

УДК 551.33

А. Н. МАККАВЕЕВ, А. А. АСЕЕВ, В. И. АСТАХОВ,
В. В. АД. БРОНГУЛЕЕВ, Л. Л. ИСАЕВА, А. С. ЛАВРОВ,
Г. Г. МАТИШОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Рассмотрена позднеплейстоценовая гляциальная морфоскульптура суши и шельфовых морей Северной Евразии. По материалам о характере и размещении краевых образований последнего оледенения проведены или уточнены его границы и реконструирована форма ледниковых покровов.

Опыт изучения геоморфологических признаков границ распространения древних скандинавских ледниковых покровов, изложенный в последних сводных работах (Асеев, 1974; Структура и динамика..., 1977; Andersen, 1976), с очевидностью показал, что ледниковая морфоскульптура в первом приближении достаточно надежно маркирует границы оледенений, позволяя при этом восстановить местоположение центральных областей растекания льда, что в совокупности может служить исходным материалом для палеогляциологических реконструкций. Для огромных малоизученных пространств Северной Евразии, подвергавшихся воздействию морских позднеледниковых трансгрессий, и особенно для акваторий омывающих ее шельфовых морей сохранившиеся от размыва остатки ледникового рельефа часто служат почти единственным и универсальным критерием истории оледенения позднего плейстоцена, тогда как литолого-стратиграфические данные приобретают вспомогательное значение.

Наиболее крупный на западе Евразии — **Скандинавский ледниковый покров** на основе гляциогеоморфологических и стратиграфических данных, а также результатов изучения компенсационных изостатических движений реконструировался нами ранее (Асеев, 1966, 1974; Асеев и др., 1973). Поэтому в настоящей статье, как видно на рис. 1, произведены только некоторые уточнения формы покрова, связанные с определением его морских границ, а также вытекающие из наличия двух самостоятельных центров растекания — Южно-Норвежского и Ботнического (Асеев, Маккавеев, 1977).

Уточнение морских границ древних ледниковых покровов стало возможным благодаря быстрому прогрессу, достигнутому в последнее время при изучении гляциальной морфоскульптуры в пределах континентальных и шельфовых морей в связи с усовершенствованием методики морских геоморфологических исследований. В настоящее время установлено, что скандинавский лед перекрывал почти весь шельф Норвежского моря (Andersen, 1968; Høltedahl, Sellevoll, 1972, и др.), о чем свидетельствуют многочисленные затопленные трюги, моренные гряды со скоплением валуно-галечного материала на их поверхности, каналы стока талых вод и флювиогляциальные аккумулятивные образования.

Северная, баренцевоморская окраина Скандинавского щита сохраняет следы трех крупных потоков льда. Самый западный из них питался

льдами, перевалившими через Скандинавские горы по сквозной долине р. Альта-Эльв. Они перекрывали банку Тромсе и обширное пологое подводное плато Копытова, а также стекали по трогообразному желобу Ингедьпет, на дне которого, особенно у внешнего, северного края отмечаются большие скопления моренного материала (Матишов 1977; Матишов, Боднар, 1976). Положение плато Копытова близ внешнего края ледникового покрова подтверждается слабостью ледниковой эрозии, проявившейся в резком увеличении (до 200 м) мощности четвертичной толщи (Sundvor, 1974).

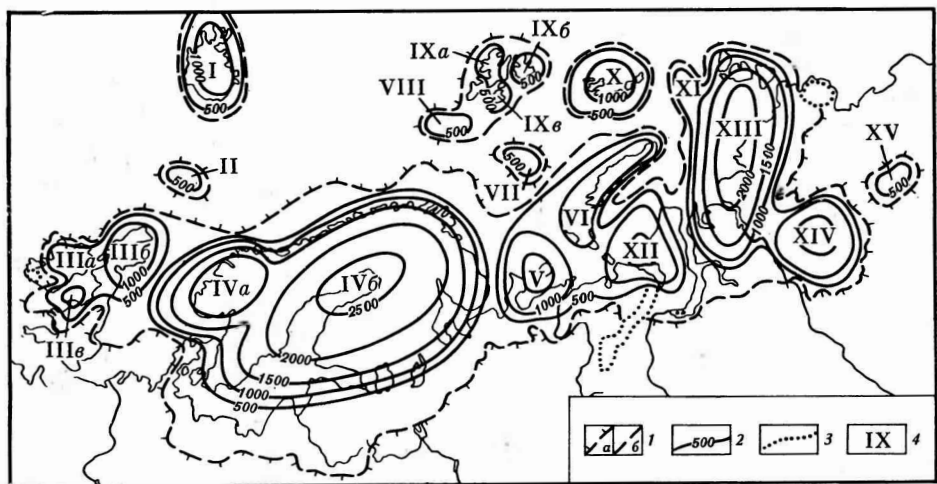


Рис. 1. Реконструкция позднеплейстоценового оледенения Северной Евразии

1 — граница распространения льда: а — достоверная, б — предполагаемая; 2 — изогипсы поверхности ледниковых покровов; 3 — границы горно-долинных оледенений; 4 — отдельные покровы: I — Исландский; II — Фарерский; III — Британский; а — Ирландский, б — Северо-Британский, в — Кембрийский; IV — Скандинавский: а — Южно-Норвежский, б — Ботнический; V — Печороморский; VI — Новоземельский; VII — Центральнобаренцевоморский; VIII — Медвежинско-Надеждинский; IX — Шпицбергенский: а — Западно-Шпицбергенский, б — Северо-Восточной Земли, в — острова Эджд; X — Земли Франца-Иосифа; XI — Центральнокарский; XII — Карско-Ямальный; XIII — Таймыро-Карский; XIV — Путранский; XV — Анабарский

Дальше всего на север (до 240 км от современной береговой линии) Скандинавский покров распространялся в районе Демидовских и Финмаркенских банок, где развиты цепи высоких (70—110 м) холмов и гряд. По-видимому, этому способствовали благоприятные условия для стока льда по низовьям долины р. Танайоки и Тана-фьорду во впадину Дьюппенна и далее на Финмаркенскую подводную равнину.

Нордкинское подводное плато, расположенное между охарактеризованными выше потоками льда, находилось по отношению к льдам, растекавшимся из Ботнического центра, как бы «в тени» плоскогорья Финмаркен. Ледниковые формы обнаружены только в южной части плато. Лишено значительного четвертичного покрова и расположенное восточнее Демидовских банок Центральное подводное плато.

