

С.Л. ТРОИЦКИЙ

**СОВРЕМЕННЫЙ
АНТИГЛЯЦИАЛИЗМ**

Критический очерк



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 269

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR · SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

I s s u e 269

S. L. TROITSKYI

MODERN ANTI-GLACIALISM

Critical Essay

Responsible editor

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences

Professor V. N. SACHS



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
MOSCOW 1975

С. Л. ТРОИЦКИЙ

СОВРЕМЕННЫЙ АНТИГЛЯЦИАЛИЗМ

Критический очерк

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
профессор В. Н. САКС



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1975

Современный антигляциализм. С.Л.Троицкий.
М., изд-во "Наука", 1975.

В монографии впервые в отечественной геологической литературе дан полный критический анализ положений и идей современного антигляциализма – научного течения, отрицающего четвертичные покровные оледенения равнин умеренного и субарктического пояса. Автор последовательно и всесторонне рассматривает основные представления антигляциалистов, факты и суждения, положенные в их основу, вскрывает их внутреннюю противоречивость и приходит к выводу, что покровные оледенения играли важную роль в четвертичном литогенезе и морфогенезе на равнинах северной Евразии и нет никаких причин отказываться от ледниковой теории.

Работа рассчитана на специалистов геологов, геоморфологов и географов.

Таблиц 8, иллюстраций 42, библиогр. 206 назв.

The book is concerned with the first in the Russian geological works critical analysis of the modern antiglaciation conception, i.e. the scientific trend that contradicts the theory of Quaternary glaciation of the plains in the moderate and subarctic belts. The author consistently examines general ideas, assumptions, and data of antiglaciationists. He reveals the internal contradictions in their conceptions and comes to the conclusion about a very great significance of the sheet glaciers for lithogenesis and morphogenesis on the North Siberian plains.

"... настоящая наука – это и есть дискуссия, которая никогда не прекращается и тем самым шаг за шагом приближает нас к познанию истины".

С.В. Калесник

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени антигляциализм – концепция, отрицающая бывшие покровные оледенения на равнинах умеренного и субарктического пояса – имел единичных сторонников из числа исследователей четвертичных, а также современных фаун и флор нашей страны (Пидопличко, 1946; Пидопличко, Макеев, 1952; Ильин, 1963; Васильев, 1963, 1968; и др.). Весьма примечательно, что среди них практически не было ни геологов-четвертичников, стратиграфов и литологов, ни геоморфологов, ни палеопалинологов, т.е. лиц, наиболее близко знакомых с геологическим строением, рельефом и историей развития растительности областей, подвергавшихся покровным оледенениям. Только в последнее десятилетие, на материалах, полученных при исследовании четвертичных отложений и рельефа северной части Западной Сибири и бассейна р. Печоры, антигляциализм возродился вновь и получил довольно широкое распространение (Кузин, 1960; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Афанасьев, Белкин, 1963; Кузин, Чочиа, 1965; Загорская, 1965; Зайонц, Крапивнер, 1967; и др.). В отличие от раннего этапа развития этого направления ныне его возглавляет и поддерживает ряд геологов-четвертичников и геоморфологов.

Параллельно с антигляциалистическими представлениями результаты исследования указанных областей привели к возрождению дрейфовой гипотезы (Лазуков, 1957, 1960, 1965; Зубаков, 1960, 1963) и появлению ее новой разновидности – гипотезы шельфово-ледниковой формации (Зубаков, 1968). Обе эти концепции в их современном виде сильно отличаются от классической универсальной дрейфовой гипотезы Ч.Ляйеля и совершенно справедливо считаются лишь одной из разновидностей всеобщей ледниковой теории, ее разделом, применимым ограниченно к некоторым приморским областям равнинной суши или материковой отмели (Марков, Величко, 1967; Краснов, 1968).

