

of complete and incomplete planation formed both under subaerial, subaqueal conditions and under «mixed» conditions of the present-day coastal zone. Besides genetically homogeneous surfaces there exist submarine valleys of different genesis and forms of coastal morphosculpture. Submarine valleys were changed to a different degree by wave abrasion-accumulative processes. Their mouths, reflecting the epochs of maximum regressions, are strictly related to certain bathimetric levels.

УДК 551.462(268.45)

Г. Г. МАТИШОВ

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА И ПРОБЛЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

При реконструкции плейстоценовых ледниковых покровов Северной Европы и полярных архипелагов (Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли) обычно обращаются к проблеме оледенения Баренцева моря. Существуют три точки зрения. Согласно одной из них, в период четвертичных оледенений материковые ледниковые покровы неоднократно распространялись на баренцевоморский шельф, сформировав холмисто-грядовый рельеф (Хольтедаль, 1958; Кленова, 1960; Панов, 1966; Спиридонов, 1970; Лаврушин, 1970; Асеев, 1974). В. Д. Дибнер (1968), М. Г. Гросвальд и др. (1974) развивают концепцию о мощном Баренцевом ледниковом покрове материкового типа, возникавшем на шельфе несколько раз, в том числе в эпоху валдайского оледенения. По мнению М. Г. Гросвальда и др. (1974), этот ледниковый покров еще в раннем голоцене дважды наступал с севера на равнины европейского северо-востока и катастрофически разрушился. И. Д. Данилов (1971) и Г. И. Лазуков (1972) отрицают возможность оледенения Баренцева моря, а происхождение валунных глин связывают с ледово- и ледниково-морским седиментогенезом.

За последние десятилетия лабораторией геологии моря ПИНРО в Баренцевом море проведены комплексные литолого-геоморфологические исследования, включавшие площадное эхолотирование, крупномасштабное картирование шельфа и подготовку обзорной многолистной батиметрической карты. Детальные грунтовые съемки, давшие 250 кернов длиной 1—4 м, 1000 дночерпательных проб и фотографий дна, коллекцию из 500 образцов каменного материала и визуальные наблюдения из гидростата позволили уточнить распределение и литологический состав верхнечетвертичных отложений, ареалы скопления и состав каменного материала. Геоморфологический анализ этой информации с учетом палеогеографии плейстоцена севера Европы дает возможность более реально оконтурить распространение материковых ледников, выявить ряд новых черт строения рельефа и гляциального лито- и морфогенеза в Баренцевом море.

Глубоководный баренцевоморский шельф, простирающийся почти на 800 миль, имеет типичный равнинно-платформенный характер рельефа. Основными морфоструктурами дна являются глубоководные (300—500 м) аккумулятивные низменности — синеклизы с мощностью осадочного чехла 4—8 км (Медвежинская, Центральная, Зюйдкапская, Мурманская, Финмаркенская и Северо-Восточная), пологие структурно-денудационные возвышенности с глубинами менее 100—200 м (Новоземельская, Мурманская, Медвежинско-Надеждинская, Персея, Деми-

