

СОЕДИНЯЛИСЬ ЛИ 18 ТЫСЯЧ ЛЕТ НАЗАД ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ НОВОЙ ЗЕМЛИ И ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА?

Ю.А. Павлидис, И.О. Мурдмаа, Е.В. Иванова, А.В. Артемьев, М.А. Белоусов

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

Рассматривается палеогеографическая реконструкция участка шельфа на границе Баренцева и Карского морей времени максимума последнего оледенения. Материалы получены во время проведения 11 рейса НИС «Академик Сергей Вавилов», 1997 г. На основании сейсмофациальных и литологических данных устанавливается, что ледниковые покровы Новой Земли и Земли Франца-Иосифа смыкались 18 тыс. лет назад в наиболее глубокой части желоба Седова.

Введение

Вопрос о том, соприкасались или нет во время максимума последнего оледенения ледниковые покровы Северного острова Новой Земли и Земли Франца-Иосифа пока не имеет однозначного ответа. Г.А. Тарасов в своей докторской диссертации [1998] предполагает, что на севере Баренцева моря существовал общий ледниковый щит над Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа, покрывавший в том числе желоб Франц-Виктория. Однако, по его мнению, этот щит не соединялся с Новоземельским. В наших предшествующих публикациях [Павлидис и др., 1998] палеогеографическая модель также не предполагала соприкосновение новоземельского и франц-иосифского ледниковых покровов.

В экспедиции на НИС «Академик Сергей Вавилов» в 1997 г. (11 рейс) были получены новые геолого-геофизические данные по этому району шельфа Баренцева моря, которые, на наш взгляд, позволяют предполагать соединение ледников Новой Земли и Земли Франца-Иосифа в наиболее глубокой части желоба Седова. В настоящей работе мы попытались найти ответ на поставленный в заголовке вопрос путем совместного анализа данных

сейсмопрофилирования, результатов литологического и микропалеонтологического изучения колонок донных осадков. При этом выявлены также некоторые новые черты послеледниковой истории изучаемого региона.

Материалы и методика

В экспедиции 1997 г. в интересующем нас районе Баренцева моря было выполнено сейсμοакустическое профилирование с помощью эхолота-профилографа «Атлас Электроник Парасаунд» на полигоне, ограниченном параллелями 77°35' и 78°55' с.ш. и меридианами 58°20' и 64°10' в.д. В качестве основного для изучения стратификации донных осадков был выбран центральный профиль, проходящий вдоль меридиана 60° в.д. Этот профиль выходит за границы полигона на север вплоть до 79°50' с.ш. (почти до о-ва Литке) и на юг до 76°20' с.ш. (вблизи о-ва Панкратова у Новой Земли).

Построение профиля по лентам с записью акустических сигналов «Парасаунда» в принципе не отличается от операций по построению эхолотного профиля. Дешифрирование полученной

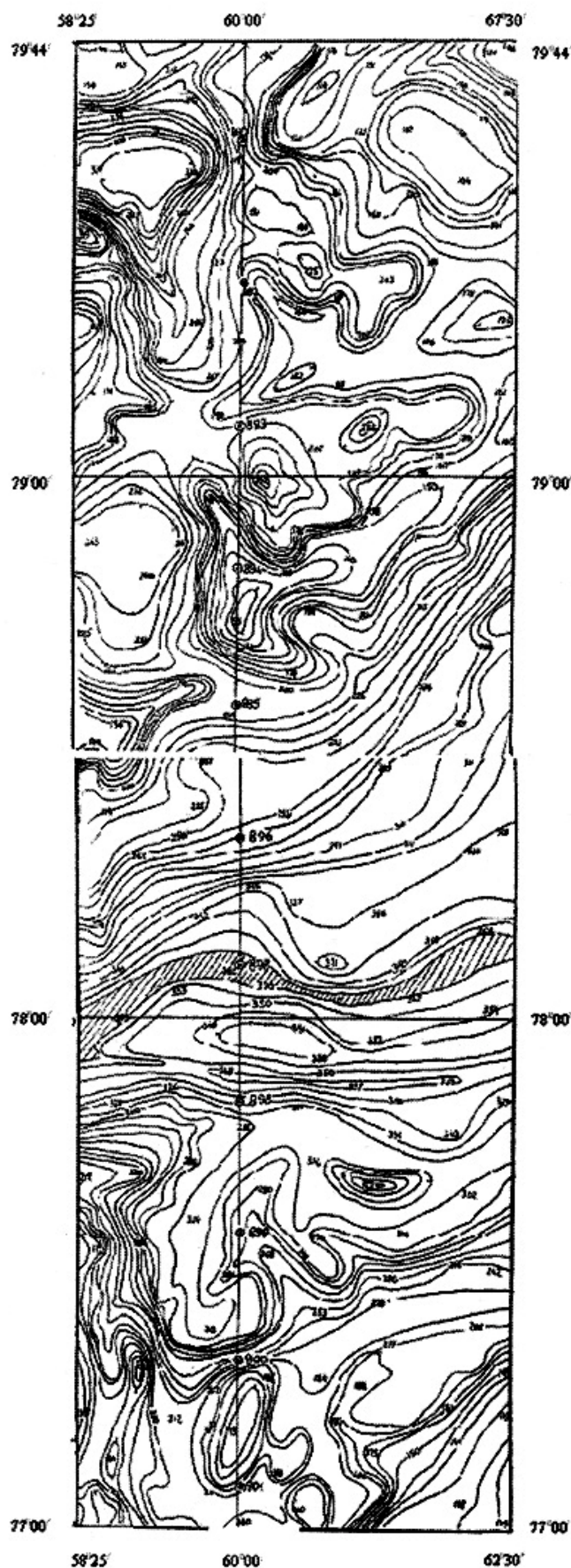


Рис. 1. Батиметрическая карта участка шельфа между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа
Кружки – океанологические станции
НИС «Академик Сергей Вавилов»

характеристике зондированной толщи отложений заключается в установлении возможного генезиса отложений по методике сейсмофациального анализа [Дунаев, 1987]. По возможности положение границ слоев уточнялось с помощью данных по грунтовым колонкам.

Профиль был построен в масштабе реального времени с учетом скорости движения судна. Для удобства ориентировки на нем показаны номера не только геологических, но также всех гидрологических станций.

Вдоль профиля было отобрано три колонки с помощью ударной грунтовой трубки (АСВ-891, -897, -902) и четыре монолита коробчатым пробоотборником (АСВ-891, 894, 897, 902). Кроме того, на полигоне получено 11 проб поверхностного слоя осадков дночерпателем «Океан». На борту судна производилось визуальное описание осадочных разрезов, просмотр песчаной фракции и смер-слайдов натурального осадка под микроскопом. В колонках проводился предварительный фораминиферовый анализ с интервалом опробования 10-50 см. Определялся видовой состав бентосных и планктонных фораминифер и оценивалось их обилие (во фракции $>0,1$ мм).

Гранулометрический состав осадков определялся в выборочных пробах из колонок в Аналитической лаборатории ИО РАН комбинированным методом водно-механического анализа по В.П. Петелину (аналитики В.П. Казакова и А.Н. Рудакова). Кроме того, в отобранных с интервалом 5 см пробах из колонок АСВ-891 и АСВ-902 с помощью прибора «Анализетт» выделялись крупные (крупнее 0,05 мм) фракции, которые затем просматривались под биноклем для определения состава и окатанности обломочного материала (Т.В. Алексеева), а также для изучения фораминифер.

