

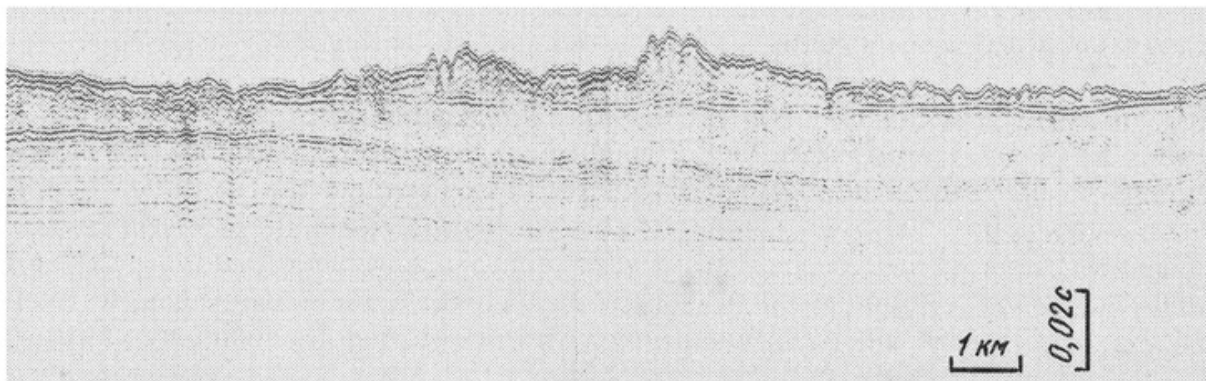
УДК 551.462

*Ю.А. Павлидис, Н.Н. Дунаев, Ф.А. Щербаков***АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ**

Баренцевоморский шельф в геологическом и геоморфологическом отношении в настоящее время можно считать одним из наиболее изученных в СССР. Однако целый ряд вопросов его четвертичной геологии и палеогеографии все еще остается спорным либо вообще нерешенным. Главной проблемой, вызывающей до сих пор острую дискуссию, следует считать вопрос о масштабах и характере оледенения Баренцевоморского шельфа в позднем плейстоцене и соотношении с ледниковыми и межледниковыми периодами характера изменений уровня моря в арктическом бассейне.

Как известно, существует несколько точек зрения, касающихся проблем оледенения шельфа Западно-Арктических морей. Одна из реконструкций, выполненная М.Г. Гросвальдом [1983], предполагает наличие на шельфе Баренцева моря огромного, мощностью в несколько километров, ледникового щита с центром, расположенным в восточной части бассейна. Имеет место также мариногляциальная гипотеза, полностью отрицающая возможность покровного оледенения арктических шельфов [Данилов, 1974, 1978]. Наконец, согласно третьей, наиболее распространенной точке зрения, шельф Баренцева моря подвергался частичному покровному оледенению, распространение которого происходило из нескольких ледниковых центров на суше [Матишов, 1984; Аксенов и др., 1987]. Палеогеографические реконструкции, выполненные по ходу проведения интенсивных исследований на Баренцевоморском шельфе рядом научных и производственных организаций, все более подтверждают и уточняют последнюю точку зрения. Уточнения касаются, во-первых, установления истинных ареалов распространения на шельф покровных ледников и, во-вторых, выяснения характера и особенностей влияния на осадкообразование так называемого оледенения океана [Матишов, 1984], т.е. существование в холодные эпохи плейстоцена в Баренцевом море шельфовых ледников и многолетних мощных паковых льдов, покрывавших сохранившиеся акватории бассейна сплошным ледовым покровом. При этом ни в коей мере не умаляется значение результатов, полученных многочисленными экспедициями в Баренцевом море, начиная с 20-х годов нынешнего столетия [Кленова, 1960, 1961; Дибнер, 1978, и др.]. Наоборот, мы считаем их совершенно необходимым фундаментом для исследований нового уровня, основанных на широком применении методов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), на результатах бурения верхней части толщи осадочного чехла шельфа, на материалах детальных геолого-геоморфологических полигонных исследований, а также на новых аналитических данных по палеонтологическому, геохронологическому и литолого-геохимическому изучению разреза четвертичных осадков.

В настоящей статье авторы предлагают обсудить ряд принципиальных вопросов четвертичной геологии Баренцева моря, а именно: 1) морфометрию, положение в разрезе, пространственное распространение на шельфе и литологический состав типично ледниковых (моренных) отложений; 2) распространение, состав и условия образования ледниково-морских отложений; 3) скорости накопления морских глинистых осадков; 4) распространение на шельф криолитозоны в холодные эпохи плейстоцена. Решение этих и сопутствующих им вопросов позволит, как нам кажется, существенно прояснить фациально-генетические условия и стратиграфию толщи верхнечетвертичных отложений Баренцевоморского шельфа, а также его палеогеографию, что приведет к выводам, выходящим за рамки регионального значения.