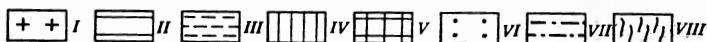
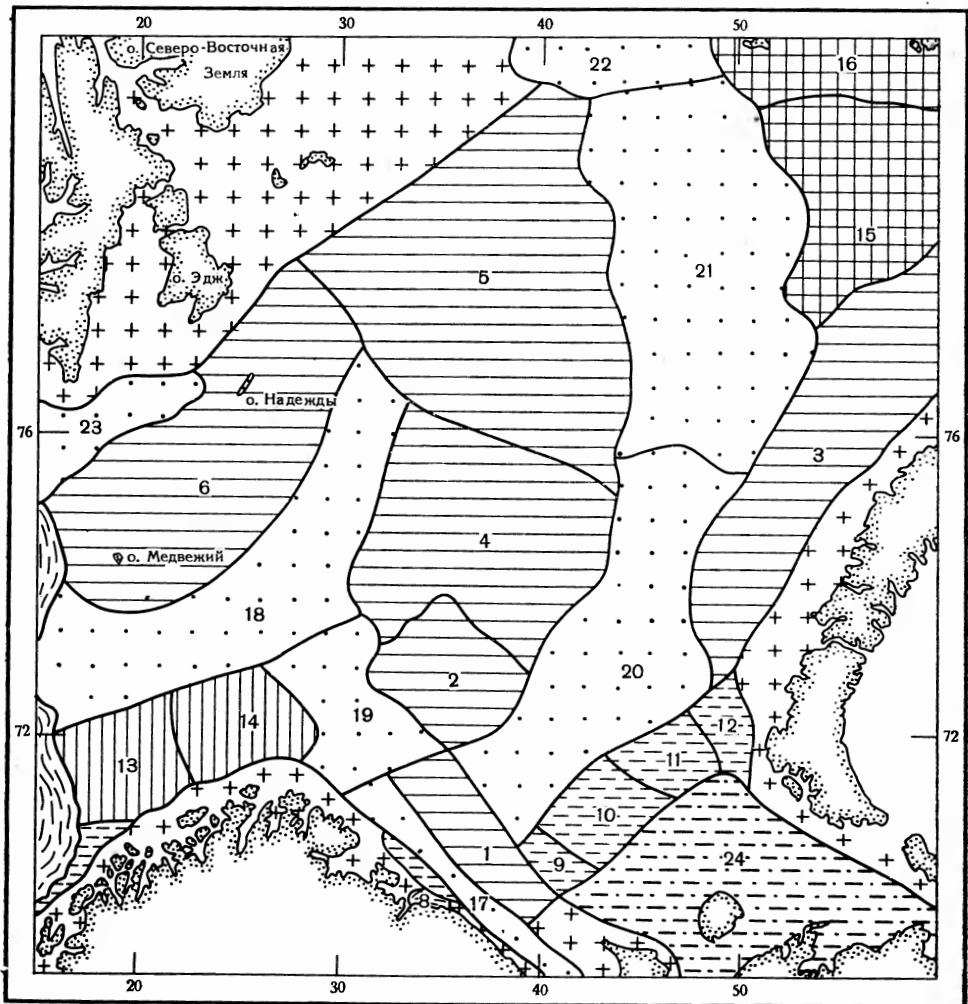


Рис. 1. Крупные морфоструктуры дна Баренцева моря

I — прибрежные докольные и денудационные равнины и плато; II — структурно-денудационные возвышенности: 1) Мурманская, 2) Демидовская, 3) Новоземельская, 4) Центральная, 5) Персея, 6) Медвежинско-Надеждинская; III — структурные плато: 7) Рыбачье, 8) Кильдинское, 9) Южно-Канинское, 10) Северо-Канинское, 11) Гусиное, 12) Моллера; IV — моноклиально-пластовые возвышенности: 13) Копытова, 14) Нордкинская; V — базальтовые плато: 15) Северо-Восточное, 16) Земля Франца-Иосифа; VI — аккумулятивные глубоководные равнины (низменности): 17) Мурманская, 18) Медвежинская, 19) Финмаркенская, 20) Центральная, 21) Северо-Восточная, 22) Франц-Виктория, 23) Эйнджапская; VII — аккумулятивные мелководные равнины: 24) Печороморская; VIII — материковый склон

довская), моноклиально-пластовые возвышенности (Нордкинская, Копытова) и структурные плато (рис. 1). Наибольшие размеры имеют Медвежинская низменность ( $400 \times 60$  миль) и Центральная возвышенность ( $180 \times 150$  миль). Структурно-денудационные возвышенности и аккумулятивные низменности, судя по географическим материалам (Ершов и др., 1974; Sundvog, 1974, и др.) — в целом прямые морфоструктуры. Глубокой синеклизе соответствует Печорская аккумулятивная равнина — самое обширное ( $100 \times 50$  миль) пологоволнистое мелководье (до 50—100 м) в Баренцевом море. Широко распространение имеют обращенные морфоструктуры, в частности моноклиально-пластовые возвышенности на юго-западе моря и небольшие ( $40 \times 70$  миль) мелководные (50—100 м) структурные плато (Гусиное, Северо-Канинское) на юго-востоке, которые развиты в пределах синеклиз. Пластовые

и аккумулятивные равнины внешнего шельфа отделены от цокольных и денудационных равнин прибрежного шельфа Северной Норвегии, Новой Земли, Шпицбергена системой краевых (продольных) желобов и впадин с глубинами 200—400 м.