Самый восточный из заходивших на Баренцевоморский шельф крупных потоков скандинавского льда направлялся по котловине озера Инари и Варангер-фьорду к юго-западной окраине Мурманской подводной возвышенности. У берегов Кольского полуострова комплекс моренных гряд, окаймленный обширными песчано-гравийными заливными полями, удален от берега на 30—55 км. В районе Мурманского мелководья и Канинской банки скандинавские льды контактировали с печороморскими и совместно питали выводной ледник в трогообразном желобе Норддьюпет.

Среди краевых образований, созданных Скандинавским покровом, различаются относительно молодые и более древние формы. Молодые краевые образования в свою очередь подразделяются на внутренний и внешний комплекс (Матишов, Боднар, 1976). Кроме того, в крупных фьордах находятся стадияльные образования устьевого комплекса.

Моренные гряды и холмы всех комплексов как молодого, так и относительно более древнего ледникового рельефа морфологически сходны. Обычно высота гряд составляет 20—70 м, ширина по основанию и длина — несколько километров. Некоторые моренные массивы, расположенные над скальными выступами дна, достигают в высоту 100—110 м при ширине 10—35 км. Гряды и массивы отличаются неровной, холмистой поверхностью и нередко ярко выраженной асимметрией, причем южные, обращенные к материку склоны являются наиболее крутыми (до 30°), а северные дистальные склоны значительно более пологи (3—5°). Волнистая поверхность дна с проксимальной стороны гряд выстилается мало-мощной (1—4 м) основной мореной. Вершины гряд и холмов покрыты скоплениями гравия, гальки и валунов. На склонах и у подножий гряд развиты маломощные голоценовые алевроиты и глины. Моренные массивы и гряды образуют дугообразные, параллельные цепи. В тесной связи с моренными грядами находятся многочисленные ложбины стока талых ледниковых вод.

Молодые краевые образования без значительных перерывов прослеживаются вдоль норвежского и кольского побережий. У побережья Фенноскандии устьевой и внутренний комплексы находятся на глубинах 50—90 и 100—190 м. Внешний комплекс характерен для глубин 210—350 м. В глубоких трогообразных желобах, таких, как желоб Тромсе, гряды комплекса отмечаются до глубин 370—390 м. В относительно древних комплексах четко выраженные, протяженные цепи краевых образований встречаются реже, увязка их в отдельные пояса более проблематична. На плато Копытова они развиты в интервалах глубин 170—230 и 290—390 м (Матишов, Боднар, 1976).

Британский покров, образованный слиянием куполов, возникших из нескольких центров горного оледенения (Ирландского, Северо-Британского, Кембрийского и, возможно, также нескольких более мелких), в эпоху последнего оледенения также выдвигался далеко в море, что отчетливо маркируется краевыми моренами (Robinson, 1968; Valentin, 1957, и др.). Наиболее неясной является линия контакта между «скандинавским» и «британским» льдом в Северном море. Находки скандинавских валунов на юго-восточном побережье Англии и на Шетландских островах (Норре, 1972) позволяют считать, что преобладающая часть Северного моря покрывалась скандинавским льдом. Существуют и иные точки зрения: по Г. Рейнхарду (Reinhard, 1974), например, Скандинавский и Британский покровы в вюрмскую эпоху не соединялись. Однако веских доказательств этого не приводится. Причина обширного растекания Скандинавского покрова в области осушавшегося дна Северного моря может заключаться в исключительно обильном питании Южно-Норвежского орографически обусловленного купола и полном блокировании оттока его льда на восток главным Ботаническим ледниковым щитом.

Радиальная сеть трогов и многочисленные подводные краевые образования, нередко выходящие за пределы островных шельфов, позволяют реконструировать размеры локальных ледниковых щитов: **Исландского** и **Фарерского**.

Изученная в последнее десятилетие система свежих краевых ледниковых образований, протягивающаяся от бассейна Мезени до Урала, не оставляет сомнений в том, что она образована ледником, надвинувшимся на северо-западное Притиманье и север Печорской низменности из района Печорского моря (Лавров, 1973, 1974). Серия радиоуглеродных

датировок образцов торфа из погребенного под мореной этого оледенения аллювия позволяет относить существование этого **печороморского** ледника к позднему валдаю. Наряду с различиями устанавливаются и некоторые общие черты гляциальной морфологии поясов скандинавских и печороморских краевых образований. Так, внешняя зона максимального распространения печороморского ледника обозначена в рельефе слабо: иногда участками холмисто-моренного рельефа, иногда проксимальной границей распространения приледниковых подпрудных водоемов (рис. 2). Чаше это стратиграфическая граница пределов распрост-

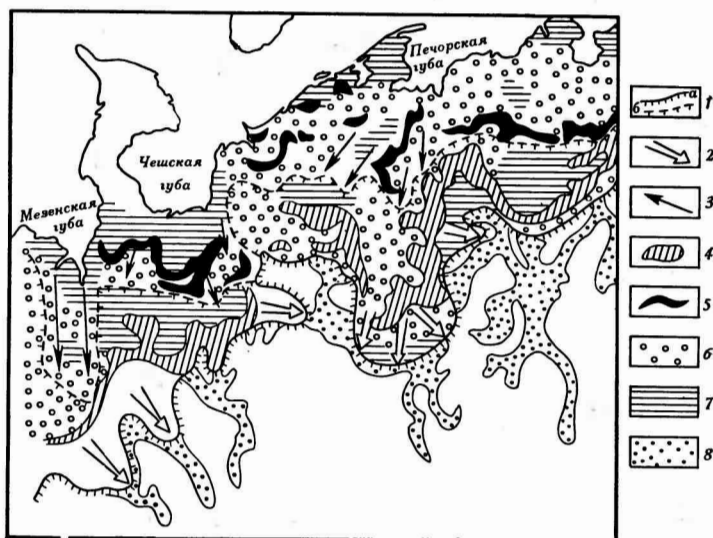


Рис. 2. Гляциоморфологическая схема северо-востока Европейской части СССР. Составил А. С. Лавров

