

ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Е.В. Иванова, И.О. Мурдмаа

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

Детальное изучение послеледниковых осадочных разрезов из желобов Франц-Виктория и Персей выявило шестикратную смену палеоокеанологических обстановок под влиянием глобальных и региональных климатических изменений. Важнейшими событиями, контролировавшими палеоокеанологическую ситуацию в течение дегляциации - начала голоцена, были отступление ледникового щита с образованием морского прохода между Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа, проникновение через этот проход арктических вод с морскими льдами в поверхностном слое и атлантических вод на промежуточных глубинах, ослабление деятельности айсбергов, установление морских условий и увеличение биопродуктивности. В течение голоцена установлены колебания температуры, солености и продуктивности вод, проявившиеся в смене комплексов фораминифер.

Введение

Современная гидрологическая ситуация в северной части Баренцева моря определяется взаимодействием арктических и промежуточных атлантических вод, а также формированием на мелководных шельфах тяжелых холодных соленых придонных вод и их стеканием в депрессии дна [Бышев и др., 2001]. Исследованиями последних лет установлено, что палеоокеанологические характеристики водной толщи претерпели существенные изменения, связанные с эволюцией глобального климата в послеледниковое время [Hald et al., 1999; Lubinski et al., 1996; Polyak et al., 1997; Polyak, Solheim, 1994], однако детальные реконструкции этих вариаций требуют изучения непрерывных разрезов с высокими скоростями осадконакопления и представительной микрофауны. В 11 рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов" при участии авторов были получены колонки донных осадков из трогов Франц-Виктория и Персей в северной части моря, позволившие проследить изменения палеоокеанологических условий в течение дегляциации и голоцена.

Материал и методика

В северной части моря ударной грунтовой трубкой взято несколько колонок донных осадков длиной 3-5 м, среди которых наиболее интересными для палеоокеанологических реконструкций оказались АСВ-880 (79°55,5' с.ш., 47°08,2' в.д., глубина 388 м) и АСВ-858 (75°50,6' с.ш., 39°54,8' в.д., глубина 312 м) (рис.1).

В колонках отбирались 1-2-сантиметровые пробы с интервалом 5 см для выделения фораминифер. Масса влажного осадка в каждой пробе составляла от 100-150 до 500 г. В Аналитической лаборатории ИО РАН В.П. Казаковой

и А.Н. Рудаковой методом мокрого просеивания выделялись гранулометрические фракции 0,05-0,1 и >0,1 мм. Исходные навески и выделенные фракции взвешивались, по ним рассчитывались весовые проценты. В выборочных пробах был выполнен полный водномеханический анализ комбинированным методом В.П. Петелина.

Фракция >0,1 мм использовалась для фораминиферного анализа. В каждом образце отквартовывалась и изучалась навеска (или вся фракция), содержащая 200-300 раковин бентосных фораминифер, и подсчитывалось содержание раковин планктонных фораминифер.

Современные океанологические условия

В настоящее время атлантические воды проникают в Баренцево море с севера на промежуточных глубинах через трог Франц-Виктория и Св. Анны и с запада через Медвежинский желоб в виде поверхностного теплого течения. Вертикальная структура водной толщи в трогах северной части моря характеризуется сменой трех водных масс [Midttun, 1985; Pfirman et al., 1994]. Поверхностный слой до глубины около 100 м занимает холодная арктическая вода с пониженной соленостью (характеристики на поверхности в районе ст. АСВ-880 -1,5°C, 32,5‰), слой подвержен перемешиванию в ходе зимней конвекции и расслаивается в летний сезон; в промежуточном слое распространены более теплые воды атлантического происхождения с повышенной соленостью (1,0°C, 34,8‰, там же); придонный слой - водная масса, образующаяся в результате зимнего льдообразования и стекания с мелководий "тяжелых" холодных вод с повышенной соленостью (0°C, 34,9‰).

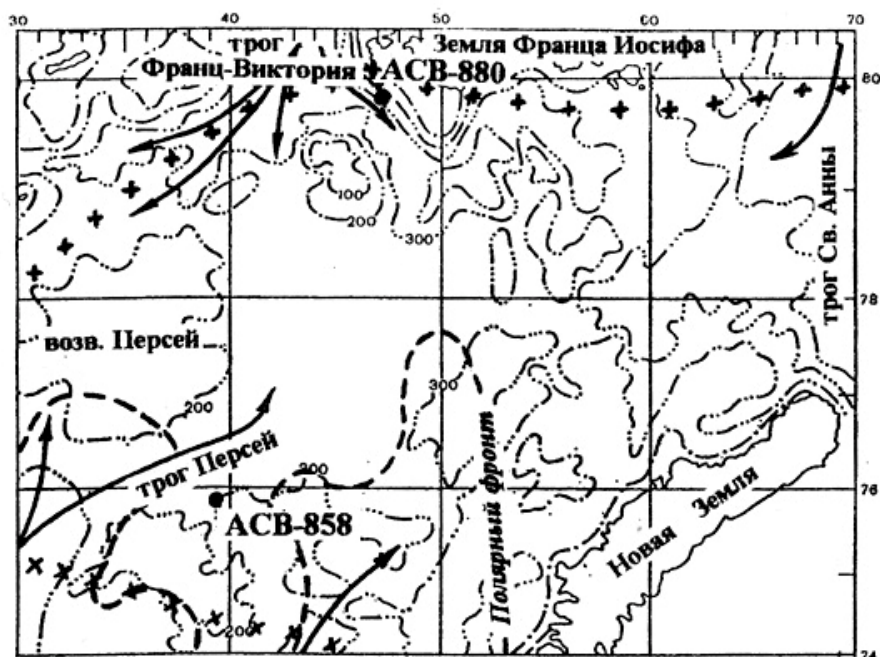


Рис. 1. Расположение изученных колонок АСВ-858 и АСВ-880 на батиметрической схеме северо-восточной части Баренцева моря

Изобаты — через 100 м, стрелками показаны направления проникновения атлантических вод на промежуточных глубинах; жирный пунктир — положение Полярного фронта. Нанесено среднее многолетнее положение кромки льдов: прямые крестики — в апреле, косые крестики — в августе [Гидрометеорология..., 1990]

Над бортами трогов потоки промежуточных атлантических вод граничат с арктическими водами через резкие латеральные градиенты температуры. Атлантические воды проникают в Баренцево море с севера, через трог Франц-Виктория и Св. Анны, и с юго-запада, через Медвежинский желоб [Новицкий, 1961; Pfirman *et al.*, 1994]. Поток атлантических вод с севера не проникает в Центральную впадину, поворачивая на восток перед порогом, отделяющим ее и трог Персей от трога Франц-Виктория.