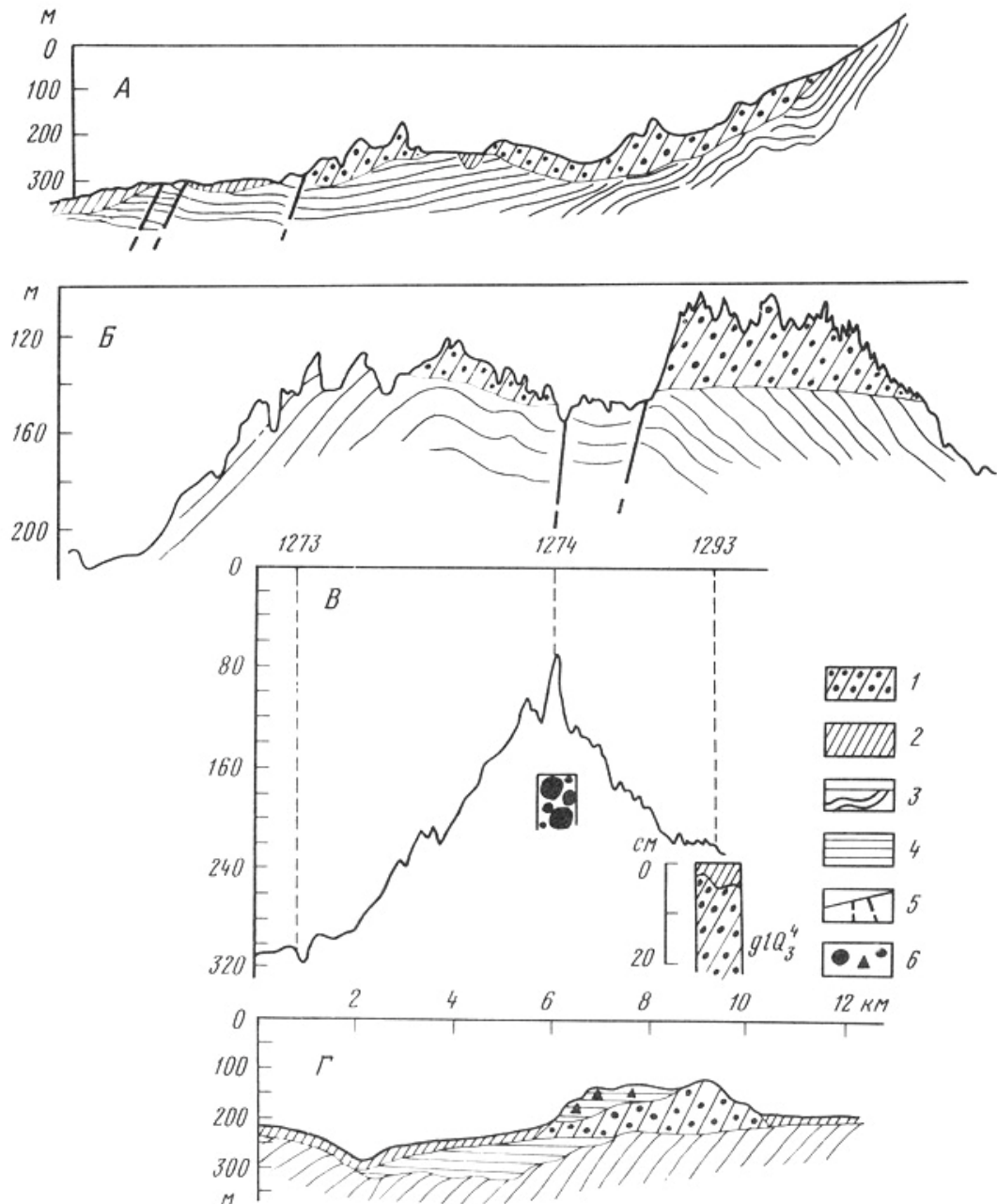


Р и с. 1. Примеры записи НСП ледниковых отложений конечной морены

К настоящему времени в Баренцевом море выполнены десятки тысяч миль профилей непрерывного сейсмоакустического зондирования силами различных организаций («Севморгеология», «Союзморинжгеология», ИОАН СССР и др.). На многих из них были зафиксированы аккумулятивные тела, имеющие в профиле валообразную форму, которые мы, как и большинство других исследователей [Сорокин, 1987, и др.], считаем конечно-моренными образованиями (рис. 1). Такие моренные образования фиксируются обычно динамически интенсивной, как правило, нерегулярной записью осей синфазности в виде хаотически расположенных, часто интерферируемых коротких (0,5-1 см) отражающих площадок, что объясняется неоднородностью механического состава слагающего их материала и дисперсностью его распространения. Тело морены имеет отчетливые вертикальные и латеральные границы, т.е. хорошую топографическую выраженность. Одним из надежных признаков того, что такое аккумулятивное тело является конечно-моренным, служит также наличие в его основании отчетливого отражающего горизонта, соответствующего поверхности несогласия. Залегают конечно-моренные образования в основном на поверхности дислоцированных осадочных пород.

В разрезе четвертичных отложений шельфа Баренцева моря конечно-моренные образования обычно четко обособлены. По данным НСП, полученным нами в 12-м и 19-м рейсах НИС «Профессор Штокман», в строении верхних горизонтов осадочного чехла шельфа восточной части Баренцева моря установлены три отчетливые региональные границы стратиграфического несогласия. К двум верхним из них приурочены аккумулятивные тела, идентифицируемые как конечные морены. Учитывая особенности геологических разрезов, используя приемы и методы сейсмофациального анализа и общие сведения о позднекайнозойской палеогеографии региона, данные ледниковые моренные комплексы следует, по-видимому, увязывать с поздне- и среднечетвертичными оледенениями. Морены условно среднечетвертичного возраста латерально расположены несколько шире, что свидетельствует о более значительном распространении ледников из соответствующих центров оледенения, местоположение которых, очевидно, совпадало с

их позднечетвертичными границами. Морены этого возраста обычно либо захоронены под слоями морских и ледниково-морских осадков, либо полностью или частично перекрыты более молодыми моренными образованиями, что, например, отмечается вблизи Новой Земли и Кольского полуострова [Аксенов и др., 1987]. Мощность этих морен в названных районах достигает нескольких десятков метров (до 70-80 м), причем их кровля обычно бывает сглаженной. Конечные морены, условно относящиеся к последнему оледенению (позднеюрмские, сартанские), как правило, отличаются хорошей сохранностью, формируют четко выраженный грядовый рельеф поверхности дна, покрыты иногда лишь тонким (до 2-3 м) слоем голоценовых осадков и имеют мощность в несколько десятков, в отдельных случаях до сотни и более метров.



Р и с. 2. Моренные гряды Баренцевоморского шельфа

А – Адмиралтейский вал (южная часть); Б – Адмиралтейский вал (северная часть); В – Адмиралтейский вал (средняя часть); Г – район Кольского полуострова

1 – моренные отложения; 2 – морские глинистые отложения; 3 – дочетвертичные осадочные породы; 4 – глины; 5 – разломы; 6 – обломочный каменный материал

Классическим примером распространения конечно-моренных гряд является район приноземельского шельфа в Баренцевом море. Самые удаленные на запад от Новой Земли моренные гряды располагаются на расстоянии 120-150 км от линии берега и приурочены, как правило, к внешней части Адмиралтейского вала. Они также расположены на вершине Лудловского поднятия и на плато Литке. Почти непрерывная цепочка конечных морен начинается примерно в районе южного периклинального замыкания Адмиралтейского вала и протягивается в общем направлении на северо-восток более чем на 500 км. Кроме того, в пределах Западно-Новоземельского желоба на размытой поверхности акустического фундамента, представленного смятыми в складки осадочными породами пермо-карбона, местами прослеживается моренный комплекс мощностью до 150 м (рис. 2,А). Его возраст отождествляется с максимумом последнего оледенения [Аксенов и др., 1987]. Однако повсеместного распространения моренных комплексов в Западно-Новоземельском желобе нами не обнаружено. Наоборот, в его пределах существуют места, где покров рыхлых осадков полностью отсутствует, видимо, в результате экзарационной деятельности ледника, а денудационная поверхность срезает складки осадочных пород, пласты которых нередко расположены вертикально. Существование мощной локальной группы конечных морен в средней части Западно-Новоземельского желоба связано, вероятно, как с поступлением материала с потоками льда со стороны Новой Земли, так и со стороны возвышенных участков Адмиралтейского вала. Кроме того, ледниковые языки, стекавшие в желоб с северного острова Новой Земли, объединившись, могли распространяться вдоль желоба на юг, используя естественный рельеф и производить на одних участках экзарационную, а на других аккумулятивную работу.

Рельеф дна в области распространения молодых конечно-моренных образований обычно сильно пересеченный, грядовый. Но такой рельеф далеко не всегда сопряжен со скульптурными ледниковыми аккумулятивными формами. Так, на одном из сейсмоакустических профилей, пересекающих Адмиралтейский вал в месте его сочленения с Лудловским поднятием (рис. 2,Б), отчетливо видно, что вблизи восточного (внутреннего) борта Адмиралтейского вала пологие холмы высотой 10-20 м и шириной в основании 2-3 км сложены коренными осадочными породами. Падение пластов последних в восточном направлении предопределило на некоторых участках подобие куэстообразного рельефа. Вблизи западного борта вала на коренной размытой поверхности осадочного цоколя залегает конечно-моренный комплекс мощностью около 40 м, запись поверхности которого эхолотом очень похожа на эхограмму дна в отмеченной выше зоне развития коренных осадочных пород. Это обстоятельство существенно ограничивает использование в данном регионе результатов эхолотных записей для диагностики ледникового рельефа. Параллельное геологическое опробывание дна на небольшую глубину с помощью дночерпателя или ударных и вибрационных трубок также мало эффективно для определения генезиса скульптурного рельефа, поскольку повсеместно распространенные отложения ледового разноса, близкие по своему характеру к верхним горизонтам морен, как правило, лишь усложняют расшифровку эхограмм.