1 — границы поздневалдайского покрова: а — в фазу максимального продвижения, б — перед заключительным этапом деградации. Участки прорыва краевых образований отдельными языками: 2 — в фазу максимального продвижения, 3 — в заключительный этап деградации. Пояса маргинальных моренных валов, образованных в фазы стабилизации ледникового края: 4 — в начальный этап деградации, 5 — в заключительный этап деградации. Рельеф, образованный при деградации полей мертвого льда: 6 — моренные холмы и равнины, камы, лимнокамь, озы, 7 — террасы интрагляциальных и послеледниковых озер, 8 — приледниковые подпрудные озера в максимум оледенения

ранения верхней основной морены региона. Как и в области последнего Скандинавского оледенения, на некотором удалении от этой границы, в большей или меньшей степени повторяя конфигурацию образующих ее отдельных лопастей — мезенской и печорской, располагается более выразительный пояс краевых образований, отражающий некоторую стабилизацию края ледника после отмирания периферической зоны предельного растекания. Активность нового ледникового края маркируется друмлиноидами, изборозженными поверхностями дочетвертичных отложений, оглаженными скальными выступами и особенно системой валообразных гряд, отчетливо обозначающих очертания исчезнувших ледниковых лопастей и языков. Основными разновидностями маргинальных гряд являются моренные валы, образованные как динамическим, так и статическим давлением ледникового края; распространены также валы аккумулятивно-напорного происхождения.

Стабилизация ледникового края завершилась отмиранием обширных полос краевой зоны с образованием в пределах лопастных гляциодепрессий массивов мертвого льда, с дальнейшим таянием которых связано

формирование камов, камовых террас, моренных и озерно-ледниковых равнин. Завершение первого этапа деградации, датируемое 13—12 тыс. лет назад, ознаменовалось возобновлением стока ледниковых вод на север, которое можно объяснить только отделением Печороморского покрова от Скандинавского.

Заключительный этап дегляциации начался с новой подвижки ледникового края, а затем его стабилизации, обозначенной внутренним поясом маргинальных гряд. Внутренний пояс прорван отдельными ледниковыми языками, сохранявшими повышенную активность. Подвижка датируется 9,1—9,9 тыс. лет назад. Дальнейшая деградация Печороморского покрова связана преимущественно с образованием мертвого льда.

Продолжительность существования относительно небольшого Печороморского покрова, вероятно, объясняется (помимо удаленности от контакта с относительно теплыми атлантическими водами) динамическим подпруживающим влиянием Новоземельского и Карско-Ямальского ледниковых покровов. На востоке Большеземельской тундры смыкание покровов обозначено Колвинской лопастью, связанной уже с Карско-Ямальской областью питания. На положение северо-западного края покрова указывает хорошо выраженный комплекс краевых образований, протянувшийся на глубине 200—320 м по восточной окраине Центральной низменности Баренцева моря. В районе Гусиног подводного плато моренные гряды имеют различное простираие — от субмеридионального до субширотного, что можно объяснить сложным взаимодействием льдов из Новоземельского и Печороморского центров. О том, что район Печорского моря был не областью транзита новоземельских льдов, а имел собственный ледниковый покров, свидетельствует также система переглубленных трогов — Канинский и Гусиный желоба, Норддьюпет, по которым льды с Печороморской равнины стекали на северо-запад, где всплывали над Центральной низменностью. Трoги пересекают мелководья куэстовых плато: Гусиног, Северо- и Южно-Канинского, Мурманского, на которых местами распространен холмистый ледниковый рельеф. Характерно, что во внутренней части территории, занятой Печорским морем, где предполагается центр оледенения, ледниково-аккумулятивные формы отсутствуют (Матишов, 1977; Ласточкин, Федоров, 1978), что в значительной степени свойственно и центральноледниковым областям, расположенным в настоящее время на суше. В условиях мелководного рельефа немногочисленные аккумулятивные формы ледникового рельефа должны были также разрушаться волновой деятельностью в процессе голоценовой трансгрессии.

Краевые образования **Новоземельского** ледникового покрова оконтуривают его былое распространение довольно четко. К западу от о. Новая Земля устьевой комплекс находится на глубинах 30—50 м, внутренний — 140—190, а внешний — 220—250 м. Эти комплексы образуют до 6—8 концентрических полос конечно-моренных гряд, прорванных многочисленными каналами стока талых вод. Более древние формы ледникового рельефа встречаются на расстоянии 200—300 км к западу от побережья на различных глубинах: от 100—125 (Новоземельское мелководье) до 180—320 м (склоны Центральной низменности Баренцева моря). На восток от Новой Земли гряды конечных морен, озы и камы протягиваются вдоль северо-западного склона Новоземельской впадины. На отдельных участках они прослеживаются до глубин 250—270 м, например к северу от пролива Маточкин Шар (Ласточкин, 1977).

Сходство в строении краевых поясов и сохранности ледниково-аккумулятивных форм всех рассмотренных ледниковых покровов, занимавших южную часть Баренцева моря, да и прямое сопоставление радиоуглеродных датировок краевых образований, сформированных льдами разных покровов — Скандинавского и Печороморского, позволяют в общих чертах их синхронизировать и отнести к позднему валдау.

Иные условия существовали в это время в северной части Баренцева моря. В прибрежной зоне о. Западный Шпицберген, а также на склонах Медвежинско-Надеждинской подводной возвышенности распространено несколько поясов краевых образований, состоящих из ряда (более 10) краевых зон, внешние из которых, расположенные на глубинах 150—250 м (до 350 м), отличаются худшей сохранностью холмисто-грядового рельефа, что позволяет предполагать их более древний возраст (Матишов, 1978). Более молодые моренные гряды находятся на глубинах 100—160 м западнее о. Медвежий.

На положение центров древнего оледенения указывают также многочисленные затопленные ныне ледниковые долины. Часть долин не имеет связи с фьордами побережья. Такие долины прослеживаются до бровки шельфа или обрываются на склонах подводных низменностей. Другие непосредственно продолжают фьорды и не протягиваются далеко в море. Очевидно, что ледниковые долины шельфа формировались одновременно (Ласточкин, Федоров, 1978).