Зимняя средняя многолетняя граница плавучих льдов проходит вблизи ст. АСВ-858, а летняя — немного севернее ст. АСВ-880. Среднегодовая температура поверхностных вод в районе ст. АСВ-880 близка к 0°C, а в районе ст. АСВ-858 составляет около 4°C [Матишов *и др.*, 1998]. Ст. АСВ-858, по-видимому, находится в зоне сезонных миграций Полярного фронта. В районе ст. АСВ-880 выявлен локальный гидрологический фронт [Бышев *и др.*, 2001].

Биопродуктивность на рассматриваемой акватории в значительной мере определяется сезонностью развития фито- и зоопланктона в конце лета — начале осени, в период светового дня и максимального отступления плавучих льдов в Северный Ледовитый океан, как было установлено еще первыми гидробиологическими исследованиями Баренцева моря [Зенкевич, 1963]. В 11 рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов" отмечено цветение водорослей у кромки

льда, т.е. недалеко от ст. АСВ-880, в начале сентября [Ведерников, Гагарин, 1998]. Влияние эффекта края льда на развитие фитопланктона в зоне таяния в настоящее время хорошо изучено в разных районах Арктики и Северной Атлантики, например [Carstens *et al.*, 1997]. Развитию фитопланктона не только в поверхностных, но и в подповерхностных слоях способствует присутствие под слоем скачка атлантических вод [Матишов *и др.*, 1999]. Видимо, благодаря присутствию атлантических вод в районе ст. АСВ-880 и АСВ-860 (недалеко от АСВ-858) измерены содержания хлорофилла в поверхностных водах — 0,20 и 0,15 мгС/м² день, что свидетельствует о мезотрофности поверхностных вод [Ведерников, Гагарин, 1998].

Изучение распределения взвеси в толще вод Баренцева моря [Айбулатов *и др.*, 1999] выявило существование поверхностного и придонного слоев повышенной мутности. Установлена ведущая роль придонного нефелоидного слоя в латеральном переносе тонкодисперсного осадочного материала с подводных возвышенностей во впадины.

Осадочный материал поставляется в северную и центральную части моря как из ближних (вынос ледниками и тальными водами с архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля), так и из удаленных (твердый сток рек Евразии, разнос дрейфующими льдами Северного Ледовитого океана, эоловый разнос источников. Большое количество тонкодис-

персного (пелитового) материала выносятся в море тальми водами ледников в виде "ледникового молока". По некоторым оценкам [Медведев, Потехина, 1990], оно составляет до 50% от общего количества тончайшей глинистой взвеси. Поставка "ледникового молока" небольшими ледниками Земли Франца-Иосифа играет, вероятно, существенную роль в балансе осадочного материала трога Франц-Виктория. Фракции крупнее 0,05 мм поступают во впадины открытого моря главным образом в результате ледового и айсбергового разноса [Мурдмаа, Иванова, 1999].

Литология осадков

Обе колонки вскрыли типичный для впадин Баренцева моря трехчленный разрез последледниковых отложений [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Однако литология и мощности выделенных горизонтов в трогах Франц-Виктория и Персей заметно различаются, указывая на различия условий седиментации.

АСВ-880 (рис.2). В основании колонки (494-508 см) встречены очень плотные (влажность 17%) темно-серые несортированные валунные суглинки с обломками черных сланцев размером до 12 см (горизонт IV). Низкая соленость иловых вод (13‰ [Богданов и др., 2001]) наряду с указанными характеристиками позволяет отнести эти отложения к морене последнего оледенения, залегающей под чехлом последледниковых осадков в троге Франц-Виктория.

Над мореной вскрыт слой (494-404 см) темно-серого песчано-алевритово-пелитового ила с примесью гравия и гальки (горизонт III), который мы интерпретируем как проксимальные гляциально-морские отложения времени начала дегляциации. Осадок характеризуется бимодальным гранулометрическим спектром с максимумами в области песка и тонкого пелита. Содержание фракции крупнее 0,1 мм варьирует в пределах 10-20%, а содержание фракции <0,001 мм составляет 35-40% при суммарном содержании пелитовых фракций около 70%. Гранулометрический состав осадков свидетельствует о наложении двух независимых механизмов седиментации: айсбергового разноса крупнозернистого материала и осаждения тончайшей взвеси, скорее всего, поступившей с тальми водами ледников ("ледникового молока") в очень спокойных гидродинамических условиях, преимущественно подледных. В слое измерена соленость иловых вод 28‰ [Богданов и др., 2001].

Выше залегают переходный горизонт II (404-310 см), отнесенный нами к поздней фазе дегляциации [Мурдмаа, Иванова, 1999]. В от-

личие от большинства других колонок, здесь он представлен внешне однородным зеленовато-серым пелитовым илом с несколькими песчаными прослоями (до 13% фракции >0,1 мм).

Содержание фракции <0,001 мм около 50%, а соотношение пелитовых фракций мало отличается от наблюдаемого в горизонте III и в вышележащем голоценовом горизонте. Соленость иловых вод составляет 31,5‰ [Богданов и др., 2001].

Голоценовый горизонт I сложен очень тонким оливково-серым пелитовым илом с содержанием суммы пелитовых фракций 80-90% и тонкопелитовой фракции 50-55%. Доля песчаной фракции обычно меньше 1% и только в нижней части разреза возрастает до 2-3%. От нижележащих горизонтов голоценовый разрез отличается присутствием гидротроилита, обильного в большей части разреза. Содержание гидротроилита меньше в отдельных прослоях верхней части (1-20 и 35-45 см), а в интервале 130-165 см он практически отсутствует. Верхние 20 см сильно биотурбированы, в них встречены многочисленные трубки полихет. Содержание органического углерода в среднем около 1,5%, но повышается до 2,3% в интервале 90-130 см [Романкевич, Ветров, 2001]. Соленость иловых вод (32-34‰) не выходит за пределы современной солености вод [Богданов и др., 2001].