В ряде случаев конечно-моренные комплексы, судя по данным НСП, имеют сложное строение. Примером может служить конечно-моренная гряда, расположенная на участке шельфа Кольского полуострова (см. рис. 2, Г). В ее основании залегает горизонтально-слоистая толща, по-видимому, бассейновых (морских) отложений мощностью до 70 м, выполняющая Кольский желоб. В сторону Кольского полуострова эта толща сменяется коренными породами, слагающими юго-западный борт желоба. Валообразное тело конечной морены отличается четкой акустической подошвой и характерной записью самой толщи [Дунаев, 1987], мощность которой достигает 100 м. Эта конечно-моренная гряда имеет по профилю ширину 4,7 км и пологоволнистую поверхность. На северо-восточном склоне моренного вала залегает слой, видимо,

перемытых моренных отложений со слабо выраженной акустической границей, фиксирующей его подошву. Перед моренной грядой на размытой поверхности горизонтально-слоистых отложений залегает шлейф, вероятно, флювиогляциальных отложений, переходящий затем в морские позднеплейстоцен-голоценовые осадки мощностью не более 5-7 м.

Близ северных бухт Новой Земли на сейсмограммах фиксируются моренные комплексы двух-трех генераций, что подтверждает точку зрения об ограниченной глубинной экзарации ледников даже в рыхлых отложениях.

О вещественном составе отложений конечно-моренных комплексов Баренцевоморского шельфа мы пока еще знаем, к сожалению, значительно меньше, чем об их морфологии, мощности и положении в разрезе четвертичных отложений. Это связано главным образом с недостаточностью данных колонкового бурения. Поэтому мы можем ориентироваться пока лишь на материалы, полученные с помощью пробоотбора дночерпателем и грунтовыми трубками с поверхности моренных комплексов.

В приновоземельском районе шельфа Баренцева моря были обнаружены два основных типа морен, отличающиеся цветом отложений: темно-серые и красно-коричневые. Первый тип распространен почти по всей западной периферии Новоземельского региона, а второй обнаружен лишь к северу от Новой Земли на ограниченной площади.

Темно-серые морены имеют, как правило, глинисто-суглинистый состав с различной примесью грубообломочного неокатанного каменного материала. Так, к западу от п-ова Гусиная Земля на глубине около 100 м в забойной части керна вскрывается смесь щебнистого, гравийно-галечного и песчаного материала в глинистом заполнителе (табл. 1). Этот осадок темно-серый, очень плотный, почти сухой, слагает пологий вал вокруг указанного полуострова. Он совершенно несортирован, на крупных обломках коренных пород видны следы ледниковой штриховки.

Таблица 1. Гранулометрический состав моренных отложений Баренцевоморского шельфа

Станция нис "Про- Фессор Штокман"	Горизонт, см	Глубина моря, м	Фракции (мм), %				
			> 10	10-1	1-0,1	0,1-0,01	< 0,01
927	70-80	102	26,1	11,2	5,3	17,1	40,3
1293	0-23	218	1,9	5,8	0,4	10,5	81,3
1301	50-60	148	1,1	7,2	0,6	11,0	80,1
1318	95-99	167	-	1,2	0,3	5,4	92,3
1332	105-115	175	-	-	3,3	6,5	90,2
1333	50-60	175	-	-	1,7	7,2	91,5
1335	100-107	118	3,5	8,3	1,1	16,4	70,7
1350	70-80	140	-	3,1	2,5	6,9	87,5
1352	120-128	188	12,5	18,5	16,5	10,9	41,6
2141	50-60	140	-	1,5	-	6,1	92,4
2141	90-100	140	58,6	15,1	8,5	3,3	14,5
2141	110-120	140	5,5	10,0	11,5	25,7	48,3
2143	15-30	120	3,7	2,5	3,4	29,9	60,1

Большое количество образцов ледниковых отложений было взято из конечно-моренных комплексов, лежащих на Адмиралтейском валу. Один из профилей против Северного острова Новой Земли пересек моренную гряду с минимальной отметкой 80-67 м (рис. 2,В), где на поверхности были обнаружены крупная галька и валуны, сформировавшие отмоксту в результате последующего размыва. С тыльной, восточной стороны этой гряды, на ст. 1293 (см. табл. 1), была вскрыта темно-серая очень плотная

глина с рассеянными включениями щебня. Судя по данным НСП, эта глина относится к тому же конечно-моренному комплексу. Похожая глина обнаружена на соседних профилях примерно против заливов-фиордов Сульменева и Машигина на станциях 1301 и 1318 (см. табл. 1). С вершин конечно-моренных гряд здесь также был поднят валунный материал. Процессы постакумулятивного размыва фиксируются в других районах шельфа. Так, например, моренный комплекс в некоторых бухтах северного острова Новоземельского архипелага вскрывает моренная толща, представляющая собой плотный темно-серый суглинок с грубообломочным неокатанным материалом, залегающим под слоем глинистых илов, отделенным от них базальным горизонтом (см. табл. 1, ст. 2141). Следует отметить, что моренные отложения распространены значительно шире в северных бухтах (например, Иностранцева) по сравнению с южными (Машигина, Северная Сульменева и др.).

«Красная морена» была обнаружена на шельфе к северу от Новой Земли, примерно в районе от залива Русская Гавань до м. Желания на глубинах до 175 м и удалении от берега до 100 км. Своим красно-бурым, а иногда желтовато-коричневым цветом эта морена обязана, по-видимому, светлоокрашенным, ожелезненным пермским песчаникам, тогда как темно-серая морена имеет парагенетическую связь со средне-поздне-палеозойскими темными глинистыми сланцами. По своему гранулометрическому составу «красная морена» относится к категории типично глинистых отложений и имеет сравнительно малое количество грубообломочного материала (см. табл. 1, ст. 1332, 1333, 1335, 1350). Иногда вскрытая толща отложений «красной морены» имеет подчеркнутую цветом слоистую текстуру.

Далее остановимся на описании и положении в разрезе четвертичных отложений толщи глинистых предголоценовых (верхнеплейстоценовых) осадков. Эта толща была вскрыта многочисленными колонками под слоем голоценовых отложений на обширном пространстве шельфа Баренцева моря от областей вблизи Кольского полуострова до района, расположенного между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа. Данные отложения распространены практически повсеместно в котловинах, на склонах положительных структур, на относительно ровных поверхностях шельфа обычно на глубинах более 200-250 м, хотя иногда поднимаются до глубин порядка 150 м. Они залегают под слоем глинистых илов, которые мы считаем, на основании микропалеонтологических данных, голоценовыми. Т.А. Хусид [1988] по бентосным фораминиферам в пределах вскрытой колонками толщи выделила суббореальные, субатлантические, атлантические и бореальные слои голоцена, под которыми лежат либо совершенно лишенные фораминифер отложения (рис. 3), либо осадки с очень обедненной арктической фауной (рис. 4). Максимальная мощность голоценовой толщи осадков в пределах Центральной впадины составляет примерно 2,5 м, хотя на возвышенностях она может составлять лишь первые десятки сантиметров. Норвежские ученые [Kellog *et al.*, 1978] датировали по  $^{14}\text{C}$  границу между бореальными и предбореальными отложениями возрастом около 8 тыс. лет назад, хотя для Северной Европы эта граница обычно датируется возрастом 9 т.л.н. [Björklund, Goll, 1979].

Предголоценовые отложения отличаются от покрывающих их голоценовых осадков в первую очередь повышенной плотностью, которая составляет 1,8-1,9 г/см<sup>3</sup>, тогда как для голоценовых илов она колеблется в пределах 1,5-1,7 г/см<sup>3</sup>. В пределах Центральной впадины нами были изучены два основных типа предголоценовых отложений: первый - чрезвычайно тонкозернистый с преобладанием в осадке микронной фракции и второй - более крупнозернистый, с примесью крупных фракций.