Расположение подводных моренных гряд указывает на существование **Шпицбергенского** покрова, который, видимо, состоял из нескольких слившихся, но не потерявших динамической самостоятельности центров: на Западном Шпицбергене, Северо-Восточной Земле, о. Эдж и других, более мелких. Существует мнение, что позднелюрское оледенение Западного Шпицбергена лишь несколько превышало современное полупокровное оледенение этого острова (Лаврушин, 1969; Троицкий, 1975, и др.). Оно подтверждается абсолютными датировками, указывающими на раннелюрский возраст верхней морены в различных пунктах как на побережье, так и во внутренних районах (Пуннинг, Троицкий, 1979; Volulton, 1979).

Самостоятельные ледниковые покровы существовали на **Медвежинско-Надеждинской** возвышенности, где обнаружены скопления гальки и валунов местных пород с ледниковой штриховкой (Edwards, 1975) и на **Центральной** подводной возвышенности Баренцева моря, опоясанной прерывистым поясом моренных гряд. На этих возвышенностях наблюдается радиальное расчленение троговыми долинами. Льды Медвежинско-Надеждинского покрова на севере смыкались со льдами Западного Шпицбергена. Особенно глубоко по склонам возвышенности ледник спускался на юго-запад в Медвежинскую низменность (до глубин почти 400 м) и на северо-запад в Зюйдкапский желоб, образуя шельфовые ледники.

Судя по наличию моренных гряд и коротких трогов, небольшие ледниковые купола существовали в наиболее высоких частях подводной возвышенности Персея, там, где современные глубины не превышают 70—100 м.

Дно Баренцева моря в окрестностях Земли Франца-Иосифа изучено несколько хуже, чем в других его районах, однако и здесь присутствуют ледниковые формы и типичные морены (Дибнер, 1970; Матишов, 1977). **Покров Земли Франца-Иосифа** был на западе ограничен желобом Франц-Виктория, а на востоке — желобом Святой Анны. На юге он мог смыкаться с новоземельскими льдами. Сравнительно небольшой покров Земли Франца-Иосифа исчезал или сокращался до минимума уже 11 тыс. лет назад, в аллереде (Гросвальд, 1972).

При решении вопроса о характере оледенения Баренцевоморского шельфа часто используются косвенные данные: ледниковая штриховка на арктических островах и главным образом высоты и возраст морских террас как свидетельство гляциоизостатического поднятия. Обобщение таких данных сделано М. Г. Гросвальдом в серии работ (1973, 1977 и др.). По его мнению, в позднем плейстоцене существовал обширный Баренцевоморский ледниковый щит — типичный пример особого класса материковых оледенений дна мелководных морей. Концепция М. Г. Грос-

вальда оспаривается рядом исследователей (Лазуков, 1972; Матишов, 1977, Величко, 1979; Ходаков, 1979, и др.).

Данные о ледниковой штриховке в ряде случаев невозможно интерпретировать однозначно. Откопанные штрихи на поверхности скального ложа не всегда принадлежат последнему материковому оледенению, поскольку трудно восстановить возраст морены, под которой они первоначально находились. Материал по возрасту морских террас, особенно высоких, слишком немногочислен и разнороден, чтобы уверенно судить о природе последнеледниковых движений земной коры. Некоторые данные прямо противоречат концепции концентрического компенсационного изостатического поднятия Баренцевоморского шельфа. На более сложный характер новейших тектонических (в том числе и гляциоизостатических) движений указывают, в частности, материалы по Шпицбергену (Boulton, 1979).

Только непосредственное изучение рельефа и доголоценовых отложений дна Баренцева моря поможет окончательно решить вопрос о характере его оледенения. По мере накопления фактического материала все больше преобладает мнение о сравнительно умеренных масштабах распространения материковых льдов. Так, находки мореноподобных отложений в пределах значительной части акватории, которые часто считаются одним из весомых доказательств в пользу былого обширного оледенения, по наблюдениям М. А. Спиридонова (1970) могут относиться не только к собственно «валунным суглинкам», но и к ледниково-морским отложениям. Нет оснований и для вывода о ведущей роли ледников в формировании таких подводных низменностей, как желоба Святой Анны, Франц-Виктория, и некоторых других. Их длина и ширина, измеряемые сотнями километров, во много раз превосходят размеры тех долин на дне моря, ледниковое происхождение которых можно считать доказанным. В отличие от типичных ледниковых трогов на дне гигантских желобов почти не встречаются формы ледникового генезиса.

Современное состояние изученности подводного рельефа позволяет реконструировать отдельные указанные выше ледниковые покровы и купола в северной части Баренцева моря, обширные щиты на юге и свободную от материкового льда центральную, наиболее глубоководную часть моря.

Древнеледниковые формы в пределах акватории Карского моря изучены гораздо хуже, чем в западных районах Евразийского шельфа. Особенно фрагментарны и противоречивы данные об оледенении западной части Карского моря. Более определенно рисуется крупный **Таймыро-Карский** ледниковый щит в восточной части Карского моря, хотя границы его на шельфе могут быть намечены весьма приблизительно. С северо-запада к нему примыкал небольшой **покров на Центральнокарской подводной возвышенности**, склоны которой осложнены сетью троговых долин. В обширной расположенной западнее полосе, включающей желоб Святой Анны и часть Ямало-Гыданской отмели, ледниковые формы рельефа отсутствуют (Дибнер, 1970). Днища желобов Святой Анны, Воронина и Новоземельской впадины А. Н. Ласточкин (1977) считает морскими аккумулятивными поверхностями со следами древних речных долин — линейными понижениями глубиной 20—30 м и длиной до 20 км. Таймыро-Карским щитом образованы затопленные моренные гряды юго-восточнее островов Сергея Кирова и у берегов Восточного Таймыра — в пределах ложбины Бегичева, наличие которых отмечает В. Д. Дибнер (1970). О наступлении ледника из центра, располагавшегося севернее гор Бырранга, в пределах современной акватории Карского моря, свидетельствуют находки на Северо-Сибирской низменности валунов, коренные источники которых встречаются на северном побережье Таймыра, — факт, неоднократно подчеркиваемый различными исследователями, а также наличие сквозной сети трогообразных долин, пересекающих горы Бырранга вкрест их простираания (Гроссвальд, 1977).