Появление ортодоксальных и умеренных антигляциалистических взглядов в 60 – 70-х годах XX в. почти через сто лет после ут-

¹Из предисловия к книге П.С.Воронова "Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли" (Л., "Наука", 1968, стр. 3).

верждения теории покровных оледенений (1872–1876 гг.), может показаться забавным анахронизмом, не заслуживающим пристального внимания. Однако эти представления не только получили относительно широкое распространение в советских научных публикациях, но и стали основой стратиграфических и палеогеографических доктрин, принятых рядом научных учреждений и коллективов исследователей четвертичных отложений равнин сибирского и европейского севера. Им следуют геологи Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института, Научно-исследовательского института геологии Арктики, Второго гидрогеологического управления, географического факультета Московского государственного университета. Более того, антигляциалистические воззрения положены в основу региональных и унифицированных схем четвертичных отложений для Западной Сибири, принятых стратиграфическими совещаниями в 1960 г. (в Новосибирске) и в 1967 г. (в Тюмени), утвержденных Межведомственным стратиграфическим комитетом и ставших обязательными для геологов-съемщиков и составителей листов Государственной геологической карты. На основе антигляциалистических гипотез созданы разносторонние стратиграфические, палеогеографические, геоморфологические и историко-геологические концепции. Они учитываются при создании крупных геологических сводок, составлении обзорных геологических, геоморфологических, палеогеографических, неотектонических карт и даже некоторых учебников. Ореол "смелого новаторства" открыл антигляциализму доступ на страницы популярных научно-технических журналов.

Таким образом, речь идет не об отдельных эпизодических рецидивах антигляциалистических (по сути дела – догляциалистических) взглядов, а об определенной системе представлений, укрепившейся идейно и закрепившейся организационно, а следовательно, заслуживающей серьезного отношения и обстоятельного анализа.

Предлагаемая вниманию читателей работа содержит критический разбор основных положений антигляциалистов и сторонников широкого распространения ледниково-морских фаший, выдвинутых на основании общих результатов изучения четвертичных отложений и рельефа северной Сибири – главным образом Западно-Сибирской равнины и Северо-Сибирской (Таймырской) низменности.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАВНИН СИБИРСКОГО СЕВЕРА

Четвертичные отложения в северной части Западной Сибири и в Таймырской низменности образуют почти сплошной покров средней мощностью около 120 м и представлены исключительно терригенными, преимущественно сероцветными неконсолированными породами: глинами, алевролитами, песками, а также несортированными породами, содержащими грубый обломочный материал, реже — галечниками, валунными галечниками или валунниками.

Ложе четвертичной толщи весьма неровно, сильно расчленено. Намечаются крупные, нередко долинообразные депрессии, долины, рывтины, опускающиеся на 120—320 м ниже уровня океана, а также разделяющие их крупные возвышения, на которых кровля дочетвертичных пород поднимается очень высоко, выходит на поверхность и нередко достигает 100—220 м абсолютной высоты.

Толща четвертичных накоплений ложится со слабым угловым и отчетливым денудационным и стратиграфическим несогласием на палеогеновые, меловые, а по окраинам низменностей — также на юрские, триасовые и палеозойские породы. В границах четвертичных морских трансгрессий (около 1,2 млн. км²) четвертичные накопления подстилаются палеогеном на 40,2% площади, породами меловой системы на 50,4%, юрской — на 1%, триасовой и более древних — на 8,4%. Таким образом, на 91,6% площади они налегают на рыхлые или слабо консолидированные породы: пески, алевролиты, глины с немногочисленными пластами алевролитов, песчаников, сидерита, мергеля, угля, а также на опоки, диатомиты и диатомовые глины. Прочные (скальные) изверженные и осадочные породы триаса и палеозоя лежат под четвертичной толщей только по окраинам низменностей и нигде (кроме крайнего северо-востока Таймырской) не приближаются к поверхности в их пределах. Иначе говоря, внутри равнин практически нет местных источников, которые могли бы поставлять грубые обломки прочных пород для формирования четвертичных отложений.