Ст. 1273, глубина 313 м

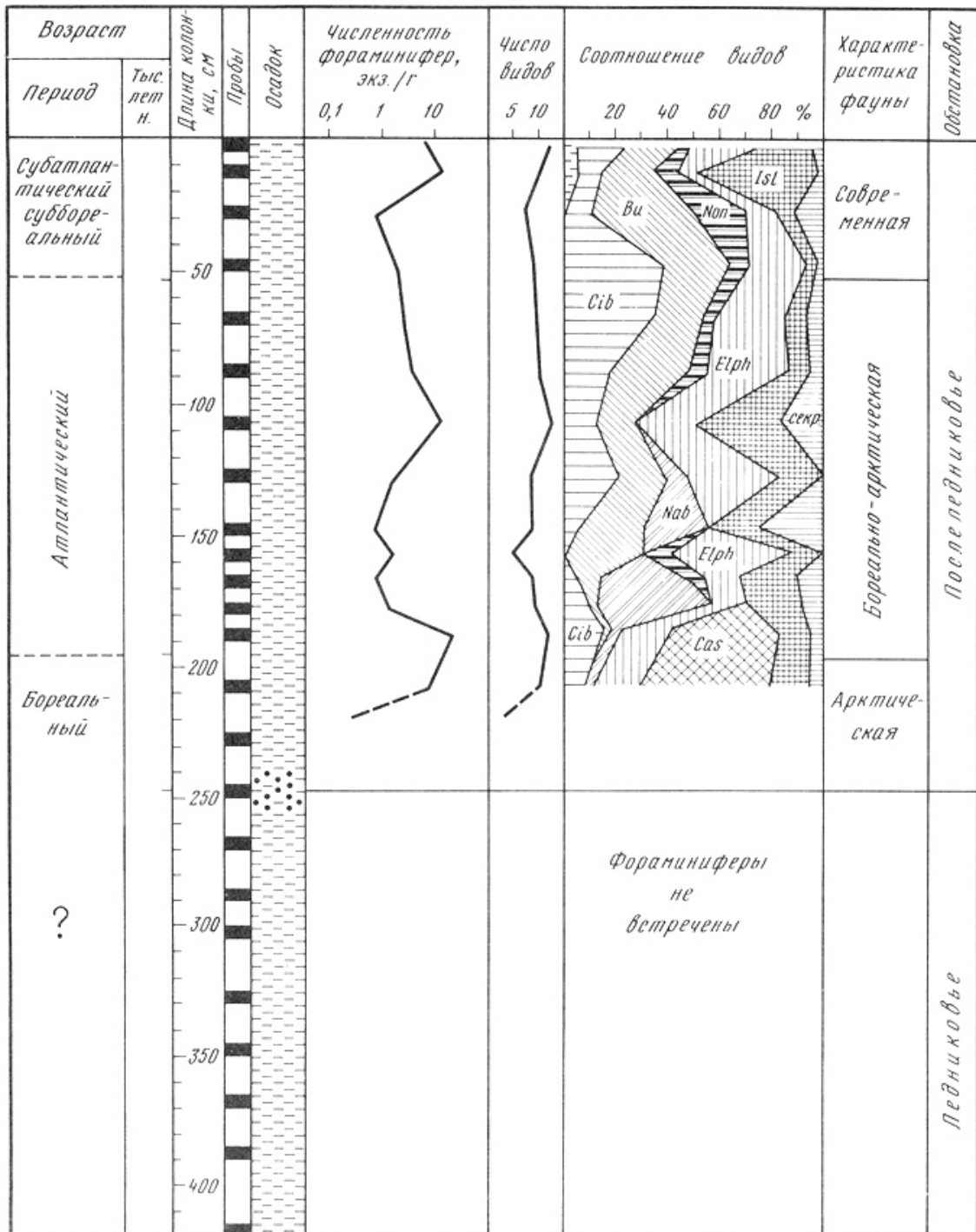


Рис. 3. Распределение фораминифер в толще отложений по колонке 1273 (Центральная впадина). Аггл – агглютинирующие, представители родов: Cib – Cibicides, Bu – Bulimina, Elph – Elphidim, Cas – Cassidulina, Isl – Islandieela, секр – остальные секреторные

Ст. 1275, глубина 329 м

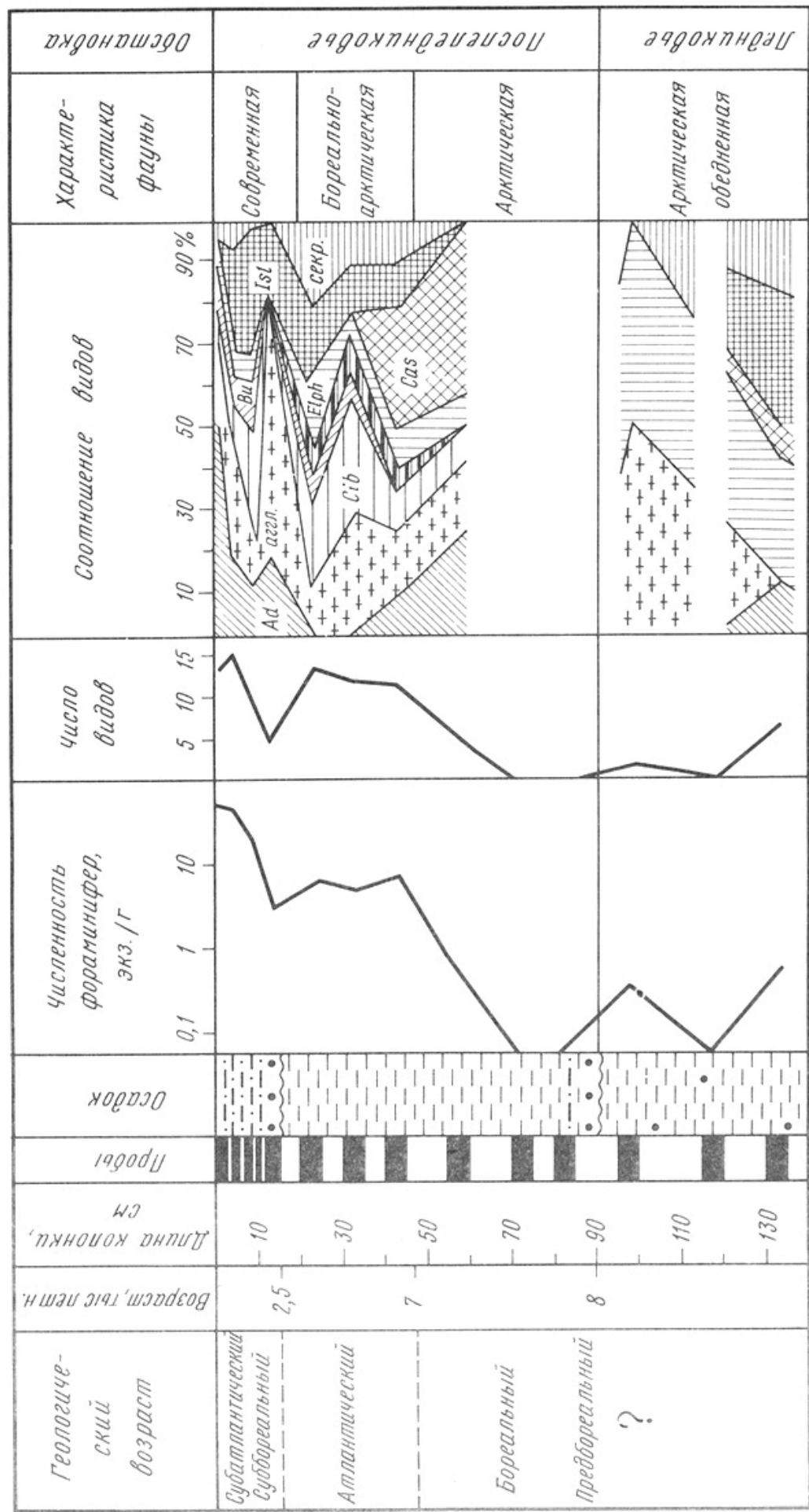


Рис. 4. Распределение фораминифер в толще отложений по колонке 1275 (Центральная впадина). Усл. обозначения см. на рис. 3