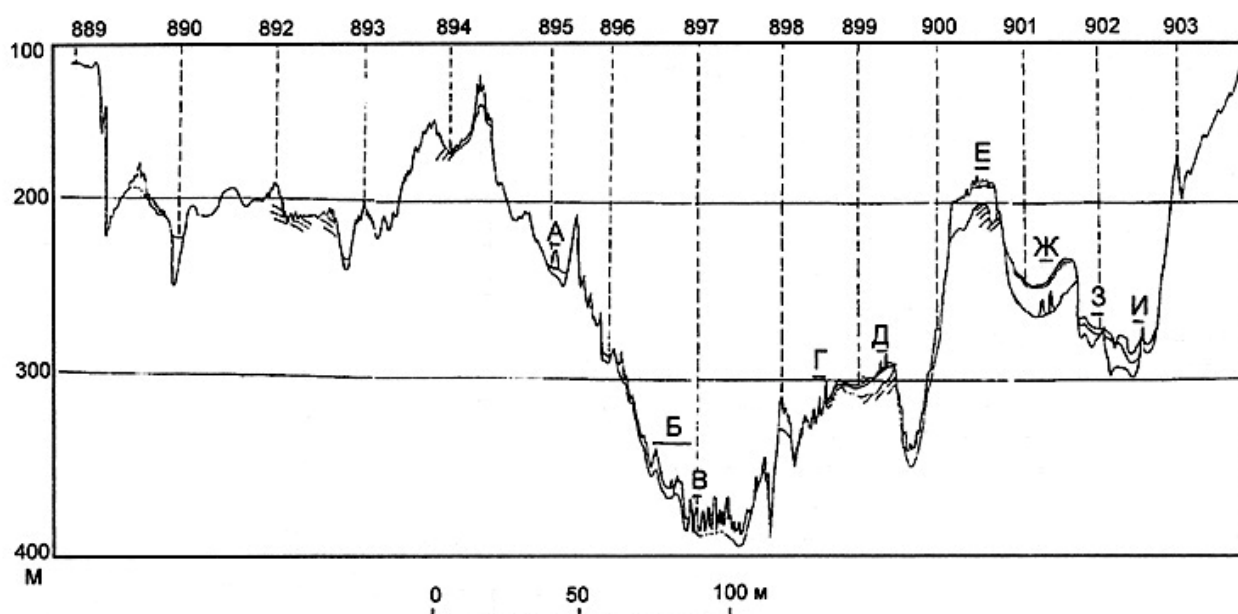


Рис. 2. Профиль по 60-му градусу в.д. между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, составленные по материалам акустического профилирования с помощью "Парасаунда" 889 и т.д. – океанологические станции НИС "Сергей Вавилов", А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И – фрагменты акустической записи профилографа "Парасаунд"

Рельеф дна моря между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля

Главный морфологический элемент поверхности дна Баренцева моря между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа – желоб Седова, который соответствует Горбовскому грабену [Арктический..., 1987]. Рельеф в этом районе сильно пересеченный и в своей основе имеет тектонические блоки, разделенные разрывными нарушениями и смещенные друг относительно друга по вертикали. Нами была составлена батиметрическая карта (рис.1) для полосы дна вдоль профиля 60-го градуса с сечением изобат через 10 м. В качестве основы была использована морская навигационная карта масштаба 1:500000.

Главные *морфоструктурные* элементы, которые пересекает профиль (рис.2), сменяют друг друга с севера на юг в последовательности: тектонический уступ у южной окраины поднятия Земли Франца-Иосифа; субгоризонтальная поверхность со сложно-расчлененным рельефом на глубине около 200 м, которую мы предлагаем называть «Северным плато» (станции АСВ-890, 892 и 893); находящийся несколько юго-западнее от профиля глубокий трог

(станция АСВ-891); поднятие с минимальной глубиной около 100 м, которое мы называем «Горбовский горст» (станция АСВ-894); желоб Седова, осевая часть которого на рисунке 1 отмечена косой штриховкой, с максимальной глубиной 390 м (станция АСВ-897); тектонический блок с вершинной поверхностью на глубине около 300 м (станции АСВ-898 и АСВ-899); тектоническое поднятие плато Литке на глубинах 180-230 м (станция АСВ-901); Северо-Новоземельский желоб (станции АСВ-902 и АСВ-903); наконец, склон, поднимающийся к о-ву Панкрата у Новой Земли.

Поверхность крупных *морфоструктурных* форм рельефа, отображенных на профиле 60-го градуса, осложнена более мелкими, в основном *морфоскульптурными* формами, которые собственно и представляют для нас основной интерес. Эти гряды расположены группами и в поперечном профиле имеют форму валов. Они четко прослеживаются у подножья уступа Земли Франца-Иосифа на поверхности Северного плато, венчают наиболее возвышенную часть Горбовского горста, особенно большое их скопление наблюдается в осевой части желоба Седова.

Строение осадочного чехла

Основная наша задача состояла в том, чтобы попытаться установить генезис морфоскульптурных форм рельефа дна Баренцева моря между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Это в первую очередь касается грядовых форм, среди которых распространены два основных типа: аккумулятивные и структурные. На лентах профилографа «Парасаунд» гряды первого типа определяются по четко выраженной акустической границе, фиксирующей их подошву, по характеру акустической записи тела самой гряды и по рельефу его поверхности. Гряды второго типа подошвы не имеют, их акустические границы показывают неразрывную связь с поверхностью литифицированных мезозойских осадочных пород акустического фундамента.

На севере, у подножья уступа поднятия Земли Франца-Иосифа, на структурном выступе фундамента (см. рис.2) расположена группа аккумулятивных гряд, самая крупная из которых имеет высоту до 16 м и ширину по линии профиля 4 км. Вершина гряды находится на глубине (от уровня моря) 180 м, а подошва всей серии этих гряд - на глубине 190-210 м. Поверхность гряд пологоволнистая, акустическая граница подошвы выражена отчетливо, акустическая запись отложений, слагающих гряду, характеризуется как хаотическая.

К югу от этой серии гряд по линии профиля прослеживается субгоризонтальная неровная поверхность дна между станциями АСВ-890 и АСВ-893 на глубинах 200-210 м, которая срезает наклонные слои коренных осадочных пород. Здесь были обнаружены пологие депрессии. Одна (в районе ст. АСВ-890), с глубиной вреза 27 м и шириной по линии нашего профиля 5 км, заполнена акустически прозрачной толщей осадков, другая (вблизи ст. АСВ-893) - почти не заполнена осадками. В 11 милях к юго-юго-западу от станции АСВ-890 расположена еще одна депрессия, подобная тем, которые были обнаружены по линии разреза 60-го градуса. Ее дно находится на глубине 310-

320 м, и она не заполнена осадками. В самой глубокой ее части на станции АСВ-891 (см. рис.1) была взята колонка осадков, которая вскрыла под 228-сантиметровым слоем голоцена переходный слой поздней стадии дегляциации (30 см) и вошла на 2 м в плотные серые глины с песком, гравием и галькой (см. ниже).