История накопления четвертичной толщи на сибирских равнинах — это в значительной мере история разрушения скальных пород горно-

го обрамления и рыхлых пород местного субстрата, а также переноса и отложения обломочных масс, превращения их в осадки и новые рыхлые породы. Существенные изменения в масштабах, способах, дальности перемещения обломков и в условиях их накопления должны были неизбежно отразиться в литологических особенностях отложений. В четвертичном периоде наиболее заметные перемены такого рода были связаны с климатическими колебаниями, определявшими также изменения уровня океана, состава местных фаун и флор. Таким образом, каждому крупному климатическому ритму должен соответствовать ритм колебания уровня океана, седиментационный и миграционный ритмы.

В первой общей стратиграфической схеме, разработанной В.Н.Саксом (1939, 1945, 1953), эта основная концепция четвертичной стратиграфии была выражена очень четко. Четвертичная толща равнин сибирского севера была разделена на четыре отдела, ряд горизонтов и таксонов свободного пользования (сверху вниз).

Современный отдел (голоцен): аллювий пойменных и нижних надпойменных террас, морские отложения низких террас на побережьях, часть поверхностных торфяников.

Верхний отдел. Сартанский горизонт: морены и флювиогляциальные отложения в горах и предгорьях; почвенные льды и фирны на равнинах;

каргинский горизонт: отложения морских террас высотой 15–35 м в Западной Сибири, 30–90 м – в Таймырской низменности, а также аллювий соответствующих им высоких надпойменных террас; глубокий размыв;

зырянский горизонт: морены, водно-ледниковые отложения, ископаемые льды и фирны последнего покровного оледенения;

казанцевский горизонт: мелководные морские пески и алевриты с *Arctica (Cyprina) islandica*; по окраинам низменностей в основании горизонта – поверхность размыва;

санчуговский горизонт: относительно мелководные (элиторальные) морские глины с *Joldiella (Portlandia) lenticula*; объединяет по простирацию санчуговскую и салемадьскую свиты.

Размыв с амплитудой до 80 м;

мессовский горизонт: речные пески.

Средний отдел. Морены максимального покровного оледенения; валунные галечники (остаточные морены);

Межледниковые морские глины и речные пески в глубоких погребенных долинах.

Нижний отдел. Остатки морен древнего оледенения на дне глубоких погребенных долин.

Основой схемы, как это четко видно, является чередование ритмов ледникового и неледникового (межледникового, межстадиального) осадконакопления.

Эта схема оказала глубокое влияние на исследователей четвертичной системы советского севера и всей Сибири; получила всеобщее и международное признание.

По мере накопления новых материалов, в 50 – 70-х годах в исходную схему вносились дополнения и изменения, были предложены также местные схемы для различных районов сибирского севера и новые общие (региональные) схемы для Западной Сибири, включавшие северные районы (схемы 1960 и 1967 гг.). В этом процессе можно наметить две основные тенденции:

первая – заключалась в попытке пересмотреть основы: схемы с позиций последовательного или умеренного антигляциализма, исключить из нее горизонты континентальных морен (по возможности, и все континентальные отложения вообще), заменить их свитами морских, ледово-морских или в лучшем случае ледниково-морских отложений, отказаться от выделения поверхностей региональных перерывов и перейти к представлению о едином морском разрезе, формировавшемся вплоть до второй половины или конца верхнечетвертичного времени; она дополнялась стремлением понизить возраст нижней части разреза (иногда вплоть до плиоцена и даже миоцена);

вторая – состояла в стремлении к более дробному разделению горизонтов, выделении новых стратиграфических таксонов, при более или менее последовательном сохранении основ исходной схемы. Выделение новых горизонтов и слоев также сопровождалось стремлением понизить возраст отложений, лежащих под основанием казанцевского горизонта, но только в пределах четвертичного периода.