Таймыро-Карским щитом сформированы пояса краевых образований в северо-западной части Северо-Сибирской низменности. На прилагаемой схеме (рис. 3) граница максимума последнего оледенения проведена по Джангодо-Сынтабульской-Северококорской гряде, которая непрерывно прослеживается от р. Агапы на юго-западе до Хатангского залива на северо-востоке. Гряда имеет отн. высоту от 50 до 150 м, ширину от 5 до 30 км и образует характерные фестоны моренных дуг, оконтуривавших систему ледниковых языков. Ее строение свидетельствует о различной динамической активности ледникового края: на одних участках она массивна и представляет собой единый конечно-моренный вал с ядром из четвертичных или мезозойских отложений, на других образована или осложнена несколькими сближенными параллельными валами, а на левобережье р. Пясины сложена интенсивно дислоцированными меловыми осадочными породами. На поверхности гряды изобилуют формы таяния мертвого льда: камовые плато, камовый холмистый рельеф, единичные конусовидные камы и озы (Исаева, Крауш, 1979).

Время формирования рассмотренного пояса относится к максимуму последнего, позднеплейстоценового оледенения на основании радиоуглеродных дат из подморенных отложений ($29\,800 \pm 500$ л. н. ГИН — 1155) или отложений, перекрытых флювиогляциальными осадками у ее подножия ($33\,750 \pm 1570$ л. н., СОАН — 1177) (Исаева et al., 1979). Иногда эта гряда трактуется исследователями как ранневюрмская (зырянская), а граница сартанского оледенения проводится по более северному поясу краевых образований, протягивающихся от Мокоритской гряды на западе до Байкура-Нерских гряд на востоке. Основанием для такой точки зрения служат стратиграфические соображения: наличие непокрытых мореной каргинских (?) отложений в тылу Джангодо-Сынтабульской гряды.

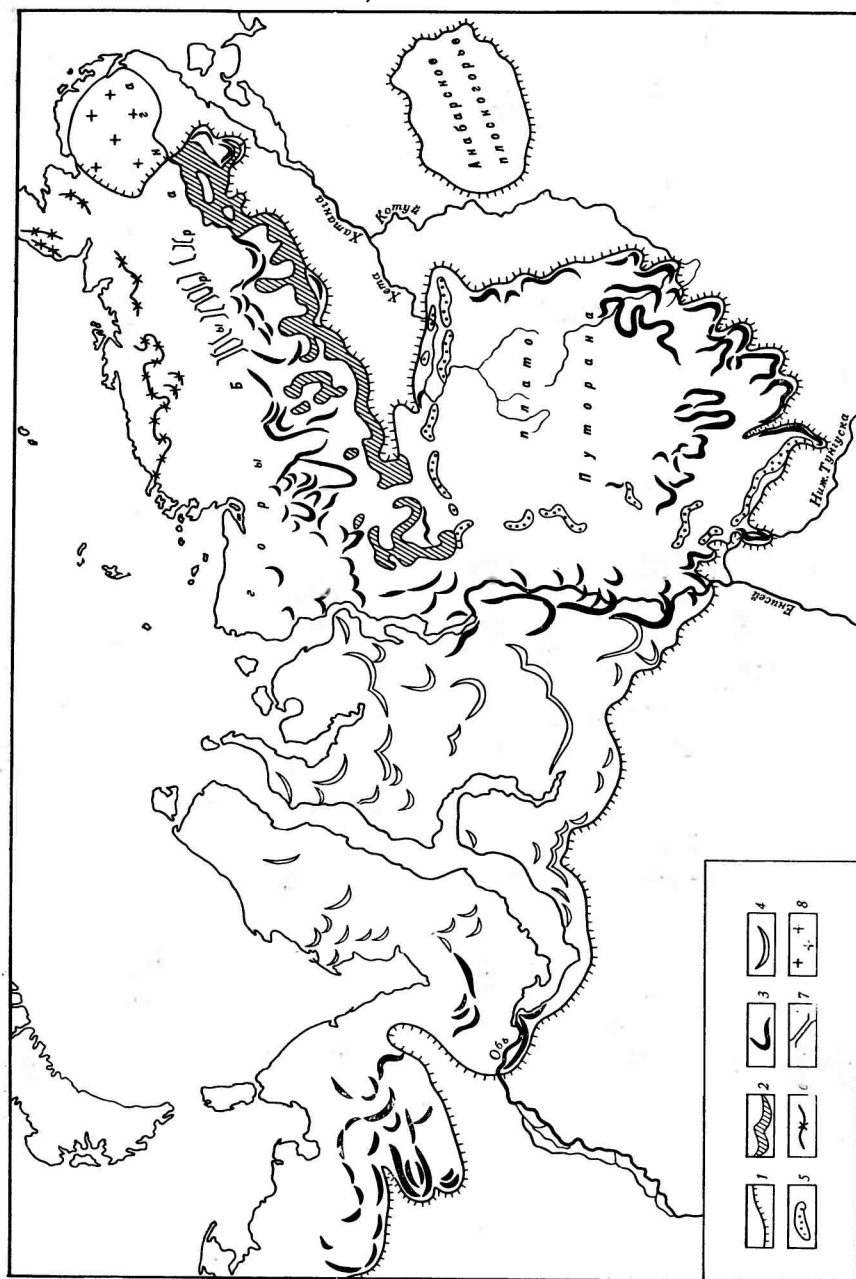
Последние следы деградации Таймыро-Карского покрова на севере Таймырского полуострова представлены прерывистыми и менее выразительными грядами, установленными на значительном протяжении от берега Харитона Лаптева до залива Фаддея. Эти краевые образования свидетельствуют, что центр покрова на поздней стадии его существования располагался в районе островов Сергея Кирова.

На юго-западе Джангодо-Сынтабульская гряда смыкается с краевыми образованиями **Путоранского** ледникового покрова, что является показателем их одновозрастности. Далее на восток по северному подножию плато Путорана граница Путоранского покрова отчетливо маркируется рядом параллельных и трансгрессивно срезающих друг друга амфитеатров, образованных свежим холмисто-озерным рельефом с единичными моренными валами. В бассейне р. Малая Романиха они погребают озерные, аллювиальные и морские отложения, охарактеризованные радиоуглеродными датами в диапазоне времени от 39 до 24 тыс. л. н. (Исаева и др., 1975).