Таблица 2. Гранулометрический состав верхнеплейстоцен-голоценовых отложений Баренцево-морского шельфа (по данным нис "Профессор Штокман")

Горизонт, см	Фракции (мм), %			
	гравийные	песчаные		
		> 1,0	1-0,5	0,5-0,25
Ст. 1273, глубина 312 м				
0-4	0,94	0,47	1,72	4,06
10-15	-	-	0,32	1,26
115-120	-	-	0,20	0,92
205-210	-	0,14	0,48	4,23
255-260	-	0,08	0,04	0,58
285-290	-	-	0,06	0,11
345-350	-	-	-	0,07
405-410	-	-	-	0,07
Ст. 1275, глубина 320 м				
0-3	-	0,83	3,32	16,57
20-25	-	0,55	1,48	17,60
55-60	-	-	0,33	2,64
80-85	-	-	0,17	2,84
87-90	-	0,45	0,30	6,40
115-120	2,96	0,18	0,46	5,24
Ст. 1276, глубина 362 м				
0-4	-	-	2,13	5,33
30-35	-	0,50	0,96	6,03
95-100	0,29	0,39	0,49	0,39
110-115	0,78	0,18	0,27	3,39
225-230	4,25	0,16	0,24	3,18
Ст. 1292, глубина 140 м				
0-10	-	0,89	4,08	32,35
15-20	3,98	0,99	1,55	3,34
60-65	5,32	0,77	1,05	2,12
Ст. 1324, глубина 271 м				
0-10	0,32	0,08	0,64	26,60
30-35	0,18	0,11	0,41	12,95
110-115	0,23	0,08	0,43	14,43
125-130	2,50	0,15	0,49	4,97
168-173	2,00	0,11	0,40	3,38
Ст. 1342, глубина 390 м				
0-3	0,12	0,09	0,09	0,31
15-20	-	0,07	0,11	0,42
60-65	-	0,08	0,16	1,57
85-90	0,09	0,09	0,22	4,39
120-125	0,12	0,12	0,32	4,73
150-160	-	0,26	0,19	0,25
Ст. 1347, глубина 227 м				
15-20	-	0,05	0,14	0,38
50-55	-	0,08	0,21	1,73
70-75	-	0,36	1,43	4,99
105-110	-	0,68	0,65	5,51
140-145	5,58	0,87	1,40	4,94
180-185	3,39	0,71	1,73	6,65

Фракции (мм), %

алевритовые		пелитовые			
0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	Σ пелита
Ст. 1273, глубина 312 м					
3,59	4,45	18,89	30,52	35,36	84,77
1,81	0,71	26,13	29,86	39,91	95,90
1,57	0,85	17,37	31,98	47,11	96,46
5,37	0,33	9,77	20,58	59,10	89,45
1,97	1,56	10,77	24,57	60,43	95,77
0,11	3,02	9,61	23,39	63,70	96,70
0,15	2,35	10,23	24,07	63,13	97,43
0,13	0,66	8,25	23,64	67,25	99,14
Ст. 1275, глубина 320 м					
7,62	1,66	11,53	17,35	41,12	71,00
13,22	2,02	10,37	13,79	40,97	65,03
3,26	2,31	13,12	20,16	55,17	88,45
8,03	5,18	10,09	17,89	55,80	83,78
21,74	2,57	9,80	15,51	43,23	68,54
18,85	2,62	10,94	13,83	44,92	69,69
Ст. 1276, глубина 362 м					
3,16	0,23	17,86	22,74	48,55	89,15
6,71	1,69	8,62	35,25	40,34	84,21
1,18	0,98	4,34	32,94	59,00	96,28
9,53	2,52	9,64	26,72	47,47	83,83
9,73	2,59	15,06	22,39	42,40	79,85
Ст. 1292, глубина 140 м					
18,81	8,28	4,61	9,64	21,34	35,59
1,30	3,22	10,11	31,40	44,10	85,61
0,94	3,99	12,15	29,25	45,21	86,61
Ст. 1324, глубина 271 м					
44,61	3,51	6,24	7,47	10,53	24,24
25,36	11,36	7,66	11,25	30,77	49,68
19,87	13,77	5,40	11,60	34,14	51,14
6,92	7,35	12,79	16,03	48,80	77,62
7,15	8,97	9,99	12,55	55,45	77,99
Ст. 1342, глубина 390 м					
0,49	1,23	20,82	28,23	48,62	97,67
1,44	6,31	18,82	27,51	45,32	81,65
3,63	8,68	11,63	25,03	49,22	85,88
7,85	7,72	13,21	22,07	44,36	79,64
9,86	7,15	13,53	25,35	38,80	77,68
0,45	1,55	14,00	31,30	52,00	97,30
Ст. 1347, глубина 227 м					
0,31	1,71	22,06	29,40	45,96	97,42
1,19	4,56	15,83	26,52	49,88	92,23
3,17	7,45	12,75	21,87	46,98	81,60
3,90	6,64	16,73	23,37	42,52	82,62
3,28	2,67	12,43	27,96	40,87	81,26
4,41	7,81	10,15	18,57	46,58	75,30

Первый тип характеризует колонка 1273, взятая на глубине 312 м. Она вскрывает сверху слой мощностью 2,4 м, охарактеризованный по микрофауне как голоценовый (см. рис. 4), состоящий из типичного глинистого ила с содержанием глинистой фракции 85-96% (табл. 2). Верхний слой зеленовато-серого ила (170 см) может быть отнесен к атлантическому периоду и моложе, а нижний розоватый (170-240 см) к бореальному периоду. Подстиляется эта толща горизонтом также глинистого ила мощностью 22 см, с обилием комков плотной темно-серой глины и примесью песчано-алевритового материала. Ниже залегает «немая» толща плотного темно-серого глинистого ила, состоящего на 95-99% из частиц мельче 0,01 мм, причем содержание фракции меньше 1 мк в этом осадке составляет 60-67%. Этот исключительно тонко отмученный осадок был сформирован, очевидно, в гидродинамически спокойных подледных условиях, что наблюдается, например, и в настоящее время в наиболее ледовитых морях восточного сектора Арктики [Аксенов и др., 1987]. Примерно такой же гранулометрический состав имеют ледниково-морские отложения в одной из котловин к северу от Новой Земли, где в колонке 1342, взятой на глубине 390 м под слоем глинистых и алевритово-глинистых отложений мощностью 1,5 м, была обнаружена очень плотная темно-серая глина, состоящая на 97% из пелитовых фракций с резким преобладанием (52%) микронной фракции.