Морфоструктурный план и крупное расчленение шельфа, по мнению М. В. Кленовой (1960), Д. Г. Панова (1966) и др., обусловлены неотектоническими движениями и дочетвертичной субаэральной денудацией. Видимо, комплексы террас, погруженных на глубины 370—400, 410—440, 460—500 м, связаны с плиоцен-раннечетвертичными регрессиями моря. Об унаследованном погружении шельфа в плейстоцене свидетельствует серия террас на глубинах 260—350, 170—240, 110—140 м, т. е. значительно глубже возможных отметок ледниково-эвстатических понижений уровня моря во время днепровского, московского и валдайского оледенений.

В пределах крупных морфоструктур дна Баренцева моря широко распространены различные мелкие формы рельефа, связанные с четвертичным этапом развития шельфа. Тщательный анализ эхограмм и профилей дна дает основание выделить на Баренцевом шельфе две морфологические провинции с формами мезо- и микрорельефа гляциального облика. Эти провинции, относительный возраст которых можно предварительно определить как молодой и древний, закономерно прилегают к окраинам материкового оледенения Скандинавии, Кольского полуострова, Новой Земли, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, о. Медвежьего.

Провинция молодого ледникового рельефа охватывает прибрежный шельф и краевые желоба общей шириной 20—40 миль (рис. 2, 3). Прибрежная узкая полоса (4—8 миль) — экзарационные равнины со скальными буграми, удлиненными выпуклыми холмами высотой 20—40 м, долинами выпаживания, ландшафтом курчавых скал. У берегов Норвегии, Шпицбергена и Новой Земли местами развит стрендфлет, а на продолжении крупных фьордов находятся переуглубленные трюги. Небольшие трюги отмечаются на мелководье восточнее о. Надежды.

В пределах прибрежных экзарационных равнин и в краевых желобах прерывисто прослеживаются молодые ледниково-аккумулятивные образования: среди них предварительно можно выделить устьевой, прибрежный и внешний комплексы. У норвежского и мурманского побережий эти комплексы рельефа находятся на глубинах соответственно 50—90, 100—190 и 210—350 м, а к западу от Новой Земли — на глубинах 30—80, 140—190 и 220—250 м. Они обычно представлены несколькими узкими (1—2 мили) грядами высотой 30—70 м или одним широким (2—4 мили), высоким (до 110 м) напорным массивом, расположенным над скальными выступами дна. Так, блок фундамента установлен электроразведкой (Рыбалко и др., 1975) в теле Айновской гряды. Большинство гряд дугообразны в плане, вытянуты на 10—35 миль субпараллельно побережью, имеют крутые (до 10—20°) береговые склоны и пологие противоположные. На бугристых вершинах морен развиты мощные гравийно-галечные и валунные плащи. В тралы попадают окатанные валуны диаметром 1—3 м. Каменный материал представлен кристаллическими, метаморфическими и реже осадочными породами, принесенными ледниками с прилегающего побережья (Дибнер и др., 1971; Матишов, 1975; Рыбалко и др., 1975; Leistøl, 1972), а на Медвежинско-Надеждинской и Центральной возвышенностях каменный материал имеет в основном местное происхождение (Кленова, 1960; Edwards, 1975). На склонах гряд под слоем (0,1—1,0 м) голоценовых алевроитовых осадков залегают голубовато-серые ледниковые валунные глины. Как показала детальная грунтовая съемка на Айновской гряде, ледниковые отложения вниз по склону быстро перекрываются серыми, слегка песчаными глинами, видимо, послеледникового возраста (Рыбалко и др., 1975).