Далее на юг линия профиля пересекала приподнятый блок коренных пород, возможно, тектонического происхождения. Минимальная глубина на его вершине составляет 125 м. Поверхность его неровная, грядовая. В ложбине между двумя грядами на станции АСВ-894 коробчатым пробоотборником под пленкой полужидкого коричневого ила вскрыты плотные голубовато-серые глины с обломками пород.

На вершине поднятого блока были обнаружены гряды двух типов: коренные выступы фундамента (севернее ст. АСВ-893) и аккумулятивные (южнее ст. АСВ-893). Последние представляют для нас особый интерес. Эти гряды, расположенные на коренном выступе фундамента, ограничены снизу четкой акустической границей, фиксирующей подошву слагающей их толщи мощностью до 17 м. По линии профиля ширина аккумулятивного тела составляет 2,5 км.

К югу от него начинается склон в сторону желоба Седова. Склон осложнен многочисленными уступами и резко очерченными выступами в основном структурного происхождения. Только в одном месте в понижении между двумя коренными выступами наблюдается аккумулятивное тело, которое состоит, как показало акустическое профилирование, из двух слоев: нижнего, выполняющего впадину коренного рельефа мощностью 5-8 м, и верхнего, который формирует пологие валы, один из которых (фрагмент А на профиле рисунка 2) имеет максимальную мощность 12 м и ширину по линии профиля 135 м (рис. 3А). Этот аккумулятивный вал имеет очень четко очерченную границу основания, отделяющую его отложения от нижележащей толщи. Запись на ленте профилографа выглядит полупрозрачной, с

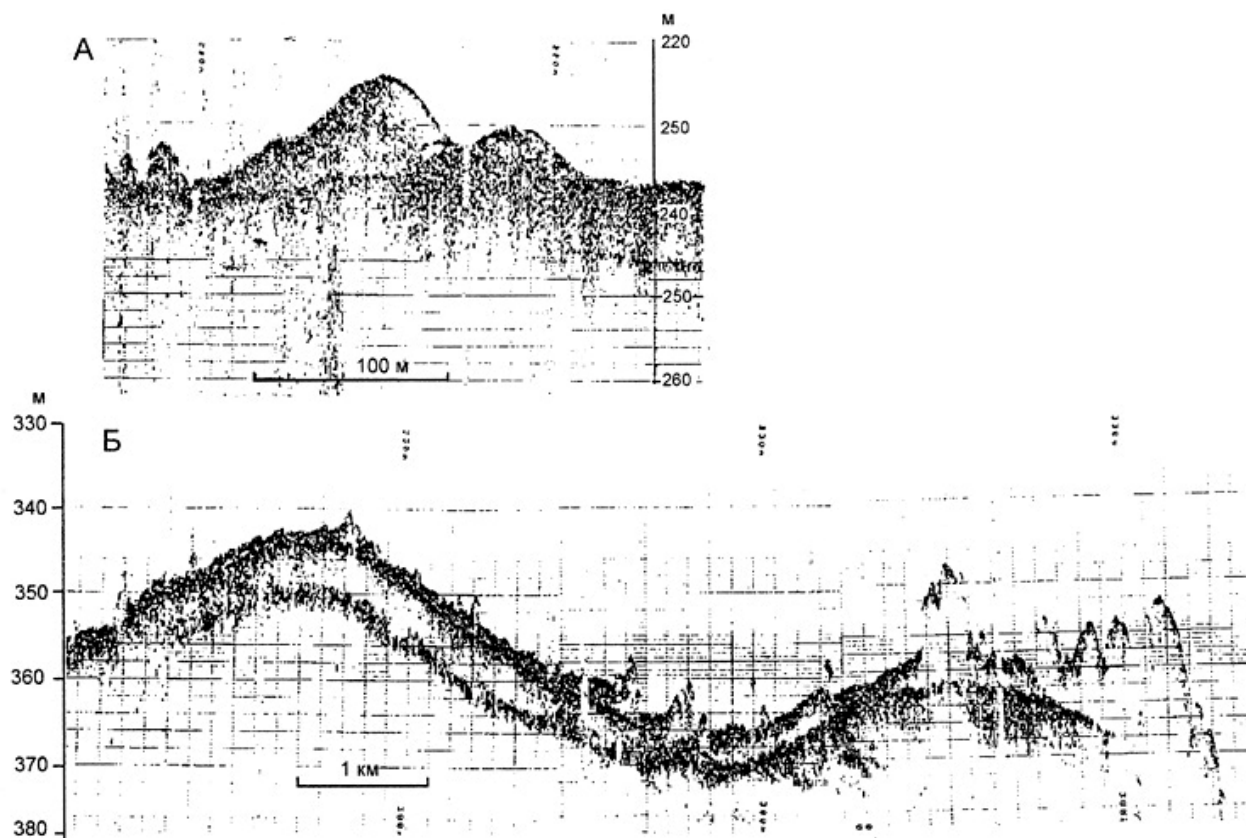


Рис. 3. фрагменты записи профилографа "Парасаунд"

А – фрагмент А, северный склон желоба Седова; Б – фрагмент Б, подножье северного склона желоба Седова

хаотически разбросанными короткими отрезками отражения, что характерно для моренных отложений [Дунаев, 1987]. Дночерпателем (АСВ-895) получена с поверхности вала проба голубовато-серой глины, покрытой эфемерным слоем (9 см) полужидкого коричневого ила.

Осевая часть желоба Седова имеет по линии профиля максимальную глубину 392 м. В пределах дна желоба и на прилежащих к нему нижних частях склонов поднятий расположено множество аккумулятивных валов, залегающих, как правило, на поверхности коренных пород. У основания склона структурного поднятия к северу от оси желоба Седова было выявлено аккумулятивное накопление (фрагмент Б), состоящее из двух генераций (рис. 3Б): слоя, облекающего поверхность коренных пород, и наложенных на него валообразных аккумулятивных тел. Мощность последних достигает 10-12 м при простираии по линии профиля в среднем 500 м.

В осевой части желоба эти аккумулятивные накопления выглядят как неправильной формы валы. Один из валов (фрагмент В), расположенный на поверхности коренных пород на глубине 390 м, имеет высоту 24 м и ширину по линии профиля примерно 1300 м (рис. 3В). Он сложен акустически почти прозрачной толщей отложений с редкими хаотически расположенными короткими отрезками акустических отражающих границ внутри толщи. Сверху вал облекает маломощный (менее 1 м) прерывистый акустически прозрачный слой. На вершине вала была взята колонка АСВ-897, в которой голоценовый горизонт, соответствующий верхнему акустически прозрачному слою, имеет мощность 72 см. Колонка вошла на 155 см в толщу темно-серых песчано-алевритово-пелитовых илов, в забое очень плотных, почти сухих, вероятно, слагающих тело вала.