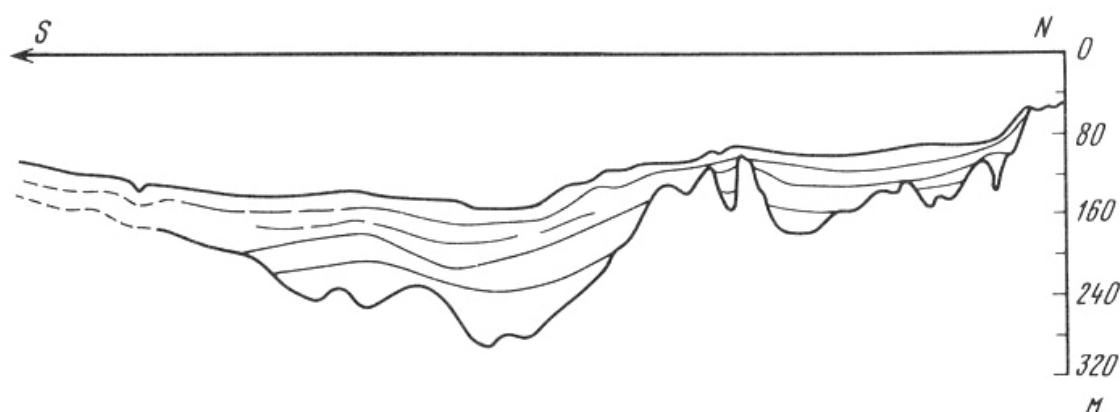
Второй тип предголоценовых отложений особенно наглядно характеризуют колонки 1275, 1276 и 1347, взятые в различных районах моря. Главным отличительным гранулометрическим признаком этого типа отложений является большая примесь в них грубообломочного, плохо окатанного каменного материала. В некоторых их разностях, кроме основной глинистой фракции, возрастает роль песчано-алевритовой фракции и гранулометрический спектр, таким образом, становится двух-трехвершинным. Это заметно, например, по колонке 1275, взятой в Центральной впадине на глубине 330 м, по которой был изучен комплекс фораминифер (см. рис. 4). Верх этой колонки (гор. 0-35 см) слагают алевритово-глинистые илы с большой примесью мелкочесчаного материала (см. табл. 2), относящиеся к субатлантическому - суббореальному периодам. Ниже залегает слой мощностью 52 см типично глинистого ила с содержанием суммарной пелитовой фракции более 80%, в том числе глинистой - более 50%, относящейся к атлантическому и бореальному периоду. Эта голоценовая пачка осадков отделена четко выраженной поверхностью размыва, маркированной базальным горизонтом (87-90 см), от нижележащих предбореальных очень плотных темно-серых глинистых отложений, в которых резко возрастает примесь грубообломочного материала, вплоть до слабоокатанной гальки и щебня и одновременно увеличивается почти до 20% содержание крупноалевритового материала за счет тонкой глинистой фракции. Четкий двухвершинный график имеют также плотные темно-серые глины, вскрытые под голоценовыми глинистыми илами колонкой 1347 на глубине 227 м к северо-западу от зал. Борзова, или сильно уплотненные глины, лежащие почти на поверхности дна на восточной окраине Центральной возвышенности на глубине 140 м, вскрытые колонкой 1292 (см. табл. 2).

Между этими двумя типами предголоценовых отложений существуют также переходные разности и, что характерно, в некоторых случаях эти отложения гранулометрически мало отличаются от покрывающих их голоценовых осадков, что видно, например, по колонке 1276 (см. табл. 2), взятой на глубине 362 м в Центральной впадине. В этом случае, как правило, переход от голоценовых к предголоценовым отложениям довольно постепенный. Поэтому еще раз подчеркнем, что одним из основных критериев отличия голоценовых и предголоценовых глинистых отложений на шельфе Баренцева моря являются их физические свойства: плотность, влажность и др. Недаром эти отложения в том случае, если они залегают близко к поверхности дна, нередко называли «древними глинами» [Кленова, 1961; Дибнер, 1978], не вкладывая, впрочем, в это понятие особого генетического смысла.



Часто голоценовые и предголоценовые глинистые отложения несколько отличаются друг от друга, как это было выяснено по отдельным колонкам, характером минералогических комплексов крупноалевритовой фракции (табл. 3). В первую очередь обращает на себя внимание увеличение в предголоценовых осадках количества аутигенных минералов группы пирит-марказита. Кроме того, в них появляется заметное количество барита и значительно возрастает в некоторых разностях (ст. 1292) содержание гидроокислов железа. Иногда гидроокислы образуют на поверхности предголоценовых отложений скопления, (ст. 1276) формирующие иногда конкрециевидные стяжения. Одновременно в предголоценовых отложениях заметно сокращается количество обыкновенной роговой обманки. Такие различия связаны, очевидно, во-первых, с некоторыми изменениями в характере переноса обломочного материала на акватории Баренцева моря при накоплении предголоценовой толщи по сравнению с современными условиями и, во-вторых, с проявлением диагенеза в осадках.

При проведении НСП было установлено, что в ряде мест Баренцевоморского шельфа залегает толща акустически «прозрачных» отложений мощностью в несколько десятков (до сотни) метров. В некоторых случаях в ней почти незаметны акустические различия и она выглядит, как, например, в Центральной впадине [Аксенов и др., 1987], единой однородной толщей, что, очевидно, связано с малыми различиями физико-механических свойств отложений по вертикали и свидетельствует в пользу концепции о непрерывном осадконакоплении в котловинах шельфа на протяжении длительного времени. Однако в большинстве случаев в пределах «полупрозрачной» толщи рыхлых отложений, лежащих поверх акустического фундамента, обнаруживается до 4-5 слоев, разделенных достаточно четкими акустическими границами. Примером может служить профиль через Южно-Новоземельский желоб в Печорском море (рис. 5), где суммарная мощность предположительно голоценовых морских и нижележащих ледниково-морских верхнеплейстоценовых отложений составляет около 20 м. Максимальная же мощность рыхлой толщи в этой части приновоземельского желоба составляет порядка 140 м. На сейсмограммах отчетливо видно, что пачки разновозрастных слоев имеют очень широкое распространение, залегают плащеобразно на ровных поверхностях, заполняют впадины, нивелируя ее первоначально тектонический рельеф. По-видимому, осадконакопление здесь было непрерывным, но его условия и состав материала менялись, что и определило слоистый характер толщи.



Р и с. 5. Сейсмоакустический профиль через Южно-Новоземельский желоб

Далее мы предлагаем обсудить возможный генезис плотных, преимущественно глинистых, «немых» отложений, лежащих непосредственно под пачкой морских голоценовых осадков. Граница между этими слоями, как правило, не носит характера резкого перерыва в осадконакоплении, за исключением поверхностей размыва, обнаруженных в колонках, взятых на склонах и вершинах положительных морфоструктур. Обычно переход этот довольно постепенный, хотя и на коротком отрезке

керна. Плотные глины, так же как и голоценовые глинистые илы, полностью терригенные, а присутствие в некоторых их разностях совершенно чужеродного грубообломочного материала связано, очевидно, с ледовым разносом, тогда как сами глины - результат осаждения тонкой взвеси в гидродинамически спокойных условиях. Отсутствие в них фораминифер позволяет считать их отложениями подледных седиментационных бассейнов, подобных современным антарктическим [Elverhøi, 1984]. Причем независимо от того, формировались ли они под экранирующим влиянием многолетнего пакового льда или под плавающими шельфовыми ледниками. Нигде в Баренцевом море эти отложения не поднимаются выше отметок минус 120-140 м и являются особенно характерными для районов, где современная глубина моря превышает 250 м. Такие особые условия подледного седиментогенеза в морских условиях позволяют классифицировать «немые» плотные темно-серые терригенные глинистые отложения с примесью материала ледового разноса, лежащие непосредственно под голоценовыми осадками как ледниково-морские эпохи конца последнего оледенения.