В общих чертах распространение молодых моренных комплексов по-

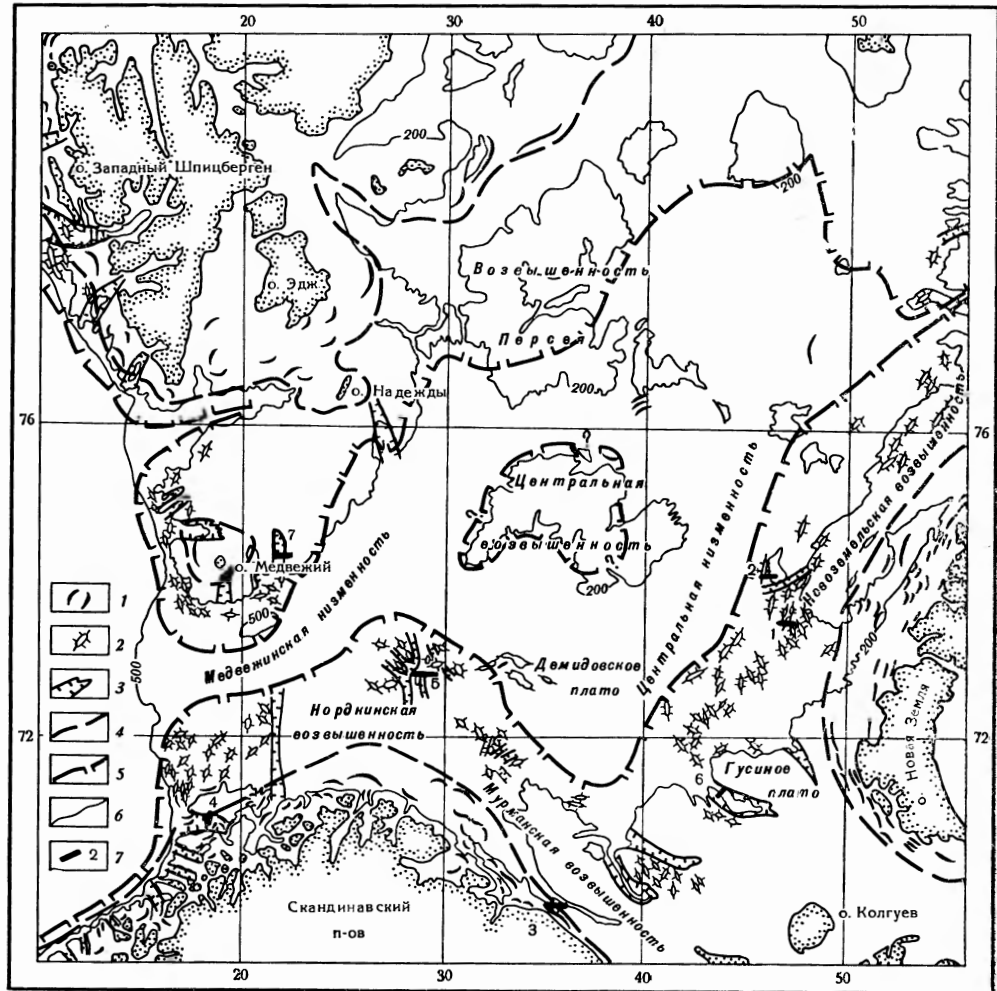


Рис. 2. Распространение ледниковой морфоскульптуры на дне Баренцева моря

Моренные гряды и массивы: 1 — молодые, 2 — древнеледниковые; 3 — троговые долины; 4 — границы максимального распространения материковых ледников в эпоху валдайского оледенения; 5 — то же, в эпоху среднеплейстоценового оледенения; 6 — изобаты 200 и 500 м; 7 — положение экзограмм и их номера на рис. 3

казано на рис. 2. Стадиальные морены устьевое комплекса находятся в крупных фьордах Порсангер, Лаксё (Норвегия), Кольский, Печенга (Кольский полуостров), Бельсунн, Ис, Реу, Смеренбург (Шпицберген), Рогачева, Маточкин Шар (Новая Земля) и др. На севере Новой Земли современные выводные ледники Иностранцева, Рыкачева, Чернышева заканчиваются в 2—4 милях от подводных моренных гряд. К моренным образованиям прибрежного комплекса (в 2—10 милях от берега) относятся высокий порог в устье Варангер-фьорда, Айновский массив западного берега Рыбачьего, асимметричные гряды в 2—3 милях от мурманского берега против губы Рында и губы Вороньей и вокруг архипелага Шпицберген напротив островов Эдж и Короля Карла, фьордов Стур, Реу, Смеренбург и др. Параллельные дуги прибрежных морен высотой 20—60 м протягиваются северо-западнее Новой Земли. Внешний комплекс морен сосредоточен в краевых желобах и по краю плато, прилегающему к желобам. Несколько рядов сравнительно невысоких (30 м) гряд находится на дне Северо-Новоземельского желоба, а высоких (70—90 м) — на дне глубокого (340—370 м) желоба Тромсе. Во впадине Дьюпренна протягивается цепь гряд и массивов, из которых самая круп-