На южном склоне желоба Седова аккумулятивные валы продолжают встречаться, однако реже, чем в его самой

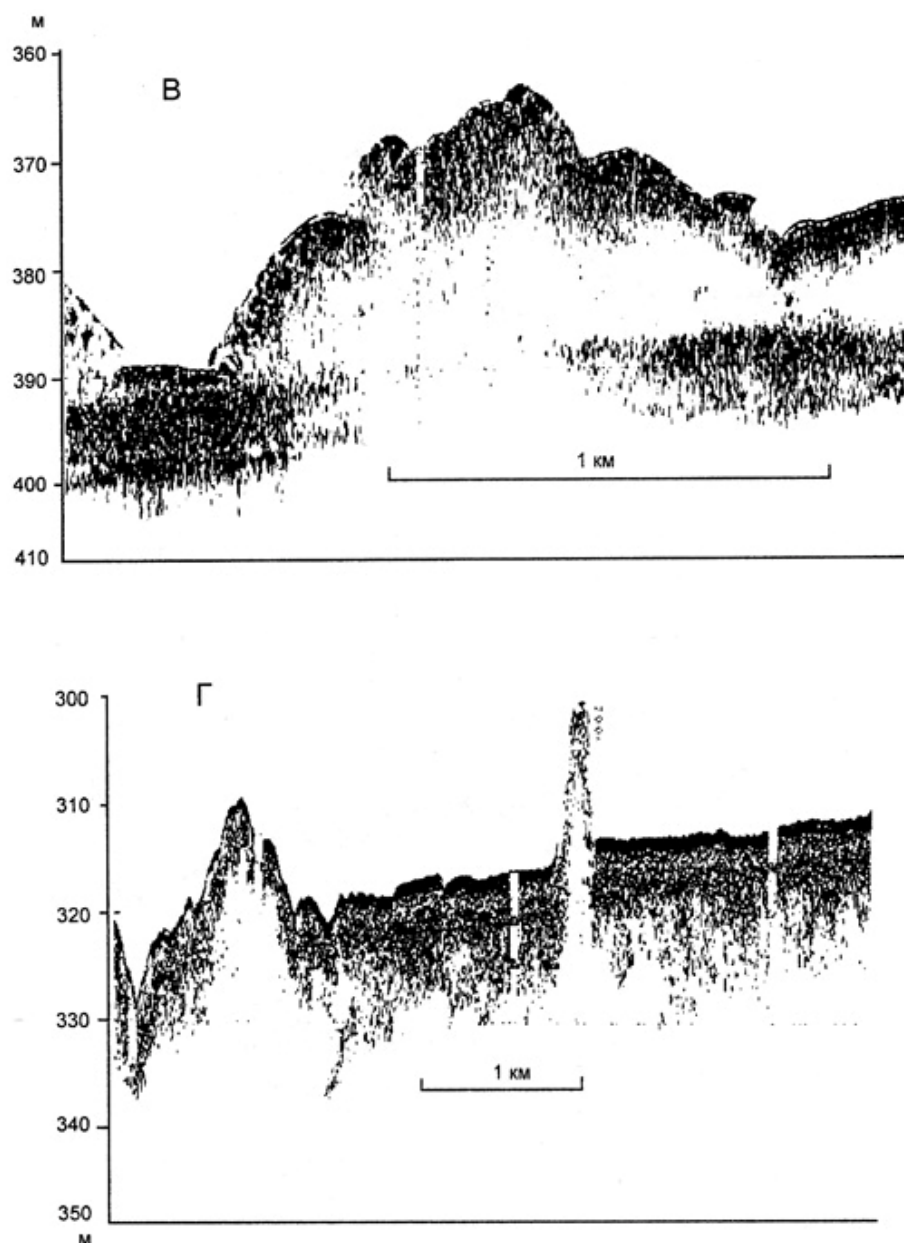


Рис. 3. (продолжение)

В – фрагмент В, днище желоба Седова; Г – фрагмент Г, приподнятый тектонический блок в желобе Седова, северная часть

глубокой части. Наряду с ними были обнаружены выступы коренного фундамента (фрагмент Г) в виде гряд, понижения между которыми заполнены осадками (рис. 3Г).

Южный склон желоба имеет блоковое строение, возможно, отдельные блоки отделены друг от друга разрывными нарушениями. На поверхности одного из относительно приподнятых блоков было обнаружено аккумулятивное накопление, состоящее из двух-трех слоев отложений (местоположение ст. АСВ-899). Фрагмент Д записи профилографа в этом месте профиля (рис. 3Д) показывает, что акустически прозрачные отложения

мощностью до 8-10 м залегают на срезанной поверхности подстилающих слоистых осадочных пород с угловым несогласием и заполняют пологую депрессию в коренном рельефе. У поверхности дна прослеживается еще один слой мощностью 2-3 м, отличающийся от нижележащего значительно более темной акустической записью. Местами из нижнего акустически прозрачного слоя «вырастают» валы, которые «протыкают» верхний слой.

Далее к югу по линии профиля 60-го градуса расположен отрог структурного плато Литке. Поверхность коренного фундамента здесь неровная. На