По данным Келлога [Kellog, 1980], изучавшего разрезы позднечетвертичных отложений Норвежского моря, в период максимума последнего оледенения в этом бассейне под покровом многолетних паковых льдов формировались терригенные глинистые осадки, почти не содержащие планктонных фораминифер. Следует заметить, что это относится к области за пределами современного норвежского шельфа, так как в эпоху максимума последнего оледенения он был почти полностью покрыт ледниками. В разрезе толщ отложений Норвежского моря «немые» глинистые ледниково-морские отложения залегают между морскими фораминиферо-глинистыми осадками голоцена и отложениями последнего межледниковья, когда в бассейне либо совсем не было плавающих льдов, либо они имели сезонный характер.

Подобные отложения были обнаружены также в желобе пролива Скагеррак [Weering, 1982], где они были сформированы в подледных условиях в тот период, когда Скандинавский ледник перекрывал пролив и его край находился на мелководье Северного моря. Аналоги этих «европейских» ледниково-морских отложений были изучены и у берегов Америки в заливе Мэн [Knebel, 1986], где, по данным НСП, под толщей морского голоцена во впадинах на глубинах более 75 м выделяется горизонт гляциомаринных осадков. Подобные ледниково-морские осадки, сформированные в подледных условиях, были описаны в 60-х годах и в бассейне Белого моря [Медведев и др., 1968].

Норвежские исследователи [Elverhøi, 1984; Vorren et al., 1984] для реконструкции условий позднего ледниковья и послеледниковья в западной части Баренцева моря широко используют в качестве модели ситуацию, имеющую место в настоящее время в море Уэдделла (Антарктида), где процессы подледного седиментогенеза детально проанализированы Пауэллом [Powell, 1984]. В их реконструкциях для глубоких впадин дна Баренцева моря и особенно Норвежского желоба отчетливо выделяется стадия подледного осаждения. Отличия от нынешней обстановки в море Уэдделла указанные авторы видят лишь в толщине ледяного покрова, который в центральной части Баренцева моря представлял собой не столько шельфовый ледник, сколько мощный, многолетний покров пакового морского льда.

Ледниково-морские отложения Баренцевоморского шельфа, относящиеся к концу последнего оледенения, на профилях НСП могут быть четко обособлены от ледниковых (моренных) отложений, хотя и находятся с ними в одном генетическом ряду и часто фациально замещают друг друга.

Далее остановимся на вопросе о мощностях плейстоцен-голоценовых отложений и скоростях их накопления. Здесь также нет пока единодушного мнения среди исследователей Баренцевоморского шельфа. По данным, которыми мы располагаем, на основании изучения микрофауны и датировок норвежских ученых [Kellog et al., 1978], скорость накопления глинистых илов в котловинах шельфа на протяжении голоцена составляла примерно 0,2-0,3 мм/год, а их мощность измеряется первыми метрами,

например в Центральной впадине. Имеются, правда, сведения и о значительно меньших мощностях глинистого голоцена в котловинах, достигающих всего первых десятков сантиметров, что, по-видимому, обусловлено локальной спецификой седиментации и прежде всего особенностями гидрологического режима.

Формирование такого комплекса верхнечетвертичных отложений, какой был изучен на Баренцевоморском шельфе, могло происходить только в определенной физико-географической обстановке периода последнего оледенения. Эта обстановка, на наш взгляд, имела следующие основные особенности. Покровные ледники распространялись на Баренцевоморский шельф из главных в этом регионе центров оледенения: Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского, Земли Франца-Иосифа. При этом следует учитывать, что их размеры были достаточно ограниченными пространственно. Важным результатом исследований последних лет следует признать определение истинных границ этих ледников, произведенное главным образом на основании высокоразрешающего сейсмопрофилирования.

Палеогеографическая схема района Баренцева моря для периода максимума Валдайского оледенения 18-20 тыс. лет назад представляется нам следующим образом (рис. 6). Новоземельский ледник имел сложную конфигурацию: основной его центр располагался на Северном острове, откуда он распространялся до плато Литке, Лудловского поднятия и сливался с небольшим ледником в районе Адмиралтейского вала, где, по-видимому, был самостоятельный центр оледенения. Однако на юг распространение покровных ледников из Новоземельского центра было ограниченным. Во всяком случае, в районе Печорского моря предполагаемого ранее соединения ледников из этого центра с Североуральско-Пайхойскими ледниками и тем более со Скандинавскими, вероятно, не существовало. Скандинавский ледник спускался с берега Кольского полуострова до глубин порядка 200-250 м в желоб между полуостровом и Мурманским валом. На восток он распространялся, по-видимому, достаточно далеко, покрывая все Белое море, о-в Колгуев, сливался с ледниками п-ова Канин и Тиманского края, но не распространяясь на север далее 71°с.ш. Мы предполагаем, что между краями этого и Североуральского ледников в районе Большеземельской тундры существовала перигляциальная область, по которой текла палео-Печора. Самостоятельными обширными ледниковыми центрами были Шпицбергенский и Земли Франца-Иосифа. Второстепенные, более мелкие центры могли существовать на некоторых положительных морфоструктурах шельфа: Центральной возвышенности, возвышенности Персея и др. после оседания на них крупных массивов шельфовых ледников. Гусиная банка, как показали результаты последних исследований, была, по-видимому, островом в замерзшем море и покровному оледенению не подвергалась. На юге береговая линия Баренцева моря проходила, как мы считаем, примерно в пределах современных глубин 90-100 м. Прибрежная суша во внеледниковой зоне представляла собой аллювиально-флювиогляциальную равнину, покрытую в основном песчаными отложениями, сохранившимися на всем пространстве юго-восточной части Баренцева моря до сих пор.

Вся относительно глубоководная (более 250 м) акватория Баренцева моря была покрыта в эпоху последнего оледенения сплошным покровом мощных паковых льдов. Вокруг материковых ледников, как мы предполагаем, могли быть широко развиты шельфовые ледники антарктического типа, которые частично ложились на выступы фундамента, как, например, в Восточно-Новоземельском желобе в Карском море [*Аксенов и др., 1987*], но в основном оставались на плаву. Их мощность, по-видимому, не превышала 100-200 м. Многолетние паковые льды, вероятно, только в самых южных областях, в местах, куда осуществлялся речной сток, могли сменяться сезонными льдами. Паковые льды, таким образом, спаяли шельфовые ледники и над котловинами Баренцева моря, заполненными водой, был образован сплошной ледовый экран в период максимума последнего оледенения. Такая обстановка в Баренцевом море могла существовать в вюрме как минимум дважды (зырянская и сартанская фазы оледенения).



Р и с. 6. Палеогеографическая схема района Баренцева моря периода максимума последнего оледенения (18 тыс. лет назад)

1 – краевые зоны покровных ледников установленные; 2 – то же, предполагаемые; 3 – примерные области распространения шельфовых ледников; 4 – акватории, покрытые многолетними паковыми льдами; 5 – то же, однолетними льдами; 6 – береговая линия времени 18 тыс. лет назад; 7 – низменная прибрежная суша (арктическая тундра); 8 – палеоречи; 9 – граница оледенения

Наша палеогеографическая реконструкция существенно отличается от подобных конструкций ледниковых покровов этого региона [Гросвальд; 1983; Матишов, 1984].