АСВ-858 (рис.3) прошла горизонты I (0-207 см) и II (207-256 см), вскрыв под ними отложения горизонта III (256-358 см). Последние представлены уплотненными темно-серыми алевритово-пелитовыми илами с песком, гравием и рассеянной галькой. В отличие от аналогичного горизонта в АСВ-880, крупноалевритовая фракция здесь преобладает над песчаной. Бимодальность гранулометрического спектра не выражена, хотя осадок слабо сортирован и в нем присутствует крупнозернистый материал ледового (айсбергового) разноса. Иловая вода менее опреснена (29,6‰), чем в аналогичном горизонте колонки АСВ-880 [Богданов и др., 2001].

Горизонт II сложен тонкослойчатым (ламинированным) алевритово-пелитовым илом с низким содержанием песка. Нижний контакт отмечен песчано-крупноалевритовым прослоем, напоминающим базальный слой турбидитного циклита. Под ним отмечен комковатый прослой кровли горизонта III. Ламинация выражена чередованием параллельных коричневых и серых слоев толщиной в несколько миллиметров. Выделяются ржаво-бурые уплотненные прослои, вероятно, представляющие собой ожелезненные поверхности перерыва

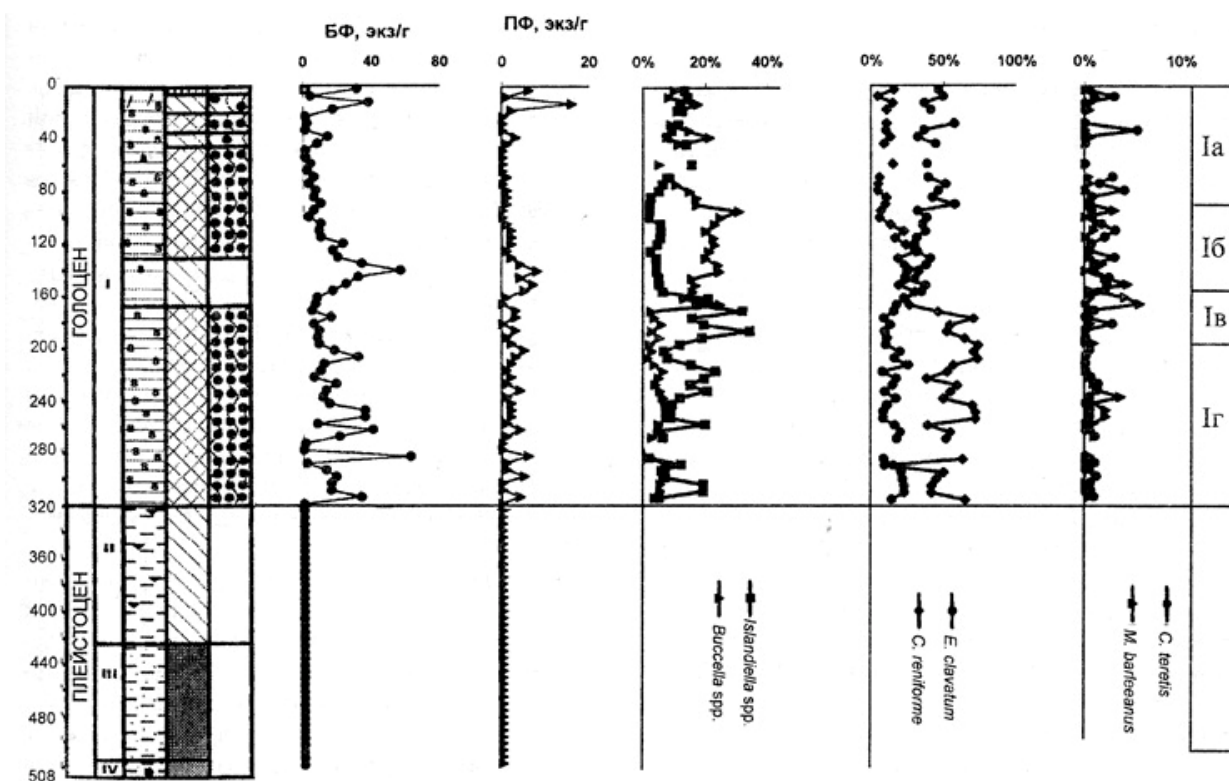


Рис. 2. Литология осадков и распределение фораминифер в колонке АСВ-880

Стратиграфические горизонты: I – голоцена, II – поздней дегляциации, III – ранней дегляциации. Этапы голоцена: Ia – поздний, Ib – максимума биопродуктивности, Iв – климатического оптимума, Iг – ранний

(хардграунды). Соленость иловых вод (33-34‰) близка к нормальной морской [Богданов и др., 2001].

Голоцен представлен оливково-серым пелитовым илом, в нижней части (150-207 см) относительно обогащенным крупным алевритом (до 5%) и иногда мелким песком. Содержание гидротроилита в среднем меньше, чем в АСВ-880: выделяется лишь один обогащенный им прослой (35-60 см). В то же время содержание органического углерода здесь выше, особенно в верхнем слое 0-60 см, где оно превышает 2,5%, варьируя ниже (60-160 см) в пределах 2-2,5% [Романкевич, Ветров, 2001]. В верхнем интервале (0-90 см) отмечена интенсивная биотурбация и присутствие многочисленных трубок полихет. Соленость иловых вод колеблется в пределах 33-34‰ [Богданов и др., 2001].

Микропалеонтология

Колонка АСВ-880 (см. рис.2). В горизонте IV встречены лишь единичные, возможно, переотложенные экземпляры полярного планктонного вида фораминифер *Neoglobobulimina sinistral*. Микрофоссилии довольно редки в горизонтах III и II, где они представлены ныне живущими и переотложенными, преимущественно бентосными, мезозойско-кайнозойскими фораминиферами различной степени сохранности, от "свежих" до переكري-

сталлизованных. Единично встречаются раковины *N. pachyderma* sin. и моллюсков. Современные виды бентосных фораминифер представлены *Elphidium* spp., *Cassidulina reniforme*, *Islandiella norcrossi*, *Haynesina orbiculare*, *Cibicides lobatulus*, *Nonion labradoricum* и др. В горизонте II кроме вышеперечисленных найдены редкие раковины секретионных и планктонных видов, характерных для Северной Атлантики и в частности для Норвежского моря: *Pullenia bulloides*, *Cibicides wuellerstorfi*, *Cassidulina teretis*, *Melonis barleeanus*, *Neoglobobulimina pachyderma* dex., *Turborotalita quinqueloba*, преимущественно хорошей сохранности.