Во взглядах отдельных исследователей и предложенных ими схемах эти тенденции то выступают в чистом виде, то сочетаются самым причудливым образом. Официальные региональные и унифицированные схемы 1960 и 1967 гг. представляют в этом отношении совершенно неудовлетворительные попытки сочетать несовместимые гляциалистические и антигляциалистические представления. Ту же картину представляет новейшая схема стратиграфии четвертичных отложений Западной Сибири (Зубаков, 1972), в которой эклектичное сочетание различных взглядов дополняется растягиванием различных частей единых горизонтов на разные стратиграфические уровни, а также неудержимым новаторством в номенклатуре стратиграфических единиц.

Не вдаваясь подробно в сложную эволюцию стратиграфических представлений, следует отметить наиболее важные изменения, внесенные в исходную схему, перечислить и пояснить наиболее часто употребляющиеся названия новых стратиграфических единиц и в заключение привести схему, которой придерживается автор в этой работе.

В связи с находкой морены максимальной стадии последнего оледенения поверх аллювия каргинского горизонта (Троицкий, 1967) и выявлением более поздних межстадиальных отложений оказалось целесообразным объединить все накопления последнего покровного оледенения в единый зырянский горизонт с выделением подгоризонтов и слоев с собственными названиями, а также некоторых таксонов в открытой номенклатуре.

Представление о казанцевском горизонте сохранилось без существенных изменений, но в связи с отнесением санчуговского горизонта к среднему отделу, казанцевский горизонт стал самым нижним в верхнем отделе, хронологически соответствующим всему последнему межледниковью.

Наибольшие изменения претерпели представления о санчуговском горизонте. Из-за недостаточной определенности его соотношения с ледниковыми отложениями среднего отдела, позднеледниковым обликом комплекса санчуговской фауны моллюсков, отмеченным В.Н.Саксом еще на ранних стадиях исследования (Сакс, 1939), вероятностью отнесения мессовского горизонта к позднеледниковому времени (Сакс, 1952) и неопределенностью возраста валунных галечников, подстилающих мессовские пески в типовых разрезах около Усть-Енисейского порта, возникли различные предположения о его фациальной природе и возрасте.

В.А.Зубаков (1957, 1960) предполагал фациальное замещение горизонта моренами раннего верхнечетвертичного ("енисейского") ледникового горизонта, С.А.Архипов и О.В.Матвеева (1964) — моренами поздней (тазовской) стадии среднечетвертичного оледенения, а Г.И.Лазуков (1960, 1970), Лазуков, Рейнин (1961) предложили выделять единую салехардскую ледниково-морскую свиту, замещающую по простиранию и санчуговский горизонт и все ледниковые наземные отложения среднего отдела. Соответственно появились новые стратиграфические названия: енисейский горизонт, тазовско-санчуговская (или санчуговско-тазовская) свита, салехардская свита. В.Я.Слободин и О.В.Суздальский (1969) для соответствующей части разреза Енисейского севера предложили название кочоский горизонт, объединяющий санчуговские слои и выделенные ими, частично в дополнение к прежнему объему санчуговского горизонта, усть-портовские слои. Многочисленные местные названия, которые мы опускаем, предложены ими для разрезов Обского севера, а В.А.Зубаковым (1972) — для различных районов севера Западной Сибири.

В дополнение к прежнему объему санчуговского горизонта автор выделил надстраивающие разрез морских глин мелководные пески, получившие названия "водораздельные пески", никитинские пески (Троицкий, 1966, 1969) или малышовские пески (Зубаков, 1972). Песчаные фации салехардской свиты получили название мужинских песков и сабунской свиты (Захаров, 1965; Кузин, Чочиа, 1965).

