можно заключить, что во время максимума регрессии моря при последнем оледенении поверхностные воды Японского моря опреснялись на 4—5‰.

Рассмотрим распределение одновозрастных значений  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$  фораминифер по площади. Во время терминала стадии 2 значения  $\delta^{18}\text{O}$  планктона в шести колонках изменяются от 2,8 до 3,2‰. Увеличение значения  $\delta^{18}\text{O}$  до 4‰ в самой глубоководной колонке 2153 вызвано, вероятно, сильным растворением раковин фораминифер. Минимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в период опреснения поверхностных вод заключены в интервале 0,6—0,9‰ и только для станций 5888 и 2153 повышаются до 1,3 и 1,5‰ соответственно. В колонках 6229, 1670 и 5888, где зафиксированы более древние осадки стадии 2, значения  $\delta^{18}\text{O}$  раковин из них составляют около 3‰. Таким образом, во время стадии 2 значения  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер из одновозрастных отложений отличаются по площади незначительно. Следовательно, во время ледниковой эпохи стадии 2, по имею-

щимся изотопным данным, не отмечается значительных аномалий по площади в изотопии и солености поверхностных вод.

*Стадии 3—5.* Из анализируемых колонок только в двух — 6229 и 1970 — зафиксированы последующие изотопные стадии. В остальных колонках из-за интенсивного растворения отсутствует карбонатная составляющая или они ограничены по длине. В колонке 1670, отобранной на террасовидной поверхности северной части возвышенности Ямато при глубине моря 1105 м, осадки изотопной стадии 3 расположены ниже 220 см, что примерно согласуется с имеющимися радиоуглеродными датировками. Кратковременные уменьшения величины  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$  в это время до  $1,5 \div 2\%$ , вероятно, были обусловлены, помимо влияния изотопии кислорода воды, некоторым потеплением климата, отмеченным по континентальным реконструкциям [22] и в стадии 3 других изотопных кривых [2].

Колонка 6229 отобрана с более крутой части склона возвышенности Ямато на глубине 730 м, что обусловило большей интенсивности сноса тонкой пелитовой составляющей и соответственно меньшие скорости осадконакопления. Осадки середины колонки (около 100 см) претерпели значительное карбонатное растворение и не содержат планктонных фораминифер. В силу этих причин, а также из-за больших интервалов опробования здесь трудно выделить границы изотопной стадии 3. Результаты С. П. Плетнева [11] по реконструкции температур поверхностных вод по видовому составу планктонных фораминифер этой колонки показывают, что ниже 150 см отмечаются температуры вод выше голоценовых. Изотопный состав кислорода планктонных фораминифер в это время уменьшался до величин, ниже современных значений. Вероятно, этот интервал ко-

лонки соответствует известному ресс-вюрмскому межледниковью, а по изотопной шкале плейстоцена — стадии 5 [19]. Поскольку в указанное время уровень океана был на несколько метров выше современного [10], то, вероятно, гидрологическая связь Японского моря с Тихим океаном существенно не нарушалась и уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  раковин фораминифер было обусловлено повышением температуры вод их обитания и глобальным изменением  $\delta^{18}\text{O}$  морских вод.

**Выводы.** По результатам анализа изотопного состава кислорода планктонных фораминифер из осадков Японского моря выделены изотопные стадии 1—3, что позволяет проводить детальную стратиграфию осадков этого бассейна и корреляцию с открытым океаном на основе эталонной изотопной стратиграфической шкалы.

Во время регрессии океана последнего оледенения (изотопная стадия 2) по «отрицательному пику»  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер, отмеченному по всем колонкам, установлено уменьшение изотопного состава кислорода и солености поверхностных вод. Опреснение обусловлено уменьшением гидрологической связи бассейна с Тихим океаном при регрессии моря и увеличением в балансе вод относительного участия «легких» по изотопному составу атмосферных осадков и вод речного стока. Величина опреснения поверхностных вод составила около  $2\%$  по изотопному составу кислорода и примерно  $4—5\%$  по солености.

Пространственное распределение  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер из одновозрастных отложений изотопной стадии 2 довольно однородно по площади бассейна и не отражает значительного влияния пресного стока какой-либо крупной реки в прошлом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Боцул А. И., Деркачев А. Н., Уткин И. В. Некоторые особенности четвертичного осадконакопления к северу от о. Уллыдо (Японское море).— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
2. Боуэн Д. Четвертичная геология.— М.: Мир, 1981.
3. Горбаренко С. А., Борзова Л. М. и др. К вопросу о палеогеографии центральной и южной частей Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
4. Горбаренко С. А., Токарчук Т. Н. Изменение содержания элементов органической триады в осадках Японского моря (поздний плейстоцен — голоцен).— В кн.: Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
5. Горбаренко С. А. Палеогеографические условия центральной части Японского моря в голоцене и позднем плейстоцене по данным отношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в раковинках фораминифер.— Океанология, 1983, № 2.
6. Грамм-Осинов Л. М., Репечка М. А. и др. К геохимии осадков Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
7. Деркачев А. Н., Уткин И. В. и др. Корреляция и скорости накопления осадков Японского моря в позднеледниковое время.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
8. Игнатьев А. В., Горбаренко С. А., Кисилев В. И. К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом.— В кн.: Биогеохимия морских беспозвоночных. Новосибирск: Наука, 1979.
9. Каплин П. А. Плейстоценовые изменения береговой линии дальневосточных морей СССР.— В кн.: Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982.
10. Мернер Н. А. Положение уровня океана в период интерстадиала, около 30 тыс. лет назад, с климатогляциологической точки зрения.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974.

11. Плетнев С. П., Гребенникова Т. А. Климатостратиграфия донных отложений и палеогеография южной части Японского моря поздний плейстоцен — голоцен.— В кн.: Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
12. Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
13. Сечкина Т. В. Диатомовые в длинной колонке донных отложений из Японского моря.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 1.
14. Степанов В. Н. Мировой океан.— М.: Знание, 1974.
15. Vonneau M.-C., Vergnaud-Grazzini C., Berger N. H. Stable isotope fractionation and differential dissolution in recent planktonic foraminifera from Pacific box-cores.— *Oceanologica acta*, 1980, v. 3.
16. Craig H., Gordon L. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. 1. Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures.— Spoleto, 1965.
17. Epstein S., Mayeda T. Variation on  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 4.
18. Ichikura M., Ujiie H. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores.— *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C (Geol.)*, 1976, v. 2 (4).
19. Shackleton N. J., Opdyke N. D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale.— *Quaternary Research*, 1973, v. 3.
20. Yapp C. J., Epstein S. Climatic implications of D/H ratios of meteoric waters over North America (9500—22 000 B. P.) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrogen.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 34.
21. Yurtsever Y., Gat J. R. Stable isotopes in atmospheric waters. Stable isotope hydrology. Vienna: IAEA, 1981.
22. Zagwijn W., Paepa R. Die Stratigraphie der Weichseitlichen Ablagerungen der Niederlande and Belgiens.— *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1968, Bd 19.

ТОИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
9 января 1985 г.