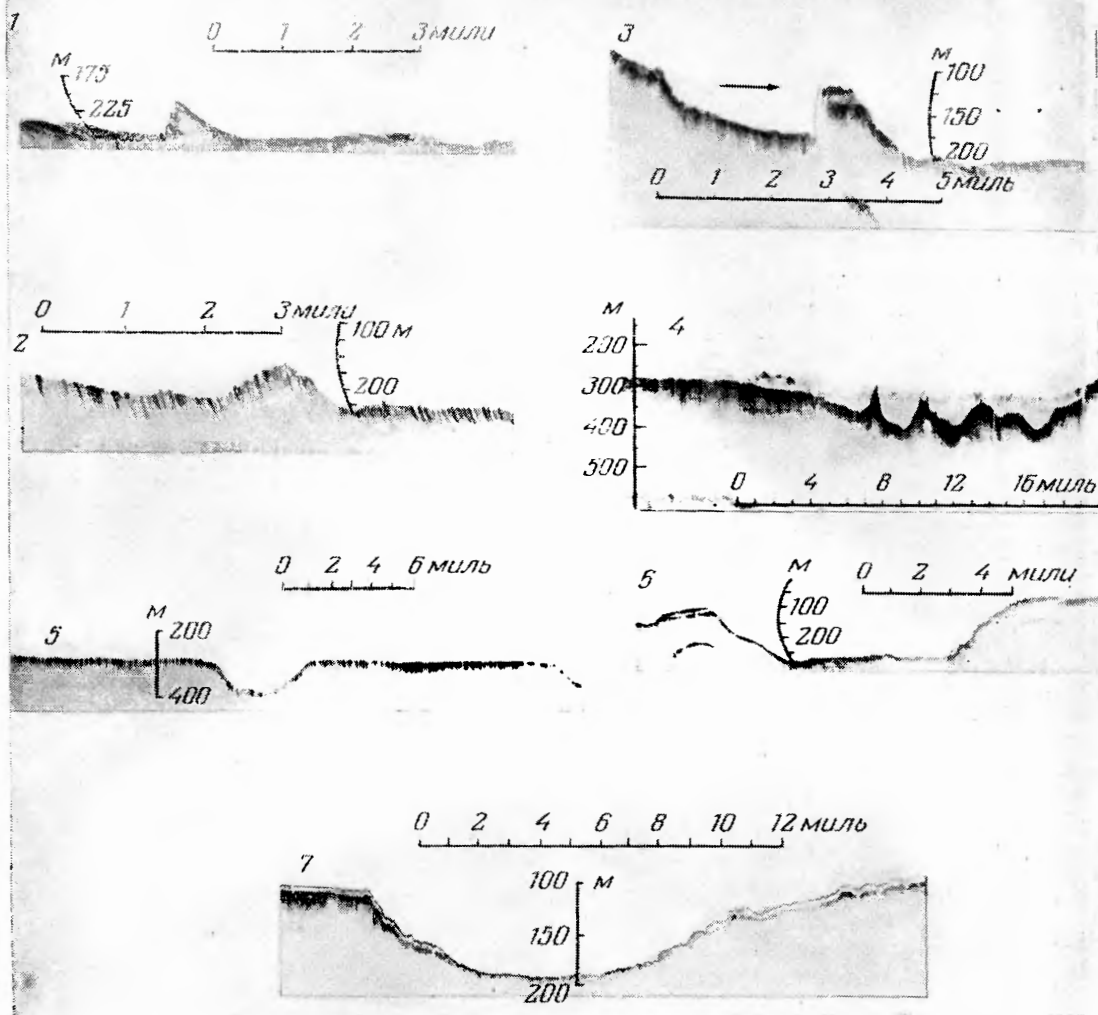


Рис. 3. Эхограммы моренных гряд и трогов Баренцева шельфа (их местоположение на рис. 1)

ная — Окуневская напорная морена на глубинах 210—300 м расположена в 15 милях от Порсангер-фьорда. Видимо, ледники, двигавшиеся со стороны фьордов Варангер и Кольского, создали на глубинах 115—130 м протяженную (30 миль) морену напора вдоль южного края плато Рыбачье. Подобная гряда имеется на глубинах 140—170 м вдоль южного края банки Тромсё. Западнее Медвежьего моренные гряды наблюдаются на глубинах 100—160 м (Матишов, 1974). Самая длинная (30 миль) из гряд имеет высоту 35 м.