В горизонте I встречены обильные и разнообразные комплексы бентосных фораминифер, а также единичные раковины птеропод вида *Limacina helecina*, двустворчатых моллюсков, гастропод и остракод. Секретионные бентосные фораминиферы по всему горизонту резко преобладают над планктонными, а также над агглютинирующими бентосными, раковины которых быстро распадаются в процессе диагенеза осадков [Hald et al., 1999; Hald, Korsun, 1997; Polyak, Solheim, 1994]. Степень сохранности раковин планктонных и бентосных фораминифер сильно варьирует даже в одних и тех же образцах; в отдельных пробах фораминиферы отсутствуют вследствие растворения, что характерно для Баренцева моря [Polyak,

Mikhailov, 1996; Polyak, Solheim, 1994; Stein-sund, Hald, 1994].

Среди планктонных форм по всему разрезу доминирует характерная для полярных вод левозавитая *Neogloboquadrina pachyderma*, борельные формы - правозавитая *N. pachyderma* и *Turborotalita quinqueloba*, встречаются единично. Концентрация раковин планктонных фораминифер в пределах горизонта меняется незначительно: от 0 до 16 экз./г сухого осадка. Концентрация бентосных фораминифер колеблется от менее 1 до 66 экз./г.

Число видов бентосных фораминифер колеблется от 7 до 23 в зависимости от изменения экологических обстановок и условий сохранности известковых раковин на дне и в осадке. Четко выделяются три интервала: в нижнем (310-160 см) преобладает *Cassidulina reniforme*, в среднем (160-90 см) отмечены близкие процентные содержания *Cassidulina reniforme*, *Buccella* spp. и *Elphidium clavatum* (см. рис.2), а в верхнем (90-0 см) резко преобладает вид-индикатор стрессовых условий - *E. clavatum*. Конец нижнего интервала характеризуется увеличением концентрации *Islandiella helenae* / *norcrossi*, а также видов *Cassidulina teretis* и *Melonis barleeanus*, характерных для атлантических вод и зоны их смешения с арктическими водами [Lubinski et al., 1996; Polyak, Solheim, 1994], что, по-видимому, указывает на удлинение безледного периода и усиление притока атлантических вод в Баренцево море. По изотопно-кислородным данным [Duplessy et al., 2001], этот слой соответствует климатическому оптимуму голоцена. В среднем и верхнем интервалах отмечено более высокое содержание *Cassidulina teretis* и *Nonion labradoricum*. Последний вид, как и *Buccella* spp., считается рядом авторов индикатором повышенной биопродуктивности и близости фронтальной зоны [Khusid, Korsun, 1996; Polyak, Mikhailov, 1996; Polyak, Solheim, 1994]. В среднем интервале увеличивается и видовое разнообразие, по-видимому, в связи с наиболее благоприятными за весь голоцен условиями питания.

Колонка АСВ-858 (рис.3). В горизонте III отмечены единичные экземпляры птеропод вида *Limacina helecina* и тех же видов фораминифер, что и в аналогичном горизонте колонки АСВ-880, включая мезозойские формы. В горизонте II к ним добавляется агглютинирующая *Adercotrypa glomerata*. Однако в отличие от кол. АСВ-880 атлантические виды здесь не встречены.

В голоценовом горизонте содержание планктонных фораминифер в пробе не превышает 6 экз./г, а бентосных - 32 экз./г. Отмечен-

ное в одной пробе увеличение содержания бентосных фораминифер до 100 экз./г, возможно, связано с переотложением нефелоидным потоком с меньших глубин. Комплексы бентосных фораминифер более разнообразны, чем в кол. АСВ-880 [Ivanova, 1999], и представлены 14-27 видами в пробе. В нижней половине горизонта (195-90 см) доминирование *Cassidulina reniforme* нарушается прослоем с преобладанием *Elphidium clavatum*. Комплексы верхней половины горизонта (90-0 см) характеризуются близкими процентными содержаниями *Elphidium clavatum*, *Islandiella helenae* / *norcrossi*, *Cassidulina reniforme*, *Buccella* spp. и *Elphidium subarcticum*, что указывает на более длинный безледный период в течение года и повышенную сезонную продуктивность. В интервале 90-70 см отмечен стратиграфически важный максимум процентного содержания *Melonis barleeanus*. Редкая встречаемость *Nonion labradoricum*, возможно, связана с миграцией Полярного фронта на север от точки ст. АСВ-858.

Стратиграфическая корреляция

Приведенные выше литологические и микропалеонтологические данные, а также радиоуглеродные датировки по кол. АСВ-880 [Duplessy et al., 2001] и другим разрезам Баренцева моря [Hald et al., 1999; Lubinski et al., 1996; Polyak, Mikhailov, 1996; Polyak, Solheim, 1994] позволяют коррелировать разрезы кол. АСВ-880 и АСВ-858 (рис.4). Горизонт III в двух разрезах практически одинаков по литологическим и микропалеонтологическим характеристикам. Горизонт II кол. АСВ-858 отличается от горизонта II кол. АСВ-880 типичной для Баренцева моря ламинацией осадков, однако по преобладающему типу осадка, солености иловых вод и другим показателям это несомненно один и тот же стратиграфический горизонт. Горизонт I в обеих колонках соответствует голоцену. Мы предполагаем, что нижняя половина голоценового горизонта кол. АСВ-858 может быть сопоставлена с зоной доминирования *Cassidulina reniforme* в кол. АСВ-880. Небольшие вариации численности таких экологически важных видов, как *Cassidulina teretis*, *Buccella* spp., *Islandiella* spp. и *Melonis barleeanus*, позволяют предположительно коррелировать их с датированными радиоуглеродным методом [Polyak, Mikhailov, 1996] пиками процентного содержания этих видов в разрезах юго-восточной части моря, в частности оценить возраст интервала 90-70 см кол. АСВ-858 в 7-5 тыс. лет. В пользу такой корреляции говорит и увеличение в этом же интервале содержания *Islandiella* spp., сопоставимое с датированным