Юго-западный край Таймыро-Карского ледникового покрова, как наиболее удаленный от центра растекания, по характеру краевых образований на севере Западной Сибири был значительно менее активным. Четким гляциодинамическим рубежом служила долина Енисея, далеко вверх по которой продвигались мощные выводные ледники, подпираемые с востока путоранским льдом. Об этом свидетельствуют сочетания вытянутых на юг языковых моренных дуг и радиальных гряд, не свойственных другим районам материкового оледенения Сибири. Ввиду слабой консолидированности пород субстрата здесь, как и в других районах Западной Сибири, распространены краевые формы, связанные с выдавливанием и отторжением рыхлых пород ложа. Примерами могут служить Большехетская гряда и другие валообразные возвышенности в междуречье Большая Хета — Мессо — Танама, строение которых некоторые авторы связывают с тектоникой осадочного чехла. Последнему мнению

Рис. 3. Гляциоморфологическая схема Западной и Средней Сибири. Составили В. И. Астахов и Л. Л. Исаева

1 — граница поздневалдайского покрова; 2 — Джанго-Сынтабульская — Селовокорская гряда; 3 — напорные и насыпные моренные валы; 4 — гряды гляциодислокаций (линейно-грядовый рельеф); 5 — холмисто-озерный рельеф краевых образований; 6 — краевые образования на севере Таймырского полуострова, выделенные по радиолокационным снимкам; 7 — трог, пересекающие горы Бырранга; 8 — горно-долинное оледенение сегчатого типа в горах Бырранга



противоречат не только изогнутые в плане очертания, но и увеличенные мощности четвертичных и дочетвертичных глинистых пород на сводах таких «антиклиналей», а также их несовпадения с глубинным структурным планом (Троицкий, 1975). Первоначально ледниковые языки имели большую активность и создавали типичные чешуйчатые напорные образования на левобережье Енисея, окаймляющие с юга озера Маковское и Налимье (Земцов, 1964). Восточнее, в районе Денежкино-Ермаково, широко развит рельеф холмисто-озерных насыпных морен. Ледораздельное положение этой приенисейской полосы подчеркивают субмеридиональные озы длиной до 15 км, распространенные в районе Игарки. Граница последнего материкового оледенения в Приенисейском районе точно не установлена, так как подморенные средневалдайские датировки известны только по восточной окраине Норильского плато и в устье р. Малой Хеты (Кинд, 1974).

В пределах Гыданского и Тазовского полуостровов краевые образования распространены фрагментарно и изучены крайне недостаточно. Это обстоятельство, а также иная гляциодинамическая структура ледникового края делает сопоставление этих краевых образований с приенисейскими затруднительным. Граница покрова условно проведена по отдельным разрозненным краевым образованиям, протянувшимся южнее Ольхового хребта — напорного вала выдавливания, по междуречью Таза и Мессояхи, югу Гыданского полуострова и далее по фестончатым параллельным грядам в бассейне р. Хадуттэ на Тазовском полуострове. В разрезах этих гряд известны надвиги палеогеновых пород на четвертичные (Андреев, Белорусова, 1961), которые нельзя объяснить иначе, как гляциотектоникой. Конфигурация этих гряд, а также расположенной севернее Гыданской гряды и других мелких гряд Гыданского полуострова, позволяет считать, что в районе Обской губы Таймыро-Карский покров граничил с Карско-Ямальским покровом. В западной Сибири южная граница последнего намечается по Салехардским краевым образованиям, а далее на восток вдоль обходной древней долины Оби по р. Ярудей к устью Надыма. Излучина Нижней Оби отражает положение ледникового края. Для этого района типичны континентальные ледниковые образования позднезырянского (поздневалдайского) возраста (Архипов и др., 1977). Одной из ранних стадий деградаций отвечает гряда Хандыхой на южном Ямале — нагромождение чешуйчато-надвиговых образований высотой до 50—100 м с глубокими озерами в языковых бассейнах в тылу гряд (Astakhov, 1979). Центр растекания этого ледникового покрова, судя по направлениям движения льда западнее и восточнее Полярного Урала, должен был располагаться в юго-западной части Карского моря. На западе своей Колвинской лопастью он граничил с Печороморским покровом.

Вопрос о границах Карско-Ямальского ледника на шельфе не может считаться удовлетворительно решенным. Так, весьма вероятно, что Новоземельская впадина служила выводным ледником для подходивших к ней с обеих сторон крупных ледниковых покровов — Карско-Ямальского и Новоземельского. Однако этому предположению противоречат данные А. Н. Ласточкина (1977) об отсутствии ледникового рельефа во впадине. Вместе с тем о положении центра растекания покрова в пределах юго-западной части Карского моря свидетельствует отмеченный П. С. Вороновым (1951) перенос валунов в юго-западном направлении через Пай-Хой. В том же направлении происходил перенос глыб коренных пород и на о. Вайгач (Тараканов, 1973). Множество борозд и бараньих лбов с субмеридиональной и СВ-ЮЗ ориентировкой обнаружено в Полярном Зауралье (верховья р. Щучей). Они указывают на движение льда из Байдарацкой губы, что подтверждено и замерами ориентировки длинных осей валунов (Astakhov, 1979).

Данные о поздневалдайском возрасте краевых поясов Колвинской и Роговской морен напора в Большеземельской тундре основываются на

ряде радиоуглеродных датировок подморенных отложений средневалдайского интерстадиала (Арсланов и др., 1977). В Западной Сибири известна дата в 25 000—28 000 л.н., полученная из-под морены Салехардских увалов (Архипов и др., 1977). На юге Карско-Ямальский покров смыкался с оледенением Полярного Урала. Представление о двух самостоятельных покровах на шельфе Карского моря лучше согласуется с изложенными фактическими данными, чем представления М. Г. Гросвальда (1977) о развитии в последнюю ледниковую эпоху единого огромного Карского ледникового щита с общим центром к северу от Ямала. Кроме того, по коридору между покровами или по понижению вдоль линии их контакта мог происходить отток вод Оби, Пура, Таза и других рек. Видимо, это обстоятельство и явилось причиной того, что в долине Нижней Оби приледниковые подпрудные бассейны эпохи последнего оледенения существовали весьма непродолжительное время (Архипов и др., 1977).

Во всем восточном секторе шельфа Арктического бассейна признаки развития ледников отсутствуют (Ласточкин, Федоров, 1978), за исключением предположительно ледниковой системы гряд и ложбин к северу от островов Анжу и Де-Лонга — следов гипотетического покрова в районе Новосибирских островов (Дибнер, 1970).