Провинция древнеледникового рельефа находится на значительном (от 60 до 150 миль) удалении от побережья Баренцева моря. Специфику гляциального рельефа во многом определяют трогои, пересекающие западный и южный склоны Медвежинско-Надеждинской возвышенности, Северо-Восточное плато, Шпицбергенский шельф, а также разделяющие Гусиную, Северо- и Южно-Канинскую, Мурманскую банки на юго-востоке Баренцева моря, Демидовские и Финмаркенские банки на юге моря (рис. 2, 3). Ширина трогов 4—12 миль, длина 30—80 миль, глубина вреза 100—250 м и крутизна склонов 2—8° и до 15°. По строе-

нию они подобны поперечным желобам внешнего шельфа Норвегии, Гренландии, Лабрадора. Все трог развиты сериями (3—5) и закономерно направлены по уклону дна в сторону Медвежинской, Центральной и других низменностей. Вероятно, трог образованы крупными выводными ледниками, стекавшими по дочетвертичным структурно-эрозийным долинам. В верховьях многих желобов (глубина 80—150 м) выделяется густая сеть экзарационных врезов (20—70 м), а в низовьях — высокие пороги-ригели. На всхолмленном дне желобов характерны котловины выпаживания (250—420 м), заполненные голоценовыми илами (1—4 м) и ледниково-морскими глинами, вскрытая мощность которых 1—2 м (Кленова, 1960; Спиридонов, 1970).

Краевые аккумулятивные образования, занимающие 30—40-мильную зону шельфа, представлены асимметричными грядами и массивами, холмами, разделенными ложбинами и плоскодонными долинами (рис. 2, 3). Высота холмов и гряд составляет 20—70 м, ширина 0,5—5 км и длина 5—20 (до 35) миль. Моренные массивы более крупные — высота 70—110 м, ширина 6—20 миль и длина 15—35 миль. Мелкобугристая поверхность мезоформ покрыта песчаными и гравийно-галечными осадками с валунами. Их склоны расчленены мелкими врезами. Сейсмопрофилированием в юго-западной части Баренцева моря (Sundvor, 1974) установлены приуроченность массивов к выступам коренных пород и увеличение (до 100—200 м) мощности четвертичных отложений в зонах краевых образований.

Древнеледниковый холмисто-грядовый рельеф хорошо сохранился на Южно-Канинском плато на глубинах 100—170 м. Два комплекса ледниковых образований выделяются на северо-западе плато Копытова (глубины 210—270 и 300—370 м) и вдоль западного и южного склонов Медвежинско-Надеждинской возвышенности на глубинах 150—200 и 230—300 м. К северу от Нордкинского и южнее Демидовского плато на глубинах 180—280 м находятся Демидовские и Финмаркенские банки-холмы и моренные массивы. Их разделяют глубокие трог. Наибольшую протяженность (250 миль) имеет Новоземельский комплекс краевых образований, расположенных на глубинах 180—320 м (рис. 2). Между ним и Северо-Канинской, Гусиной и Новоземельской банками протягивается система глубоких (70 м) маргинальных долин, сформированных в результате интенсивного фронтального таяния новоземельских ледников.