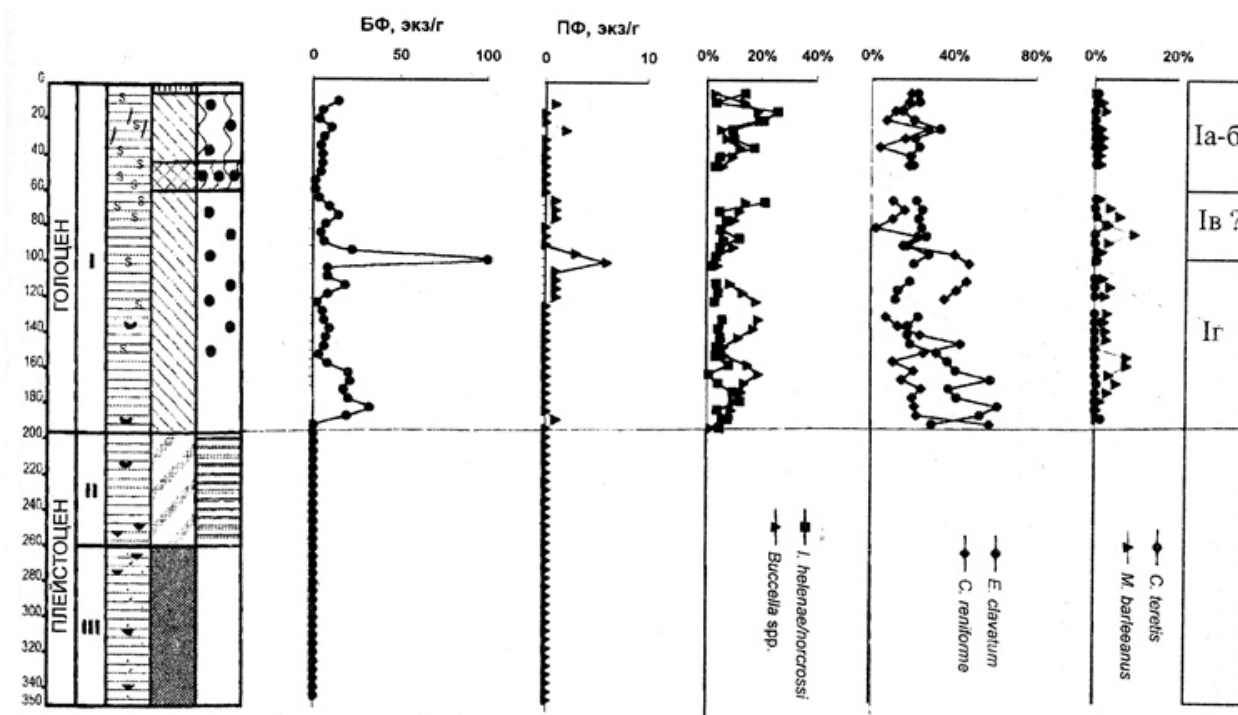


Рис. 3. Литология осадков и распределение фораминифер в колонке АСВ-858
Условные обозначения см. на рис. 2

[Duplessy et al., 2001] пиком численности в кол. АСВ-880. Отсутствие зоны доминирования *Elphidium clavatum* над другими видами, как в позднем голоцене кол. АСВ-880, затрудняет корреляцию верхних частей двух изученных нами разрезов. Причинами указанного различия в распределении массовых видов в голоцене могут быть отсутствие или очень небольшая мощность верхнеголоценовых осадков в кол. АСВ-858, или пониженное содержание *Elphidium clavatum* в составе биоценозов, свидетельствующее о менее стрессовых условиях (меньшем охлаждении придонных вод?) в придонном слое по сравнению с желобом Франц-Виктория.

Скорости осадконакопления

Если принять возраст основания голоцена 10 тыс. лет, а подошвы горизонта 11-13 тыс. лет [Lubinski et al., 1996; Polyak, Solheim, 1994], то средняя скорость накопления отложений поздней фазы дегляциации по кол. АСВ-858 составляет 16,3 см/тыс. лет, а по кол. АСВ-880 - 31,3 см/тыс. лет, т.е. была в два раза выше.

Средние для голоцена скорости также выше для кол. АСВ-880 (31 см/тыс. лет), чем для кол. АСВ-858 (20,7 см/тыс. лет). По данным кол. АСВ-880 [Duplessy et al., 2001], в трое Франц-Виктория с максимальной скоростью 114,7 см/тыс. лет накапливались обогащенные песком пелитовые илы начала голоцена (рис. 5). Затем скорость резко уменьшилась до 32,6 см/тыс. лет, а во время климатического опти-

мума снова возросла до 51,5 см/тыс. лет. В позднем голоцене скорость осадконакопления составляла 20-25 см/тыс. лет со слабой тенденцией уменьшения кверху.

Принимая условно датировку климатического оптимума в кол. АСВ-858 (80 см) 6 тыс. лет и подошвы голоцена 10 тыс. лет на основе корреляции с датировками, полученными для юго-восточной периферии Центральной впадины [Polyak, Mikhailov, 1996], мы можем оценить скорость накопления нижней части голоценового горизонта около 34 см/тыс. лет, а верхней половины - около 12 см/тыс. лет. Несмотря на малую надежность подобной оценки, общая тенденция уменьшения скорости осадконакопления от раннего голоцена к позднему выражена достаточно ясно.

Палеоокеанологические реконструкции

Вышеприведенные микропалеонтологические и литологические данные позволяют выявить различные палеоокеанологические ситуации в трогах северной части моря и проследить их смену в течение послеледниковья. Эти реконструкции подтверждаются полученными нами совместно с французскими коллегами изотопно-кислородными данными и радиоуглеродными датировками по кол. АСВ-880 [Duplessy et al., 2001], а также измерениями солености иловых вод [Богданов и др., 2001].

Вскрытый в основании кол. АСВ-880 валунный суглинок, интерпретированный нами как морена, свидетельствует о присутствии в