Возвращаясь к Путоранскому ледниковому покрову отметим, что на юге его граница фиксируется прекрасно выраженным онекским краевым поясом (Исаева, 1972; Исаева и др., 1975). С проксимальной стороны пояса протягиваются иногда непрерывно на десятки километров конечно-моренные валы в количестве от одного до трех, высотой от 10 до 50 м. С дистальной стороны к ним примыкают поля холмисто-озерного рельефа, сформировавшиеся после омертвления края покрова. На западе плоскогорья онекские краевые образования спускаются по левому борту долины р. Боргухли к долине Нижней Тунгуски. На востоке (восточнее долины р. Тутончаны) онекскому краевому поясу соответствуют конечные и боковые морены в долинах крупных рек, четко маркирующие долинны ледниковые языки, спускавшиеся с плато Путорана. На междуречьях краевые образования почти не выражены. На северо-востоке границы покрова устанавливаются по конечным моренам в долинах рек Чангады, Мирюки, в истоках р. Амбардаха. Сартанский возраст отмеченных краевых образований подтверждается радиоуглеродной датировкой подморенного аллювия в долине р. Котуй ($35\,800 \pm 1700$ л.н., ГИН — 893), а также датировкой аллювия II надпойменной террасы р. Нижней Тунгуски ($28\,000 \pm 50$ л.н., ГИН — 237), в которую вложена I надпойменная терраса, непосредственно коррелируемая по возрасту с онекскими краевыми образованиями (Исаева, 1972; Кинд, 1974).

Небольшой **Анабарский ледниковый покров** реконструируется по конечным моренам, фрагментарно встречающимся в долинах рек и на междуречьях. Отнесение этих образований ко времени сартанского оледенения достаточно условно и не имеет радиоуглеродного обоснования.

Таковы геоморфологические критерии, существующие в настоящее время для палеогеографической реконструкции последнего материкового оледенения севера Евразии (рис. 1). При реконструкции поверхности отдельных ледниковых покровов мы использовали почти без изменений методику, примененную нами ранее для реконструкции Скандинавского ледникового покрова (Асеев и др., 1973). Однако если тогда помимо данных о положении границ щита в нашем распоряжении имелись также, хотя и косвенные, но все же довольно определенные, сведения о его высоте (конфигурация и интенсивность последледникового поднятия, отметки высотной границы ледниковой шлифовки), то для ледников Арктического бассейна такие данные отсутствуют. Поэтому при определении максимальных высот отдельных покровов мы были вынуждены в полной мере опираться на принцип актуализма, используя осредненную зависимость между размерами современных ледниковых покровов и их

максимальными высотами. Эта зависимость имеет вид

$$H_{\max} = 0,094 \sqrt{L} \text{ км}$$

(Ходаков, 1973), где $H_{\max}$ — максимальная высота щита, L — расстояние центра растекания от края щита, км. При округлой в плане форме щита L совпадает с его радиусом, при более сложной эллиптической форме в качестве величины L принималось среднее значение радиуса: $L = \frac{a+b}{2}$,

где a и b — полуоси эллипса. Мы предположили также, что два ледниковых покрова — Новоземельский и Таймыро-Карский благодаря своей вытянутой форме обладали четкой ледораздельной зоной, образованной линейной системой центров. При определении высоты такой ледораздельной зоны за L принималась половина ширины ледника (вкрест простираения). Форма поверхности щитов предполагалась полуэллиптической и строилась по серии профилей, вдоль каждого из которых высоты поверхности рассчитывались по формуле

$$h = \frac{H_{\max}}{R} \sqrt{R^2 - r^2},$$

где h — высота льда на расстоянии r от центра растекания, R — расстояние от центра до границы щита по данному профилю. Изогипсы проводились через 500 м, а нулевой изогипсой служила внешняя граница распространения льда. В местах взаимного подпрудивания ледников изогипсы, оконтуривающие разные центры растекания, объединяются, образуя как бы общий «цоколь» сложных покровов: Британского, Скандинавского, Шпицбергенского и др. (рис. 1).

Степень надежности сделанной реконструкции определяется прежде всего надежностью приведенного выше исходного геоморфологического материала. Она *весьма различна* для разных ледниковых образований. Надежными считаются реконструкции с точно установленными границами и положением центральной области растекания льда. Предположительными — реконструкции ледниковых тел, контуры и центры которых являются гипотетическими. В отличие от А. А. Величко (1979), по мнению которого центры оледенения были приурочены почти исключительно к возвышенным областям, мы считаем возможным их существование на низменных участках, о чем свидетельствуют характер и расположение форм ледниковой морфоскульптуры.

Полученная картина оледенения, на наш взгляд, наиболее точно отвечает как совокупности геоморфологических данных, так и теоретическим построениям (Ходаков, 1979), обосновывающим невозможность формирования единого мощного Евразийского ледникового покрова в позднем вюрме.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Ю. Ф., Белорусова Ж. М. Геологическое строение Тазовского полуострова. «Тр. ВНИГРИ», вып. 186, геол. сборн. 6, Л., 1961.
- Арсланов Х. А., Бердовская Г. Н., Зайцева Г. Я., Лавров А. С., Никифорова Л. Д. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины. «Докл. АН СССР», т. 233, № 1, 1977.
- Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберг А. В., Гудина В. И., Довгаль Л. А., Юдкевич А. И. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Асеев А. А. Опыт реконструкции древних европейских ледниковых щитов. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 6, 1966.
- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974.
- Асеев А. А., Бронгулеев В. В., Маккавеев А. Н. Реконструкция последнего (верхнеплейстоценового) Европейского ледникового покрова. В кн. «Палеогеография Европы в позднем плейстоцене, опытный макет атласа-монографии». М., ВИНТИ, 1973.
- Асеев А. А., Маккавеев А. Н. Гляциоморфологические критерии эрозии древних материковых покровов Европы. В сб. «Матер. гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения», вып. 29. М., 1977.