Анализ имеющейся геоморфологической информации о строении форм мезо- и микрорельефа дна с учетом палеогеографии плейстоцена Северной Европы (Асеев, 1974; Лаврушин, 1970; Лавров, 1974; Хольтедаль, 1958; Стрелков и др., 1976; Edwards, 1975; Marthinussen, 1974, и др.) позволяет следующим образом представить характер оледенения и историю формирования гляциального рельефа дна Баренцева моря. Видимо, молодой ледниковый рельеф внутреннего шельфа и краевых желобов сформировался в период валдайского (вюрмского) оледенения материковыми льдами, сползавшими с полярных архипелагов (Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли), Скандинавского и Кольского полуостровов, островов Медвежьего и Надежды. В это время в глубоких шельфовых впадинах и желобах существовали бассейны с паковыми и припайными льдами, шло разрушение шельфовых ледников. Комплексы моренных образований соответствуют основным стадиям последнего оледенения; в частности, внешний — эпохе максимальной стадии (16—25 тыс. лет). В целом ряде случаев гряды устьевого и прибрежного комплексов коррелируют с моренными образованиями, известными на прилегающих побережьях Шпицбергена, Северной Норвегии, Мурмана. На Медвежинско-Надеждинской возвышенности ледниковой обработке подвергалась только прибрежная зона островов Медвежьего и Надежды. На самих островах следы оледенения представлены ледни-

ковой штриховкой, трогами и т. д. По данным радиоуглеродных датировок (Нувягинен, Olsson, 1968), последний ледник на Медвеьем растаял в раннем голоцене ( $11\,200 \pm 500$  лет). Примерно в это же время (10,3—10,8 тыс. лет) исчезли ледники на севере Русской равнины (Асеев, 1974). Сохранность подводных морен в ходе последледниковой трансгрессии объясняется тем, что они формировались ниже регрессивного уровня моря (на нынешних глубинах 80—200 м), а также литологическими особенностями морен (Матишов, 1975). За пределами краевых образований во время деградации ледников на баренцевоморском шельфе отлагались перигляциально-морские алевритовые и глинистые осадки с включением древесины, щебня, глыб, характерных для ледового и айсбергового разноса.

В последние годы дискутируется вопрос о валдайском Баренцевом ледниковом щите, наступавшем на Северо-Европейские равнины и отклонявшем к югу Беломорскую лопасть скандинавского покрова (Гросвальд и др., 1974; Лавров, 1974). Однако детальным эхолотированием на мелководье (40—80 м) Печороморской равнины следы геоморфологической деятельности ледников не установлены. При этом, несмотря на интенсивность процессов абразии в ходе голоценовой трансгрессии, трудно предположить полное уничтожение ледникового рельефа. Все это ставит под сомнение гипотезу о валдайском Баренцевом ледниковом щите. Очевидно, в позднем плейстоцене Печорское море, как и центральные районы баренцевоморского шельфа, не подвергалось оледенению. Отклонение траектории движения Беломорской лопасти могло быть вызвано Канинско-Колгуевским поднятием, находившимся на 300 м выше валдайского регрессивного уровня моря.

Древнеледниковый рельеф дна Баренцева моря, распространенный на глубинах 200—350 м, предположительно сформирован в период максимального (днепровского) материкового оледенения в среднем плейстоцене. Судя по расположению краевых образований, ледники Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа достигали края шельфа, а скандинавские и новоземельские ледниковые покровы удалялись от берегов на 100—140 миль и перекрывали Нордкинское, Копытова, Центральное, Гусиное, Северо- и Южно-Канинское, Северо-Восточное плато и Новоземельскую возвышенность. Самыми мощными были Новоземельская и Демидовско-Финмаркенская ледниковые лопасти. Основной сток материковых ледников осуществлялся выводными ледниками, образовавшими характерную сеть трогов. Самостоятельный ледниковый покров развивался на Медвежинско-Надеждинской возвышенности. Радиальная сеть трогов и концентрическое расположение морен свидетельствуют о том, что центром оледенения на этой возвышенности была Шпицбергенская банка. Явная асимметрия к юго-западу медвежинского ледникового покрова, видимо, связана с сухим и холодным климатом, господствовавшим в центральной области шельфа. Не исключено, что в это время центром локального оледенения была мелководная Центральная возвышенность, вдоль южного и восточного склонов которой на глубинах 180—250 м отмечаются цепи гряд и холмов. Их высота достигает 25—50 м. Таким образом, в период максимального оледенения материковые льды занимали большую часть Баренцева шельфа. В пределах Медвежинской, Зюйдкапской, Центральной и других низменностей соседние шельфовые ледники смыкались на плаву, образуя огромное ледяное кольцо.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974.  
Гросвальд М. Г., Лавров А. С., Потапенко Л. М. Ледниковая стадия мархида-вельт: двойной сердж Баренцева ледникового щита. В сб. «Материалы гляциал. исследований. Хроника обсуждения», вып. 24. М., Междувед. геофиз. комитет, 1974.