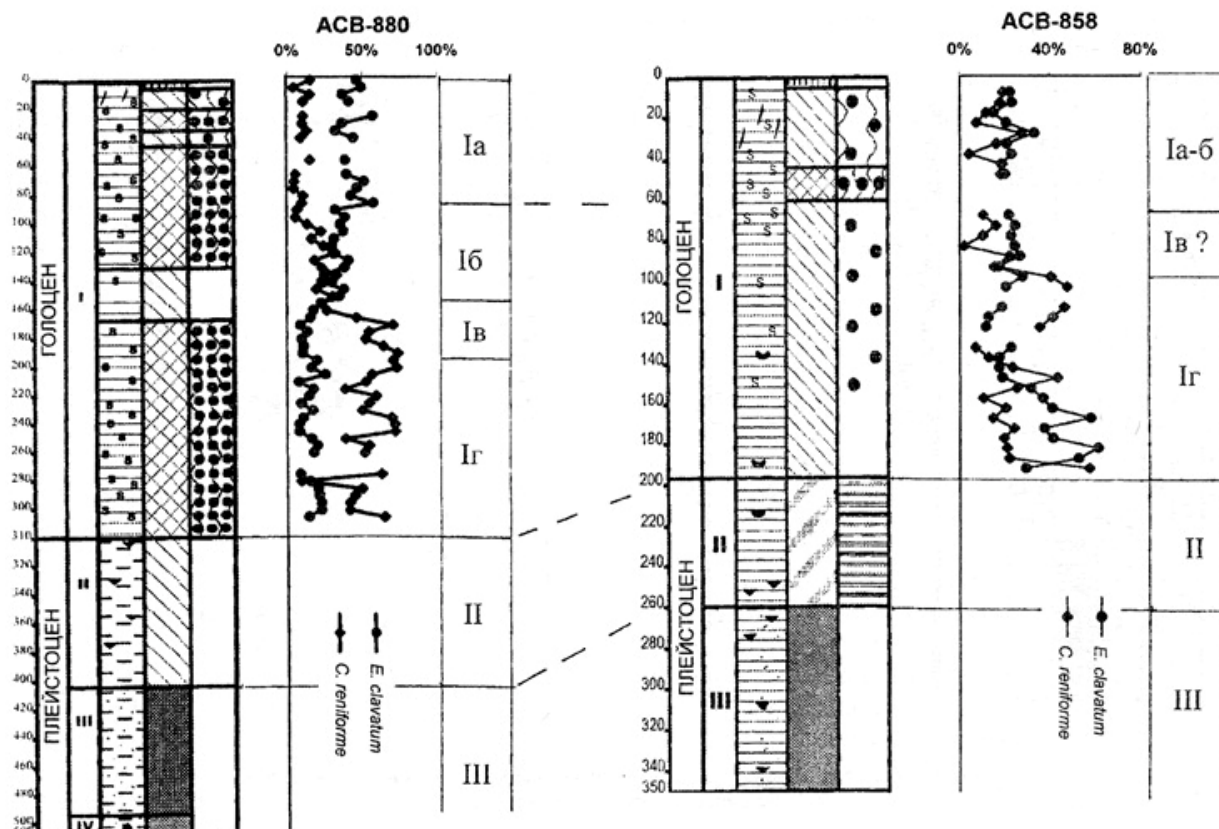


Рис. 4. Корреляция колонок ACB-880 и ACB-858 по литологическим и микропалеонтологическим данным с учетом радиоуглеродных датировок из [Duplessy et al., 2001; Lubinski et al., 1996; Polyak, Mikhailov, 1996; Polyak, Solheim, 1994] Условные обозначения см. на рис. 2

троге сидевшего на грунте ледника. Низкая соленость иловых вод (около 13‰ [Богданов и др., 2001]) указывает на отсутствие морских вод в данной точке. Единичная находка планктонной *Neoglobobadrina pachyderma* sin., возможно, объясняется последующим проникновением морской воды по трещинам в кровлю морены. Присутствие морены в кол. ACB-880 и наши геолого-геофизические данные по желобу Седова [Павлидис и др., 2001] подтверждают высказанное ранее мнение о существовании единого ледникового щита, охватывавшего архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля [Матишов 1984; Самойлович и др., 1993].

Разрушение ледника фиксируется переходом от моренных отложений к осадкам горизонта III, по-видимому, формировавшимся в проксимальных ледниково-морских условиях. Мы не согласны с точкой зрения о ледниковом генезисе этого горизонта [Lubinski et al., 1996; Polyak, Solheim, 1994], поскольку она не согласуется с присутствием в осадках раковин ныне живущих видов птеропод, планктонных и бентосных фораминифер хорошей сохранности, тонкодисперсностью пелитовой части гранулометрического спектра и значительным повышением солености иловых вод. Осадки накапливались под влиянием интенсивного по-

ступления тонкой взвеси, выносимой тальми ледниковыми водами («ледникового молока»), и разноса айсбергами песка, гравия и щебня. Талые воды и айсберги могли приносить в морские осадки наряду с экзогенными продуктами экарации остатки мезозойской микрофауны. Разрушение ледника и откол айсбергов связываются нами с глобальным потеплением и подъемом уровня Мирового океана. В то же время акватория северной части Баренцева моря, по-видимому, была круглый год покрыта плавучими льдами. В пользу такого предположения свидетельствует преобладание тонкого пелита в гранулометрическом спектре осадков.

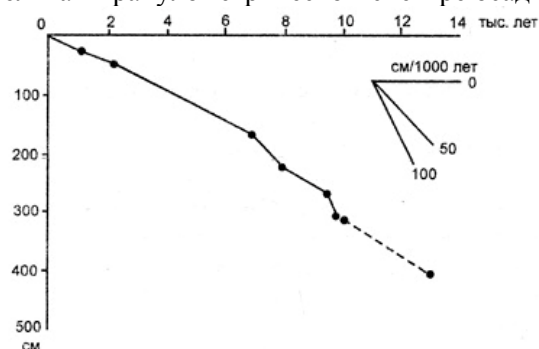


Рис. 5. Скорости осадконакопления в точке колонки ACB-880

Сплошная линия – по нашим радиоуглеродным датировкам [Duplessy et al., 2001]; пунктир – по экстраполяции датировок в других колонках [Lubinski et al., 1996; Polyak, Solheim, 1994]

Поздняя фаза дегляциации (горизонт II) характеризовалась дистальными ледниково-морскими условиями. Интенсивное таяние ледников в результате дальнейшего потепления и подъема уровня моря привело к почти полному прекращению айсбергового разноса грубого материала, и основным механизмом осадконакопления стало осаждение тонкой взвеси, выносимой тальными водами. В целом, биопродуктивность была низкая. На это могли влиять суровые ледовые условия. Возможно, что северная часть моря была круглый год покрыта дрейфующими льдами, как образовавшимися на месте, так и занесенными с Северного Ледовитого океана.

Палеообстановки в трогах Франц-Виктория и Персей в это время заметно отличались. В кол. АСВ-880 нет типичных для этого горизонта окисленных прослоев. Пульсационный характер седиментации выражен лишь периодическим изменением содержания примеси песка. В кол. АСВ-858 тонкое чередование коричневых и серых слоев отражает, вероятно, деятельность периодических нефелоидных потоков, каждый из которых отлагает пару слоев. При этом серые слои формировались быстро, а коричневые маркируют этапы замедления или приостановки осадконакопления. По ржаво-бурым хардграундам устанавливаются кратковременные перерывы. Тонкая ламинация свидетельствует об отсутствии биотурбации. Преобладание крупноалевритовой фракции над песчаной, в отличие от кол. АСВ-880, подтверждает предположение о доминирующей роли придонных нефелоидных потоков в накоплении отложений горизонта II.