Особенно сложным и запутанным стал вопрос о стратиграфическом положении и возрасте санчуговского горизонта после обнаружения горизонта серых морских глин, весьма близкого к нему по фациальному облику и составу фауны моллюсков, но лежащего явно стратиграфически ниже среднечетвертичных морен или их водных аналогов. Он получил разные местные названия: казымская свита (Лазуков, Рейнин, 1961), обские слои (Гудина, 1966), мужинская свита (Зайонц, Крапивнер, 1967), малообские

слои (Слободин, Суздальский, 1969) – на Обском севере, а также туруханская морская свита (Загорская и др., 1965), туруханские слои (Гудина, 1969), усть-соленинские слои (Слободин, Суздальский, 1969) – на Енисейском севере. Возник вполне резонный вопрос: действительно ли существуют два одинаковых (или очень близких) горизонта морских глин и алевроитов "санчуговского типа", один из которых лежит над отложениями среднечетвертичного ледникового времени (независимо от их генезиса), а другой – под ними, или это один и тот же горизонт (Троицкий, 1969).

Ответ на этот вопрос начал проясняться с двух сторон. Во-первых, присоединение к санчуговским глинам никитинских песков придало завершенность санчуговскому седиментационному ритму, а следовательно, и самостоятельность, т.е. выявило принадлежность санчуговского и казанцевского горизонтов к разным крупным трансгрессиям, и в соответствии с канонами четвертичной геологии – к разным межледниковым интервалам. В пользу такого решения свидетельствовало также установление следов регионального (а не местного) денудационного перерыва в основании казанцевского горизонта (Троицкий, 1966). Во-вторых, в основании казанцевского горизонта были обнаружены значительные валунно-галечные слои, которые в местных условиях можно было трактовать не иначе, как остатки размытых ледниковых отложений, а иногда (в г. Дудинке и его окрестностях) и сохранившиеся от размыва пачки морен и ленточных глин. Поскольку эти геологические данные были получены при изучении типовых разрезов санчуговского горизонта и разрезов соседних районов, автор счел возможным отнести глины и алевроиты санчуговской свиты и согласно лежащие на них никитинские пески к нижней части среднего отдела четвертичной системы, а перекрывающие их ледниковые отложения – к накоплениям максимального оледенения, т.е. к верхней части того же отдела (Троицкий, 1972). В дальнейшем (Троицкий, 1975) была показана возможность включения в санчуговский горизонт самостоятельной прежде пачки "межледниковых морских глин" среднечетвертичного возраста, залегающей в погребенной долине к востоку от Усть-Енисейского порта.

Судьба мессовского горизонта и мессовской свиты была тесно связана с превратностями, которые испытал санчуговский. Он был также перемещен в средний отдел, рассматривался в качестве межстадиального или межледникового, разделяющего верхнюю и нижнюю пачки среднечетвертичных ледниковых отложений, и получил названия мессовско-ширтинского (схема 1960 г.), мессовско-самбургского (Архипов, 1960) горизонта или мессовской свиты (Архипов, Матвеева, 1964). Все двойные названия с точки зрения стратиграфических правил являлись неправомочными, а, кроме того, с мессовским горизонтом низовьев Енисея сопоставлялись совершенно другие по возрасту отложения. Геологи НИИГеологии Арктики вначале объединяли мессовскую свиту с санчуговской в

мессовско-санчуговскую свиту (Загорская и др., 1965), а затем перевели мессовские отложения в разряд обозначений свободного пользования — "пачку песков и галечников" (Слободин, Суздальский, 1969).

Автор, обнаруживший в типовых разрезах окрестностей Усть-Енисейского порта слой морены, лежащей между кровлей мессовской свиты и подошвой санчуговской, сопоставил его наличие с явлениями глубокого размыва кровли мессовской свиты (установленными В.Н.Саксом) и пришел к выводу о принадлежности мессовской свиты к самостоятельному седиментационному и климатическому ритму. Этот вывод позволил отнести мессовскую свиту к нижнему отделу четвертичной системы и сопоставить ее с рядом свит, занимающих то же стратиграфическое положение.