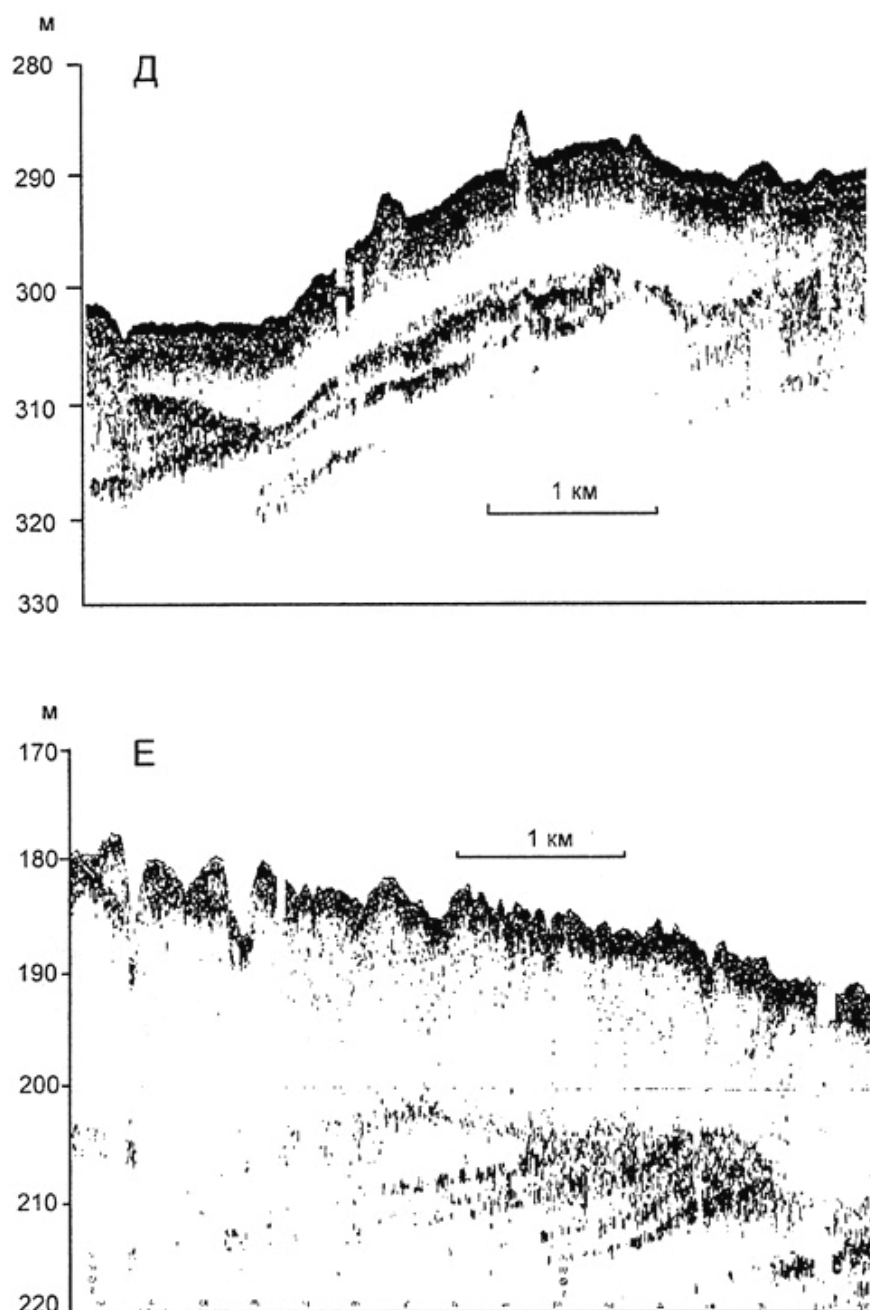


Рис. 3. (продолжение)

Д – фрагмент Д, приподнятый тектонический блок в желобе Седова, южная часть; Е – фрагмент Е, плато Литке

приподнятой части плато, где цоколь расположен на отметках 200-210 м ниже уровня моря, залегает 20-25-метровая толща (фрагмент Е) акустически прозрачных отложений (рис. 3Е). На их поверхности прослеживается слой мощностью до 2-3 м, который прорезан ложбинами с относительной глубиной до 8 м и, судя по более темной записи, отличается литологическим составом. На относительно опущенной ступени плато

Литке (местоположение ст. АСВ-901) также была записана акустически прозрачная толща отложений (фрагмент Ж) мощностью до 20 м, под которой погребены валообразные накопления, лежащие непосредственно на коренном фундаменте. Их характеризует более хаотичная запись и четкая морфологическая обособленность (рис. 3Ж).

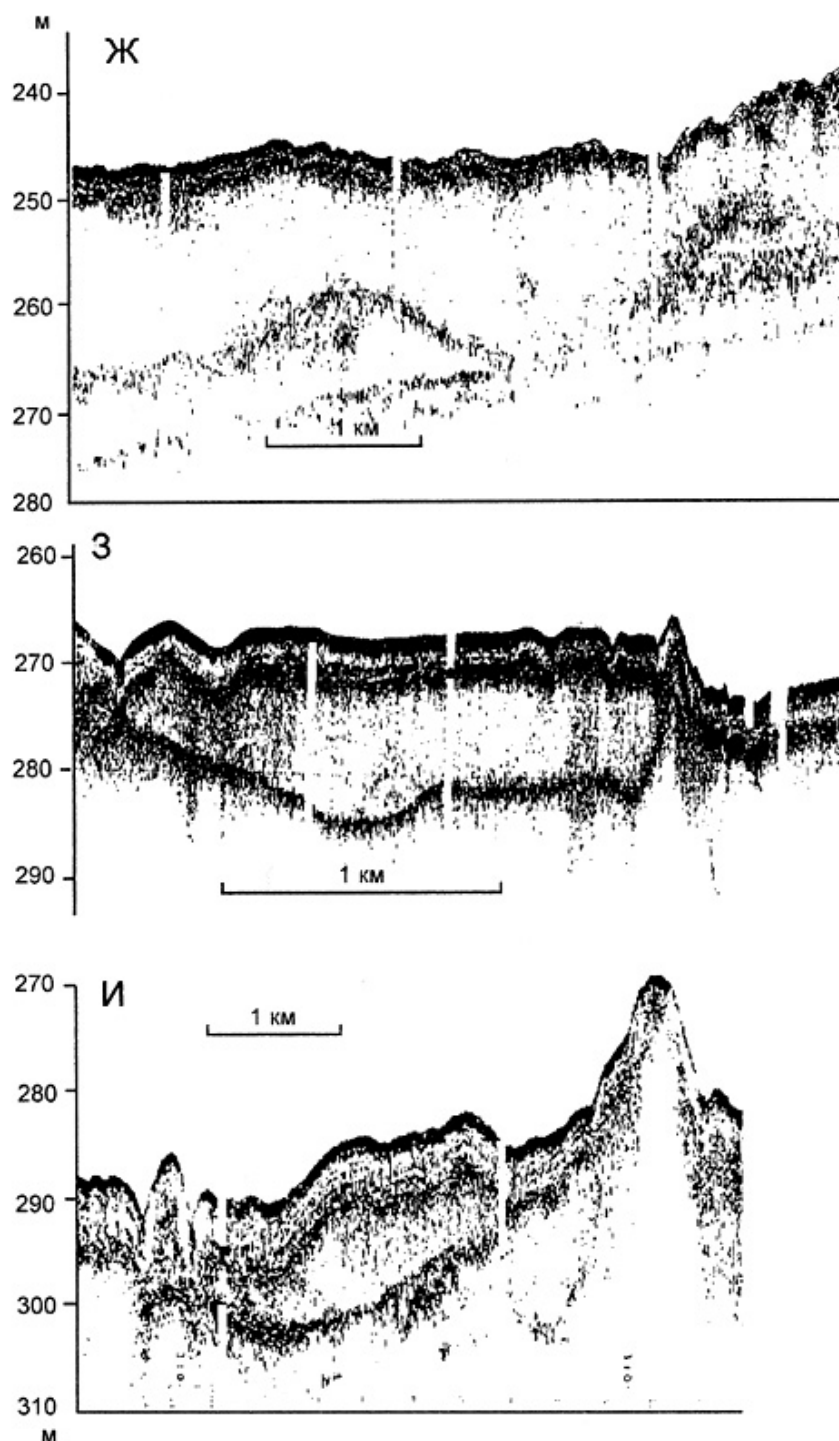


Рис. 3. (окончание)

Ж – фрагмент Ж, плато Литке; 3 – фрагмент 3, Новоземельский желоб; И – фрагмент И, Новоземельский желоб

Между плато Литке и склоном о-ва Панкратова у Новой Земли профиль пересекает северный участок Новоземельского желоба. Он частично заполнен осадками, в толще которых можно проследить два-три слоя (фрагменты 3, И). Здесь не было обнаружено характерных для желоба Седова валообразных аккумулятивных

форм. Слои залегают субгоризонтально на поверхности коренных пород, выступы которых «протыкают» местами осадочную толщу (рис. 3 3, И). Верхняя часть осадочного чехла вскрыта колонкой АСВ-902.