По-видимому, условия пульсационной седиментации были неблагоприятны для обитания как макро-, так и микробентоса. Редкая встречаемость ныне живущих видов фораминифер, возможно, связана также с растворением их карбонатных раковин. Нефелоидные потоки приносили кислород и углекислый газ с поверхности на дно трогов, что способствовало растворению карбонатных микрофоссилий. Однако присутствие в осадках раковин атлантических видов бентосных и планктонных фораминифер указывает на периодическое проникновение атлантических вод в Баренцево море. Это подтверждается данными других исследователей [Hald et al., 1999; Lubinski et al., 1996; Polyak, Solheim, 1994] о том, что в горизонте II есть тонкие прослои с довольно высоким содержанием бентосных фораминифер, в том числе видов - индикаторов атлантических вод. Следовательно, периодически возникали более благоприятные условия для обитания

и/или сохранения бентосной фауны. Можно предположить, что в течение поздней фазы дегляциации часть рассматриваемой акватории иногда ненадолго освобождалась от морских льдов, возможно с образованием полыней, где развивалась высокая биологическая продуктивность. Таким образом, дегляциация характеризовалась крайне нестабильными палеоокеаноологическими условиями. В целом бассейн был опресненным за счет талых вод, а также поступления речных вод через Белое, Печорское и Карское моря, что подтверждается данными о пониженной солености иловых вод [Богданов и др., 2001].

На границе дегляциации и голоцена (горизонт I) палеоокеаноологическая ситуация значительно изменилась: ледниково-морская седиментация с преобладанием латерального переноса придонными нефелоидными потоками сменилась морской седиментацией гемипелагического типа с биофилтративным осаждением тонкой взвеси. Резко увеличилась биопродуктивность, о чем свидетельствует появление планктонных фораминифер, повышенное содержание и видовое разнообразие бентосных фораминифер. Котловины заселил макробентос, в том числе полихеты, что привело к усилению биотурбации. Устойчивое накопление тонкозернистых осадков, обогащенных органическим веществом, создало благоприятные условия для раннедиагенетической бактериальной сульфатредукции с образованием гидротроилита. В целом условия седиментации в голоцене стали гораздо более стабильными, чем во время дегляциации.

Изотопно-кислородные кривые по планктонным и бентосным фораминиферам кол. АСВ-880 [Duplessy et al., 2001] указывают на повышение температуры подповерхностных и придонных вод в раннем голоцене (этап 1г, см. рис. 2), связанное с глобальным потеплением и проникновением через трог атлантических вод. Индикатором последнего в наших и других [Lubinski et al., 1996; Polyak, Solheim, 1994; Hald et al., 1999] колонках является присутствие *Cassidulina teretis* и планктонных фораминифер (см. рис. 2, 3). Повышенное содержание песка указывает на ледовый разнос обломочного материала. Продолжалось интенсивное таяние ледников на окружающих архипелагах, и талые воды выносили большое количество тонкодисперсного осадочного материала. Скорости осадконакопления в начале этого интервала были максимальными за весь голоцен, а затем упали вследствие снижения роли айсбергового разноса. Биопродуктивность сильно варьировала. Видовое разнообразие комплексов бентос-

ных фораминифер в желобе Персей в целом было немного выше, чем на севере, вблизи Земли Франца-Иосифа. При этом численность бентосных фораминифер в кол. АСВ-880, как правило, выше, чем в кол. АСВ-858.

Судя по изотопно-кислородным кривым для кол. АСВ-880 [Duplessy et al., 2001], ранний голоцен завершился климатическим оптимумом (этап 1в, см. рис.2), проявившимся в потеплении подповерхностных и глубинных вод. Край плавучих льдов отступил к северу, что привело к удлинению безледного периода над трогом Франц-Виктория. Индикатором этого в бентосных комплексах является высокое содержание видов *Islandiella helenae* / *norcrossi*. Акватория над трогом Персей оказалась свободной ото льдов, вероятно, большую часть года. Здесь также отмечено увеличение содержания *Islandiella helenae* / *norcrossi*. В пользу проникновения сюда промежуточных атлантических вод с юго-запада (их приток с севера был блокирован порогом) свидетельствует повышенное содержание *Melonis barleeanus* и *Cassidulina teretis*. Отступление края плавучих льдов сопровождалось снижением биологической продуктивности. Этот эффект хорошо изучен в настоящее время на примере пролива Фрама [Carstens et al., 1997]. Скорость осадконакопления в кол. АСВ-880 заметно увеличилась, скорее всего, из-за усиленного таяния ледников Земли Франца-Иосифа в условиях потепления климата, что должно было привести к более обильному поступлению тонкой взвеси с тальми водами.

В районе желоба Франц-Виктория после климатического оптимума выявлен относительно кратковременный интервал максимальной за весь голоцен биологической продуктивности (этап 1б, см. рис.2). Об этом свидетельствует высокое содержание в осадке планктонных и бентосных фораминифер, органического углерода (до 2,3%), а также видов-индикаторов повышенной продуктивности: *Buccella* spp., *Nonion labradoricum*. Интересно отметить, что в этом интервале кол. АСВ-880 практически отсутствует гидротроилит, что, возможно, указывает на хорошую аэрацию придонных вод. Резкая смена бентосных комплексов, в частности понижение содержания *Cassidulina reniforme* и увеличение содержания *Elphidium clavatum* (см. рис.2), указывает на значительное изменение

гидрологических характеристик придонной воды: понижение ее температуры, повышение солености и содержания кислорода. Причиной, по-видимому, явилось перемешивание со стекавшими в трого с мелководных шельфов холодными осолоненными водами. О том же свидетельствует и изотопно-кислородная кривая по *Elphidium clavatum* для кол. АСВ-880 [Duplessy et al., 2001].

Поздний голоцен характеризуется значительными вариациями палеоокеанологических параметров и, соответственно, состава комплексов и численности микрофоссилий (этап 1а, см. рис.2). Колебания численности планктонных и бентосных фораминифер указывают на кратковременные всплески продуктивности, а изменения содержания *Nonion labradoricum*, возможно, связаны с миграциями локального гидрологического фронта.