- Данилов И. Д. Возраст и принципы стратиграфии новейших отложений морских равнин Севера Евразии. «Вестн. МГУ. География», № 5, 1971.
- Дибнер В. Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа, прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. «Труды ААНИИ», т. 285. Л., Гидрометеоздат, 1968.
- Дибнер В. Д., Котенев Б. Н., Заферман М. Л. Геолого-геоморфологические наблюдения дна Баренцева моря из гидростата «Север-1». В сб. «Геология моря», вып. 1. Л., Изд-во НИИГА, 1971.
- Ершов Ю. П., Красильщиков А. А., Волк В. Э., Шимарева В. Н. Геотектоническая характеристика южной части баренцевоморского шельфа. В сб. «Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана». Л., Изд-во НИИГА, 1974.
- Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лавров А. С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока Европейской части СССР. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», № 41, 1974.
- Лаврушин Ю. А. Вопросы стратиграфии и палеогеографии Шпицбергена в позднем плейстоцене. В сб. «Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое». Л., Гидрометеоздат, 1970.
- Лазуков Г. И. Проблема плейстоценовых оледенений шельфовых морей Арктического бассейна. «Вестн. МГУ. География», № 5, 1972.
- Матишов Г. Г. Строение шельфа и некоторые вопросы четвертичной истории западной окраины Баренцева моря. В сб. «Географические аспекты проблемы осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей». Л., Изд-во Всес. геогр. о-ва, 1974.
- Матишов Г. Г. Прибрежные конечноморенные гряды в южной части Баренцева моря. В сб. «Геология моря», вып. 4. Изд-во НИИГА, Л., 1975.
- Панов Д. Г. Общая геоморфология. М., «Высшая школа», 1966.
- Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Холмянский М. А. Электроразведочные работы в комплексе морской геологической съемки. В сб. «Геофизические методы разведки в Арктике», вып. 10. Л., Изд-во НИИГА, 1975.
- Спиридонов М. А. Особенности геологического строения гляциальных шельфов Атлантической периферии Арктического бассейна. В сб. «Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое». Л., Гидрометеоздат, 1970.
- Стрелков С. А., Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И., Рубинраут Г. С., Афанасьев А. П., Лебедева Р. М., Каган Л. Я. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1976.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. II. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Edwards M. Gravel fraction on the Spitsbergen Bank, NW Barents shelf. «Norg. geol. unders», No. 316, 1975.
- Huvarinen H., Olsson J. U. Late-quadernary sediment cores from lakes on Bjørnø ya. «Geogr. ann.», № 4, A 50, 1968.
- Leistol O. Submarine moraines off the West coast of Spitsbergen «Årb. Norsk. polarinst, 1970», Oslo, 1972.
- Marthinussen M. Contributions to the Quaternary geology of north-eastermost Norway and the closely adjoining foreign territories. «Norg. geol. unders», 315, 1974.
- Sundvor F. Seismic refraction and reflexion measurements in the southern Barents Sea. «Mar. Geol.», v. 16, № 5, 1974.

ПИНРО

Поступила в редакцию  
25.XII.1975

## BOTTOM GEOMORPHOLOGY AND THE PROBLEM OF PLEISTOCENE GLACIATION OF THE BARENTS SEA SHELF

G. G. MATISHOV

Summary

On the basis of new lithological geomorphological data composition and distribution is considered of marginal glacial formations, as well as the main features of lithogenesis and morphogenesis and the character of the Barents Sea shelf glaciation. Conclusion is made of the formation of submarine glacial relief by the continental glaciers of Scandinavia, Kola Peninsula, Novaya Zemlya, Spitzbergen, Franz-Josef Land and Bear Island. During the maximum Middle Pleistocene glaciation ice sheets occupied the most part of the Barents Sea shelf. During the Valdai glaciation only near-shore shelf and marginal troughs were under glaciers, while in the shelf depressions there were basins with pack and fast ice, shelf glaciers being destructed.