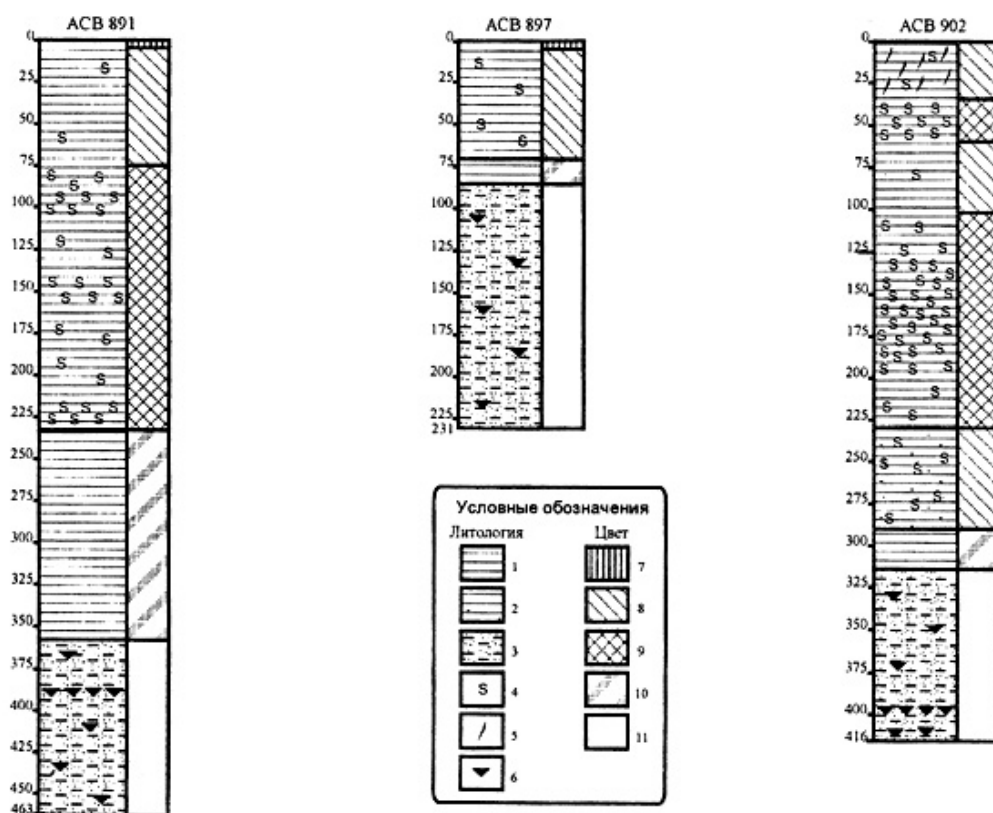


Рис. 4. Разрезы послеледниковых отложений

Литология: 1 – пелитовый ил, 2 – алевроитово-пелитовый ил, 3 – песчано-алевритово-пелитовый ил, 4 – включения гидротроилита, 5 – трубки полихет, 6 – гравий и галька; цвет: 7 – коричневый, 8 – оливково-серый, 9 – темный оливково-серый, 10 – желтовато-серый, 11 – темно-серый

Литология и микропалеонтология

В колонках АСВ-891, 897 и 902, отобранных со дна шельфовых депрессий, по результатам проведенного авторами литологического и микропалеонтологического анализа выделены те же три стратиграфических горизонта, что и в других частях моря [Мурдмаа и др., 1998; Мурдмаа, Иванова, 1999; Павлидис и др., 1998; Hald et al, 1999; Lubinski et al., 1996; Polyak et al., 1995, 1997; Polyak, Mikhailov, 1996, Polyak, Solheim, 1994]. Эти горизонты, по нашему мнению, соответствуют голоцену, поздней и ранней фазам дегляциации [Иванова, Мурдмаа, 2001; Мурдмаа, Иванова, 1999; Murdmaa et al., 1997]. Голоценовый возраст горизонта 1, выделенного по литологическим и микропалеонтологическим критериям, надежно подтвержден радиоуглеродными датировками в колонках из других районов Баренцева моря. Возраст подошвы горизонта 2 по единичным датировкам около 13 тыс. лет. Следовательно, можно

предположить, что горизонт 3, представляющий наибольший интерес для данной статьи, древнее 13 тыс. лет и действительно формировался в начальную фазу дегляциации.

Колонка АСВ-891 взята со дна узкого трога к югу от о. Сальма (ЗФИ), западнее осевого профиля. В разрезе представлены три указанных выше стратиграфических горизонта (рис.4).

Горизонт 1 (голоцен), 0-228 см, сложен тонким пелитовым илом, на поверхности (0-5 см) темно-коричневым, ниже оливково-серым, с меняющимся по вертикали содержанием черных включений гидротроилита. Выделяется верхний слой (5-75 см) с малым количеством гидротроилита и нижний (75-228 см), сильно обогащенный гидротроилитом, особенно в интервалах 90-105, 150-160 и 200-228 см. В гранулометрическом составе доминирует тонкопелитовая фракция (менее 0,001 мм), обычно составляющая более 50%. Содержание песка и крупного алеврита в верхней части горизонта (выше

200 см) менее 1%, а в нижнем интервале возрастает до 2-3%.

Горизонт 2 (поздняя дегляциация), 228-358 см, представлен желтовато-серым пелитовым илом, не содержащим гидротроилита. Желтоватый цвет осадка, отсутствие гидротроилита, а также близкое к нулю значение Eh [Пименов и др., 2001] указывают на слабо окислительный (субоксидный) характер раннего диагенеза. Чередуются прослой, относительно обогащенные песком (до 5-6%) и почти лишенные песчаной примеси, что, вероятно, свидетельствует об отложении осадков из периодических нефелоидных потоков.

Горизонт 3 (ранняя дегляциация?), 358-463 см, вскрытый не полностью, состоит из уплотненного несортированного песчано-алевритово-пелитового ила со значительным (до 6-7%) содержанием гравия и рассеянной гальки. Цвет осадка однородный серый («стальной»), указывающий на восстановительный характер раннего диагенеза. Однако гидротроилит отсутствует. На гор. 387-391 см встречен прослой мелкой гальки, погруженной в массу тонкого ила. Гранулометрический спектр осадка бимодальный с максимумами в области песчано-гравийной и тонко-пелитовой фракций. Соотношение фракций <0,05 мм близко к наблюдаемому в вышележащих горизонтах, что, вероятно, указывает на одинаковый генезис тонкого терригенного материала. Скорее всего, это осаждение взвеси в морском бассейне. Крупнозернистый материал накапливался независимо от осаждения тонких фракций, по-видимому, в результате айсбергового разноса. Это позволяет считать отложения горизонта 3 ледниково-морскими айсберговыми.

Раковины современных бентосных фораминифер различной степени сохранности, а также планктонной *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) встречены только в верхних 15 см. Среди бентосных видов доминирует *Elphidium excavatum* forma *clavatum* Cushman, что типично для верхнеголоценовых осадков северной части моря [Иванова, 1999; Polyak,

Solheim, 1994; Polyak et al., 1997; Hald et al., 1999]. В незначительных количествах присутствуют *Cassidulina reniforme* Norvang, *Islandiella norcrossi* (Cushman), *Buccella* sp., *Melonis barleeanus* (Williamson), *I. helenae* Feyling-Hanssen & Buzas, *Elphidium* sp. Остальная часть разреза не содержит раковин фораминифер.

Колонка АСВ-897 взята из осевой части желоба Седова, с вершины небольшой аккумулятивной гряды (глубина 365 м), описанной выше (см. рис. 3В). Она вскрыла разрез (231 см) из тех же трех горизонтов.

Горизонт 1, 0-72 см, представлен алевритово-пелитовым илом, сверху (0-5 см) коричневым, ниже оливково-серым, с небольшим количеством гидротроилитовых включений в средней части.