Заключение

В послеледниковой истории северной части Баренцева моря выделяется три крупных события, связанных с изменениями глобального климата: 1 - начало разрушения и отступления ледникового щита с образованием морского прохода через желоб Франц-Виктория в связи с потеплением и повышением уровня океана; 2 - ослабление деятельности айсбергов вследствие отступления ледников на сушу и поступление арктических вод и льдов из Северного Ледовитого океана, а также периодическое проникновение атлантических вод на промежуточных глубинах; 3 - наступление морских условий и резкое увеличение биопродуктивности вследствие появления безледных сезонов. В пределах голоцена выделяются четыре этапа, характеризующихся заметными различиями палеоокеанологических условий. Потепление подповерхностных и придонных вод в раннем голоцене завершилось климатическим оптимумом, вслед за которым последовало похолодание придонных вод (в связи с вымораживанием "рассолов") и увеличение биопродуктивности. В позднем голоцене установились условия, близкие к современным.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) - НЦНИ (Франция), грант 98-05-22029.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н.А., Матюшенко В.А., Шевченко В.П., Политова Н.В., Потехина Е.М. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // Геоэкология. 1999. №6. С.526-540
- Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Гурвич Е.Г., Пименов Н.В., Павлова Г.А., Карпенко А.А., Власова Н.Э., Шишкин А.Н. Исследования строения верхней части осадочного чехла Баренцева моря для описания истории осадконакопления и палеоокеанологических построений. Опыт системных океанологических исследований в Арктике. Сборник научных статей. Москва, Научный Мир, 2001, с.598-615.
- Бышев В.И., Галеркин Л.И., Грозов А.С. Гидрологические условия в юго-восточной части Баренцева моря в августе 1998 г. Опыт системных океанологических исследований в Арктике. Сборник научных статей. Москва, Научный Мир, 2001, с.110-118.
- Ведерников В.И., Гагарин В.И. Первичная продукция и хлорофилл в Баренцевом море в сентябре-октябре 1997 г. // Океанология. 1998. Т.38. №5. С.710-718
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. 1990. Т.1. Баренцево море. Л.: Гидрометеиздат. 235 с.
- Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: Наука. 1963. 735 с.
- Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука. 1984. 76 с.
- Матишов Г.Г., Голубов В., Адров Н., Слободин В., Левитус С., Смоляр И. Климатический атлас Баренцева моря 1998: Температура, соленость, кислород. NOAA Atlas NESDIS 26. Murmansk: Silver Spring. 1998. С.62
- Матишов Г.Г., Дружков Н.В., Дружкова Е.И., Ларионов В.В. Фитопланктон северной части Баренцева моря (желоб Франц-Виктория) в начале зимнего периода // Доклады РАН. 1999. Т.367. №4. С.560-562.
- Медведев В.С., Потехина Е.М. Вынос современными ледниками Новой Земли терригенного взвешенного материала в Баренцево море // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука. 1990. С. 103-110
- Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. Т.6. С.576-595.
- Новицкий В.П. Постоянные течения северной части Баренцева моря // Тр. ГОИН. 1961. Т.64. С.1-32.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А. Потоки органического углерода в арктических морях России // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. Сборник научных статей. Москва, Научный Мир, 2001, с. 227-234.
- Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты. 1993. 73 с.
- Carstens J., Hebbeln D., Wefer G. Distribution of planktonic foraminifera at the ice margin in the Arctic (Fram Strait) // Marine Micropaleontology. 1997. Vol. 29. P. 257-269.
- Duplessy J.-C., Ivanova E., Murdmaa I., Paterne M., Labeyrie L. Holocene paleoceanography of the Northern Barents Sea and its implication on northward oceanic heat transport variations // Boreas, 2001. V. 30 (1). P.2-16.
- Hald M., Korsun S. Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic // J. Foraminiferal Res. 1997. Vol. 27(2). P. 101-122.
- Hald M., Kolstad V., Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Nescheretov A. Late glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the Saint Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. Vol. 146. P. 229-249.
- Ivanova E.V. Foraminiferal assemblages of the Barents and Kara seas: response to Holocene environmental changes // Геодинамика и геоэкология. Архангельск. Ин-т экологических проблем Севера, УрНЦ РАН. 1999. С. 140-142.
- Khusid T.A., Korsun S.A. Modern benthic foraminiferal assemblages in the Kara Sea // Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. Reports on Polar Research. 1996. Vol. 212. P. 308-314.
- Lubinski D., Korsun S., Polyak L., Forman S.L., Lehman S.J., Herlihy F.A., Miller G.H. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // Boreas. 1996. Vol. 25. P. 89-100.
- Midttun L. Formation of dense bottom water in the Barents Sea // Deep-Sea Research. 1985. Vol. 32(10). P. 1233-1241.

Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrod T. **The Northern Barents Sea: Water mass distribution and Modification** // The Polar oceans and their role in shaping the global environment. AGU Geophys. Monogr. 85. 1994. P. 77-94.

Polyak L., Mikhailov V. **Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence** // Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins. J.T. Andrews et al. - eds. Geol. Soc. Spec. Publication. 1996. № 111. P. 323-337.

Polyak L., Solheim A. **Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west**

of Franz Josef Land // Polar Research. 1994. V. 13(2). P. 197-207.

Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinitsky P. **Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia** // Marine Geology. 1997. Vol. 143. P. 169-188.

Steinsund P.I., Hald M. **Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea, Paleooceanographic applications** // Marine Geology. 1994. Vol. 117. P. 303-316.

Detailed study of post-glacial sedimentary sections from Franz Victoria and Persey troughs reveals a succession of six paleoceanographic environments replacing each other under an influence of both global and regional climatic changes. The paleoceanographic situation during deglaciation was mainly controlled by the ice sheet retreat that resulted in opening of the marine pathway between Spitsbergen and Franz Josef Land for penetration of surface Arctic waters with pack ice, and subsurface Atlantic waters, from the north. Iceberg calving was extensive during the early phase of deglaciation, whereas glacier meltwater discharge controlled the sedimentation during the late phase. Normal marine conditions with high bioproductivity established at the beginning of Holocene. Variations in sea water temperature, salinity, and productivity during the Holocene are reflected by changes in foraminiferal assemblages.

Ссылка на статью:



Иванова Е.В., Мурдмаа И.О. **Последниковая палеоокеанология северной части Баренцева моря.** // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. Сборник научных статей. Москва, Научный Мир, 2001, с. 542-552.