- Величко А. А. Проблемы реконструкции позднеплейстоценовых ледниковых покровов на территории СССР. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 6, 1979.
- Воронов П. С. Новые данные об оледенении и четвертичных отложениях Центрального Пай-Хоя. «Тр. НИИГА», т. 19. Л., Изд-во Главсевморпути, 1951.
- Гросвальд М. Г. История оледенения архипелага в конце плейстоцена и голоцене. В кн. «Оледенения Земли Франца-Иосифа». М., «Наука», 1972.
- Гросвальд М. Г. Древние оледенения континентального шельфа Северной Европы. В сб. «Палеогеография Европы в позднем плейстоцене». М., «Наука», 1973.
- Гросвальд М. Г. Последний Евразийский ледниковый покров. В сб. «Матер. гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения», вып. 30. М., 1977.
- Дибнер В. Д. Геоморфология. В кн. «Советская Арктика». М., «Наука», 1970.
- Земцов А. А. Ледниковый рельеф области зырянского оледенения на северо-востоке Западной Сибири. «Гляциология Алтая», вып. 3. Томск, 1964.
- Исаева Л. Л., Крауш М. А. Ледниковая морфоскульптура Северо-Сибирской низменности. В сб. «Региональная геоморфология осваивающихся территорий». М., 1979.
- Исаева Л. Л. Палеогеография четвертичного периода бассейна реки Нижней Тунгуски. В кн. «Проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
- Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Крауш М. А., Сулержицкий Л. Д. О возрасте и строении краевых ледниковых образований северного подножия плато Путорана. «Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР», № 46, 1975.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 257. М., «Наука», 1974.
- Лавров А. С. Древнее оледенение северо-востока Русской равнины. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 6, 1973.
- Лавров А. С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы северо-востока Европейской части СССР. «Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР», № 41, 1974.
- Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.
- Лазуков Г. И. Проблема плейстоценовых оледенений шельфовых морей Арктического бассейна. «Вестн. МГУ. География», № 5, 1972.
- Ласточкин А. Н. Рельеф дна Карского моря. «Геоморфология», № 2, 1977.
- Ласточкин А. Н., Федоров Б. Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии. «Геоморфология», № 3, 1978.
- Матишов Г. Г. Геоморфология дна и проблема плейстоценового оледенения баренцево-морского шельфа. «Геоморфология», № 2, 1977.
- Матишов Г. Г. Геоморфология дна и некоторые особенности гляциального морфогенеза подводной окраины Западного Шпицбергена. «Океанология», т. XVIII, вып. 2, 1978.
- Матишов Г. Г., Боднар С. А. Рельеф дна и четвертичное оледенение южной части Баренцева моря. В сб. «Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР». Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1976.
- Пуннинг Я.-М. К., Троицкий Л. С. О плейстоценовых оледенениях на Шпицбергене. В сб. «Матер. гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения». вып. 35. М., 1979.
- Спиридонов М. А. Особенности геологического строения шельфов атлантической периферии Арктического бассейна. В сб. «Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое». Л., Гидрометеоиздат, 1970.
- Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М., «Наука», 1977.
- Тараканов Л. В. К вопросу о происхождении рельефа острова Вайгач. «Геоморфология», № 4, 1973.
- Троицкий Л. С. Гляциальный морфогенез. В кн. «Оледенение Шпицбергена (Свальбарда)». М., «Наука», 1975.
- Троицкий Л. С. Современный антигляциализм. М., 1975.
- Ходаков В. Г. Построение модели Европейского покровного ледника, основанной на актуалистическом подходе. В кн. «Палеогеография Европы в позднем плейстоцене, опытный макет атласа-монографии». М., ВИНТИ, 1973.
- Ходаков В. Г. Палеогляциологические реконструкции для эпохи максимума позднеюрского оледенения территории СССР и некоторые палеоклиматические следствия. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 6, 1979.
- Andersen B. G. Glacial geology of Western Troms, North Norway. «Norges geol. undersk.», No. 256, 1968.
- Andersen B. G. The map of end moraines and ice-front lines in Northern Europe (Materials of the CLIMAP Project), 1976.
- Astakhov V. I. New data on the latest activity of Kara-Shelf glaciers in West Siberia. JUGS Project 73-1-24 «Quaternary glaciations in the Northern hemisphere», Rep. No. 5. Prague, 1979.
- Boulton G. S. Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. «Boreas», v. 8, No. 1. Oslo, «Universitetsforlaget», 1979.
- Edwards M. B. Gravel fraction on the Spitsbergen Bank, NW Barents Shelf. «Norg. geol. undersk.», v. 29, No. 316, 1975.
- Hottedahl H., Sellevoll M. Notes on the influence of glaciation on the Norwegian continental shelf bordering on the Norwegian Sea. «The Norwegian Sea region, its hydrography, glacial and biological history». AMBIO special report. Royal Swedish Academy of Sciences, Stockholm, No. 2. 1972.

- Hoppe G.* Ice sheets around the Norwegian Sea during the Wurm glaciation. Royal Swedish Academy of Sciences «Universitetsforlaget», No. 2, Stockholm, 1972.
- Isaeva L. L., Andreeva S. M., Bardeeva M. A., Kind N. V.* Quaternary glaciation of the northern part of Middle Siberia. In «Quaternary glaciation in the Northern Hemisphere». Prague, 1979.
- Reinhard H.* Genese des Nordseeraumes im Quartär. «Fennia», v. 129, 1974.
- Robinson A. H.* The submerged glacial landscape off the Lincolnshire coast. «Trans. Inst. Brit. Geogr.», No. 44, 1968.
- Sundvor F.* Seismic refraction and reflection measurements in the southern Barents Sea. «Mar. Geol.», v. 16, No. 5, 1974.
- Valentin H.* Glacialmorphologische Untersuchungen in Ostensland. Ein Beitrag zum Problem der letzten Vereisung im Nordseeraum. «Abhandl. Freien Univ. Berlin», Bd. 4, 1957.

Институт географии АН СССР
ВНПО «Аэрогеология»
ИКИ АН СССР
ПИНРО

Поступила в редакцию
27.II.1980

GEOMORPHIC CRITERIA OF LATE PLEISTOCENE ICE SHEETS RECONSTRUCTION FOR NORTHERN EURASIA

A. N. MAKKAVEEV, [A. A. ASEEV, V. I. ASTAKHOV, V. VAD. BRONGULEEV,
L. L. ISAYEVA, A. S. LAVROV, G. G. MATISHOV

Summary

Position of glacial centres and ice sheets boundaries both at land and on sea floor has been located more precisely by means of the analysis of marginal features of the last glaciation of North Eurasia using new data especially on the sea floor geomorphology. Configuration of Late Pleistocene ice sheets has been reconstructed on the basis of all glaciological and geomorphological data.