Что касается развития многолетней мерзлоты на территории современного шельфа в эпоху ледниковья, то имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют сделать следующее заключение: субаквальные реликтовые (сартанские) многолетнемерзлые толщи (ММТ) рыхлых отложений могут быть встречены в стадии деградации на глубинах воды до 90-100 м ниже современного уровня моря, там, где не было ледников. Под

ледниками в условиях низких шельфовых равнин в отличие от горных областей мерзлотные процессы, если и существовали, то не проникали на сколь-либо значительную (более первого десятка метров) глубину, и в ходе голоценовой трансгрессии произошло оттаивание грунтов. Мощность реликтовой мерзлоты, по-видимому, больше в консолидированных отложениях, нежели в рыхлых вследствие повышенной солевой минерализации последних за счет поровых морских вод.

В некоторых районах мощность реликтовой мерзлоты в рыхлых осадках достигает 50-60 м. Такие районы соответствуют, как правило, новейшим отрицательным тектоническим структурным формам шельфа, где в субаквальных условиях преимущественно накапливались осадки алевроитово-пелитовой размерности. В настоящее время, как видно на сейсмоакустической записи разреза, эти осадки деформированы в складки, общий вид которых по профилю напоминает несколько сжатую со сглаженными вершинами синусоиду протяженностью до первых десятков километров почти без изменения мощностей отдельных слоев толщи, амплитуда изгиба которых составляет 10-30 м, а ширина складок 600-1000 м. Вглубь разреза складчатость постепенно затухает и без видимого перерыва сменяется горизонтальными осадками, нивелирующими складчатые неровности и формирующими выровненное дно акватории. Такой характер складок и положение в геологическом разрезе деформированной толщи свидетельствует об экзогенной (в данном случае мерзлотной) природе дислокаций. В консолидированных осадочных толщах, например выходящих на поверхность дна терригенно-морских отложениях верхнего мела, реликтовая мерзлота определяется по сейсмоакустическим данным скульптурными складчато-разрывными дислокациями первично горизонтальных отложений, отражающихся на сейсмограммах зонами мощностью в первые десятки метров в виде пересекающихся парабол и гипербол. Ниже таких зон видно отчетливое горизонтальное залегание отложений этого возраста. В некоторых районах шельфа ниже или внутри подобных зон ММТ прослеживаются аномально ярким фоном отрезки осей синфазности протяженностью до 2-3 км, позволяющие предполагать наличие в таких местах газогидратных залежей. В условиях кристаллических пород, обнажающихся на шельфе, определение проявлений реликтовой мерзлоты не представлялось возможным. Принимая во внимание, что, будучи в субаэральных условиях, они находились главным образом в областях развития сартанских ледников, можно предполагать отсутствие в настоящее время в их пределах многолетнемерзлого горизонта, а там, где мерзлотные процессы все же имели место, они проявились в виде физического выветривания, усилив трещиноватость и степень дезинтеграции верхнего горизонта кристаллических толщ на небольшую глубину.

Несмотря на то, что шельф Баренцева моря усилиями многих организаций изучен в настоящее время достаточно хорошо, все еще остаются невыясненными многие вопросы, касающиеся его новейшей (неоген-четвертичной) истории развития. В первую очередь это связано с неразработанностью стратиграфии четвертичных отложений, за исключением самой верхней, голоценовой их части. До недавнего времени четвертичная геология Баренцева моря в основном базировалась на данных сейсмофациального анализа, что было совершенно недостаточным для составления реальных стратиграфических схем. Многие вопросы оставались нерешенными, в частности, о структурно-текстурных особенностях и возрасте акустически прозрачных толщ отложений, о характере и длительности существования стратиграфических перерывов в осадконакоплении, о нижней границе плейстоцена, о существовании (или, наоборот, отсутствии) в плиоцене на месте современного Баренцева моря низменной суши - области сноса терригенного материала в океан и ряд других.

Однако в последние годы у специалистов, занимающихся четвертичной геологией Баренцева и Карского морей, появилась возможность получения ненарушенного керна из верхней части осадочного чехла шельфа в интервале до 50 м и более с помощью современных буровых судов, предназначенных для решения инженерно-геологических

задач. Комплексная детальная обработка полученных кернов на основе кооперации специалистов из различных научных и научно-производственных организаций мы надеемся в ближайшее время позволит ответить на многие из нерешенных к настоящему времени вопросов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др.* Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.
- Гросвальд М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Данилов И.Д.* Проблемы развития полярного шельфа Евразии и его побережий в кайнозое // Вестник МГУ. Сер. 5, География. 1974. № 1. С. 22-34.
- Данилов И.Д.* [Плейстоцен морских субарктических равнин](#). М.: Изд-во МГУ. 1978. 198 с.
- Дибнер В.Д.* Морфоструктуры шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 221 с.
- Дунаев Н.Н.* Вещественно-генетическая интерпретация сейсмограмм НСП в связи с сейсмостратиграфией // Проблемы геофизики океанского дна. М.: Наука, 1987. Т. 1. С. 155-156.
- Кленова М.В.* Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
- Кленова М.В.* Современное осадконакопление Баренцева моря // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 419-436.
- Матишов Г.Г.* Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
- Медведев В.С., Невеский Е.Н., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А.* Рельеф и история развития южного побережья Кольского полуострова // Океанология. 1968. Т. 8, № 2. С. 257-269.
- Сорокин А.Я.* Ландшафты шельфа Кольского полуострова: Геолого-геоморфологические основы формирования. Мурманск, 1987. 127 с.
- Хусид Т.А.* Палеогеография Баренцева моря в послеледниковое время по фораминиферам // Геология морей и океанов: Тез. докл. VIII Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1988. Т. 1. С. 126-127.
- Bjorklund K.R., Goll R.M.* [Ice age climates of the Norwegian- and Greenland Seas](#) // Geojournal. 1979. Vol. 3, N 3. P. 273-286.
- Elverhøi A.* [Glacigenic and associated marine sediments in the Woodel Sea, fiords of Spitzbergen and the Barents Sea: A review](#) // Marine Geology. 1984. Vol. 57, N 1/4. P. 53-88.
- Kellog T.B.* [Paleoclimatology and paleoceanology of the Norwegian and Greenland Sea: glacial contrasts](#) // Boreas. 1980. Vol. 9. P. 115-137.
- Kellog T.B., Duplessy J.C., Shackleton N.J.* [Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep sea cores](#) // Boreas. 1978. Vol. 7. P. 61-73.
- Knebel H.J.* [Holocene depositional history of a large glaciated estuary, Penobscot Bay](#) // Marine Geology. 1986. Vol. 73, N 3/4. P. 215-236.
- Powell R.D.* [Glaciomarine processes and indicative lithofacies modelling of ice shelf and tide water glacier sediments based on quaternary examples](#) // Marine Geology. 1984. Vol. 57, N 1/4. P. 1-52.
- Vorren T.O., Hald M., Thomsen E.* [Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway](#) // Marine Geology. 1984. Vol. 57, N 1/4. P. 229-257.
- Weering T.G.E. van.* Recent sediments and sediment transport in the northern North Sea: pistoncores from the Skagerrak // Geol. Proce. B. 1982. Vol. 85, N 2. P. 155-162.

*Ссылка на статью:*



*Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Щербаков Ф.А. Актуальные проблемы четвертичной геологии Баренцева моря // Современные процессы осадконакопления на шельфах мирового океана. М.: 1990. С. 76-93.*