Горизонт 2, 72-86 см, сложен алевритово-пелитовым илом с примесью песка. Цвет осадка варьирует от коричневатого-зеленого до темно-коричневого. В кровле и подошве горизонта наблюдаются ржаво-бурые уплотненные прослой типа железистого хард-граунда, возможно метящие поверхности перерывов.

Горизонт 3, 86-231 см, сложен темно-серым несортированным песчано-алевритово-пелитовым илом.

В нем выделяются два слоя: верхний (86-108 см) - разжиженный, более тонкозернистый, нижний - уплотненный, до очень плотного, почти сухого (влажность 18%) в основании разреза, содержит гравий и рассеянную гальку. По физическим свойствам осадки в основании разреза напоминают морену, описанную в колонке АСВ-880 [Мурдмаа, Иванова, 1999; Иванова, Мурдмаа, 2001].

Фораминиферовые комплексы голоценового горизонта (0-72 см) представлены немногочисленными, но разнообразными секретионными формами преимущественно хорошей сохранности, а также редкими агглютинирующими и планктонной *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg). Из секретионных видов устойчиво присутствуют *Cassidulina reniforme* Norvang, *Islandiella norcrossi*

(Cushman), *Buccella frigida* (Cushman), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob), *Melonis barleeanus* (Williamson), *Cassidulina teretis* (Tappan).

Средняя часть разреза (72-193 см), включающая горизонт 2 и верхнюю часть горизонта 3, палеонтологически немая, в ней встречены лишь единичные окатанные обломки фораминифер. В нижней части разреза (192-231 см) отмечены единичные раковины современных секреторных и планктонных видов различной, в том числе хорошей сохранности, а также окатанные и ожелезненные мезозойские фораминиферы. Наиболее свежий облик имеют раковины *Nonion labradoricum* (Dawson), *Elphidium excavatum* forma *clavatum* Cushman, *Bulimina marginata* d'Orbigny.

Колонка АСВ-902 отобрана со дна Северо-Новоземельского желоба на южном конце профиля (см. рис. 2). Она вскрыла трехчленный разрез (416 см), аналогичный двум вышеописанным.

Горизонт 1, 0-290 см, представлен оливково-серым пелитовым илом с изменчивым, но в целом высоким содержанием гидротроилита (см. рис. 4). Верхние 35 см пронизаны многочисленными трубками полихет и сильно биотурбированы. Поверхностный коричневый окисленный слой в колонке отсутствует, но в дночерпательной пробе имеет мощность 3 см. Нижний слой, ниже 200 см, относительно обогащен песком (до 2,5%).

Горизонт 2, 290-314 см, сложен желтовато-серым пелитовым илом с примесью песка и с песчанистым прослоем в верхней части.

Горизонт 3, 314-416 см, состоит из уплотненного темно-серого алевроитово-пелитового ила с песком, гравием и галькой. Содержание гравия и гальки, а также плотность осадка возрастают в основании разреза, ниже 390 см.

Голоценовый горизонт характеризуется резкими вариациями численности и сохранности раковин фораминифер, представленных во многих пробах право- и левозавитыми экземплярами планктонной *N. pachyderma* и разнообразными бентосными видами. Среди секреторных

форм наиболее устойчиво встречаются *E. clavatum*, *E. subarcticum* Cushman, *E. incertum* (Williamson), *E. bartletti* Cushman, *N. labradoricum*, *Cas. reniforme*, *I. norcrossi*, *I. helenae* Feyling-Hanssen & Buzas, *Cas. teretis*, *Buc. frigida*, *Buc. tenerrima* (Bandy), *M. barleeanus*, *Cib. lobatulus*; агглютинирующие - довольно редки.

В горизонте 2 фораминиферы единичны. Ниже по разрезу, в горизонте 3, секреторные фораминиферы немногочисленны, но разнообразны по видовому составу. Здесь отмечены *M. barleeanus*, *E. clavatum*, *E. bartletti*, *E. subarcticum*, *Cas. reniforme*, *I. norcrossi*, *Buccella* spp., а также планктонная *N. pachyderma* sinistral разной степени сохранности.

Корреляция указанных горизонтов в изученных трех колонках показана на рисунке 4. Видно, что мощности голоцена на дне депрессий северного и южного окончаний профиля достигают 228 и 290 см, соответственно, в то время как в желобе Седова (АСВ-897) голоценовый горизонт имеет мощность всего 72 см. Мощность горизонта 2 (поздняя дегляциация) также больше в депрессиях на концах профиля и сокращается до 14 см в колонке из желоба Седова. Судя по пробам, полученным дночерпателем и коробчатым пробоотборником с относительно возвышенных отрезков профиля (АСВ-894, 895), отложения горизонта 3 выходят здесь почти на поверхность и перекрыты лишь тонким, скорее всего, эфемерным (периодически смываемым) окисленным слоем полужидкого коричневого ила. Очевидно, что современное (голоценовое) осадконакопление в проходе между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей ограничено или сведено до нуля деятельностью придонных течений и происходит интенсивно только в замкнутых депрессиях на его северном и южном краях. Отложения горизонта 2 встречены также только на дне депрессий.

Любопытно, что никаких существенных различий в литологии отложений горизонта 3, отнесенного нами к ранней стадии дегляциации, не отмечено. Хотя нам ничего неизвестно о возрасте и скоростях

накопления отложений этого горизонта на изученном профиле, можно предположить, что процесс осадконакопления был сходным на разных глубинах и прямо не зависел от придонной гидродинамики.

Обсуждение результатов

Для решения главного вопроса, вынесенного в название статьи, в первую очередь следует установить происхождение аккумулятивных валов на дне Баренцева моря между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Они могут иметь либо ледниковое происхождение (морены), либо гидрогенное (формы, связанные с действием придонных течений).

Изучение различных фациальных групп отложений на шельфах методом сейсмического или акустического профилирования и прямого геологического опробования позволили составить представление об акустической характеристике основных типов аккумулятивных тел, что, собственно, и составляет предмет сейсмофациального анализа [Дунаев, 1987]. Среди основных типов донных отложений в арктических морях особенно отчетливо идентифицируются ледниковые накопления - моренные холмы и гряды. Они характеризуются обычно так называемой «нерегулярной записью осей синфазности», проще говоря, хаотической записью слагающих аккумулятивное тело отложений, что объясняется неоднородностью их механического состава. Одним из надежных признаков того, что такое аккумулятивное тело является моренным, служит наличие в его основании отчетливого отражающего горизонта, соответствующего поверхности несогласия. Тело морены имеет отчетливые вертикальные и латеральные границы, т.е. хорошую топографическую выраженность. Кроме того, для моренных гряд и холмов характерна хаотичность в пространственном расположении и неупорядоченная форма, которая отражает их образование как нагромождение рыхлого обломочного материала, переносимого ледником.

В противоположность этому гидрогенные, образованные течениями, аккумулятивные формы имеют, как правило, специфическую морфологию и упорядоченное распространение, подчиненное направлению и скорости перемещения водных потоков. В отличие от моренных гряд они обычно сложены хорошо отсортированным песком. Примеров таких гидрогенных гряд множество в Мировом океане. Особенно широко они распространены на шельфе приливных морей.

В Баренцевом море моренные гряды хорошо известны [Павлидис и др., 1998]. Особенно протяженная и хорошо морфологически выраженная их система протягивается по внешнему склону Адмиралтейского структурного вала к западу от Новой Земли на расстоянии 120-150 км от берега. Общая протяженность этой системы конечных морен превышает 500 км. Они сложены несортированным валунным суглинком и маркируют положение западного края новоземельского покровного ледника в фазу максимального его развития в позднем вюрме.

Обнаруженные в районе желоба Седова между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей аккумулятивные гряды и холмы мы с большой долей вероятности можем считать моренными. Подтверждением этого могут служить записи «Парасаунда», на которых видно, что названные аккумулятивные формы полностью соответствуют всем параметрам, характерным для морен (см. рис. 3А-В). Считать такие образования гидрогенными нет никаких оснований из-за их беспорядочной формы и хаотичного распространения.

Описанные выше колонки, а также некоторые дночерпатели и коробчатые пробоотборники вскрыли в основании типичного для Баренцева моря трехчленного разреза послеледниковых осадков серые песчано-алевритово-пелитовые отложения горизонта 3, широко распространенные во всей северной части моря. В отличие от ряда других исследователей [Hald et al., 1999; Lubinski et al., 1996; Polyak et al., 1997; Polyak,

Solheim, 1994], которые относят эти отложения к диамиктону ледникового происхождения (морене), мы считаем их ледниково-морскими, накопившимися в начальную стадию распада ледниковых щитов [*Мурдмаа, Иванова, 1999; Иванова, Мурдмаа, 2001*]. Доказательствами ледниково-морского генезиса служат свежий облик раковин ныне живущих видов планктонных и бентосных фораминифер, достаточно высокая соленость иловых вод [*Богданов и др., 2001*], гранулометрический спектр тонкодисперсной части осадков с резким преобладанием фракций $<0,01$ мм. Отложения горизонта 3 плащеобразно залегают на разных морфологических элементах дна, не показывая определенной связи с аккумулятивными моренными грядами. Только в основании колонки АСВ-897 резкое уплотнение осадков, возможно, указывает на вхождение трубки в подстилающую морену, общая мощность которой достигает здесь 25 м (см. рис. 3В).

Если это действительно морена, то подошва ледника, лежавшего на дне желоба Седова, находилась ниже современного уровня моря примерно на 400 м, тогда как уровень моря во время максимума последнего оледенения был на 120 ± 10 м ниже современного. Ледник в этом месте должен был иметь мощность не менее 450-500 м. Это хорошо согласуется с данными по желобу Святой Анны [*Hald et al., 1999; Polyak et al., 1997*]. Желоб Седова мог быть каналом, по которому ледник «стекал» в желоб Святой Анны. Мы, как и Л. Поляк с соавторами [*Polyak et al., 1997*], считаем, что распад единого ледникового щита, покрывавшего архипелаги Земли Франца-Иосифа и Новой Земли, начался в желобе Святой Анны в результате глобального потепления, повышения уровня моря и эпизодического проникновения в желоб атлантических вод. Процесс распада ледника, по-видимому, быстро достиг желоба Седова, где привел к разъединению ледниковых щитов Новой Земли и Земли Франца-Иосифа. При отступлении ледников формировались параллельные желобу моренные гряды. От отступающих ледников откалывались

многочисленные айсберги, которые разносили по освободившейся акватории заключенный во льду обломочный материал. Талые воды ледников выносили большое количество тонкодисперсного «ледникового молока», осаждение которого в относительно застойных подледных условиях приводило к накоплению основной массы осадков горизонта 3. Вместе с тонким терригенным материалом в осадки попадали переотложенные раковины мезозойско-кайнозойских агглютинирующих и секреторных фораминифер. Дальнейшее развитие палеогеографической ситуации протекало аналогично другим районам северной части Баренцева моря. В позднюю стадию дегляциации резко активизировалась деятельность нефелоидных потоков, а в голоцене установились нормальные морские условия седиментации (подробнее см. [*Иванова, Мурдмаа, 2001*]).

Итак, на поставленный в статье вопрос мы отвечаем положительно. Соединение покровных ледников Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, по-видимому, произошло во время максимальной стадии позднеюрмского ледникового периода, когда уровень Мирового океана находился на отметках 120 ± 10 м ниже современного. Соприкосновение ледников осуществилось, очевидно, в наиболее глубокой части желоба Седова, где было обнаружено наибольшее количество моренных гряд.

Заключение

Предложенная для обсуждения реконструкция палеогеографической обстановки на шельфе северо-восточной части Баренцева моря позволяет сделать следующее предположение. 18 тыс. лет назад широкий и относительно глубокий пролив между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа был заполнен до дна континентальным льдом. Карское море, акватория которого сильно сократилась при глубокой регрессии, оказалось полностью изолированным от Баренцева моря и от Мирового океана. Акватория Баренцева моря, в свою очередь, была полностью отрезана на северо-востоке от Северного Ледовитого океана обширным покровным

ледником, образованным слившимися ледниками арктических архипелагов. Таким образом, гипотеза Г.А.Тарасова, о которой мы говорили в начале статьи, по-видимому, получает свое подтверждение новыми материалами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), грант 97-05-64209 и РФФИ-НЦНИ (Франция), грант 98-05-22029.

Литература

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. 1987. М.: Наука. 277 с.

Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Гурвич Е.Г., Пименов Н.В., Павлова Г.А., Карпенко А.А. Власова И.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. 2001.

Дунаев Н.Н. Вещественно-генетическая интерпретация сейсмограмм НСП в связи с сейсмостратиграфией // Проблемы геофизики океанского дна. 1987. Т.1. М.: Наука. С. 155-156.

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

Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. №6. с. 576-595.

Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Пименов И.В. Морская перигляциальная седиментация в Баренцевом море в течение послеледниковья // Морской перигляциал и оледенение Баренцево-Карского шельфа в плейстоцене. Апатиты: КНЦ РАН. 1998. С. 78-80.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров Ф.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС. 1998. 187 с.

Тарасов Г.А. Верхнечетвертичный седиментогенез на шельфе западноарктических

морей. Ав-тореф. дисс. докт. г.-м. наук. М.: ИО РАН. 1998. 46 с.

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. 3-16.

Hold 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 // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 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, УрНИЦРАН. 1999. С. 140-142.

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.

Polyak L., Mikhailov V. Postglacial 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. Publ. 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. Vol. 13(2). P. 197-207.

Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // Geology. 1995. Vol. 23. P. 567-571.

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

Paleogeography of an area at the Barents Sea/Kara Sea boundary during the Last Glacial Maximum is considered, using data obtained in Cruise 11 of the R.V. "Akademik Sergei Vavilov" (1997). It was suggested, based on high-frequency seismic records and gravity cores that Novaya Zemlya and Franz Josef Land ice sheets were connected 18 ka BP, at the deepest part of the Sedov Trough.

Ссылка на статью:



Павлидис Ю.А., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Артемьев А.В., Белоусов М.А. Соединялись ли 18 тысяч лет назад ледниковые покровы Новой Земли и Земли Франца Иосифа? // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. Сборник научных статей. Москва, Научный Мир, 2001, с. 456-467.