Таким образом, из трех нижних горизонтов верхнего отдела в его составе остался только самый верхний — казанцевский. Санчуговский горизонт переместился в средний отдел, а мессовский — в нижний.

Морены, водно-ледниковые и межморенные отложения максимального оледенения были объединены в самаровский "ярус" или бахтинский надгоризонт, в который вошли отложения раннего среднечетвертичного оледенения (стадии) — самаровский горизонт, межледниковый (межстадиальный) аллювий — ширтинский горизонт и отложения позднего оледенения (стадии) — тазовский горизонт (Шацкий, 1956). Впоследствии С.А.Архипов выделил из состава ледниковых отложений самаровской серии варламовские слои (морену) и подстилающие их белогорские слои (межстадиальные озерные отложения) и более древние ледниковые отложения, образующие самаровскую свиту (Архипов, Матвеева, 1964).

Речные отложения, подстилающие отложения максимального (самаровского) оледенения, выделялись под названиями ларьякской свиты, юганских слоев, туруханской свиты (Шацкий, 1956; Архипов, Матвеева, 1964), объединявшихся в тобольский горизонт. Автор считает его (по крайней мере частично) возрастным аналогом санчуговского горизонта морских отложений (Троицкий, 1975).

В результате пересмотра возраста санчуговского горизонта наиболее древними четвертичными отложениями оказываются ледниковые, водно-ледниковые, морские и речные отложения, лежащие между подошвой санчуговского и тобольского горизонтов, с одной стороны, и кровлей дочетвертичных пород — с другой. Автор объединяет их в мессовский горизонт в составе мессовской свиты (включающей не только дельтовые пески, но и валунные галечники, относившиеся прежде к остаткам морен максимального оледенения, а также пески глубоких погребенных долин), белоярской свиты (Архипов, Матвеева, 1964), болгохтохской свиты (Гудина, 1969), варомыяхинских слоев (Слободин, Суздальский, 1969) на Енисейском севере, полуйской свиты (Лазуков, Рейнин, 1961;

Лазуков, 1970), тильтимских слоев (Гудина, 1966) или нижней части мужино-уральской толщи (Слободин, Суздальский, 1969) Обского севера и хатангской свиты восточной части Таймырской низменности, установленной П.С.Вороновым и В.А.Черепановым (Сакс, 1953).

По данным автора, в составе всех этих свит присутствуют две пачки отложений ледникового генезиса (включая остаточные морены – валунно-галечные слои и ледниково-морские накопления) и разделяющие их пачки морских и речных межстадиальных отложений, которые впоследствии могут получить значение самостоятельных слоев с собственными географическими названиями.

В предлагаемой ниже региональной схеме употребляются следующие стратиграфические подразделения: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен (условные части системы). Плейстоцен делится на нижний, средний и верхний (соответствующие старым "отделам", а в региональном плане – надгоризонтам). Эти подразделения включают горизонты, подгоризонты и слои; используются также обозначения свободного пользования.

Схема имеет следующий вид.

Голоцен: почвенные пластовые и клиновидные льды, поверхностные торфяники, аллювий пойменных и частично нижних надпойменных террас; морские отложения низких террас на побережьях.

Плейстоцен. I. Верхний плейстоцен. 1. Зырянский горизонт:

а) сартанский (верхне-зырянский) подгоризонт:

норильские слои – морены и водно-ледниковые отложения последней (норильской) стадии оледенения, в предгорьях и межгорных котловинах; аяклинские (аллередские) слои – межстадиальные речные и озерные отложения;

вальковские ленточные глины;

ньяпанские слои – морены и водно-ледниковые отложения ньяпанской стадии;

дюрюсские слои – солонатоводные ленточновидные глины, алевроиты и пески с *Portlandia arctica*, слагающие ингрессионные и береговые террасы высотой 30–60 м;

гыданские слои – морены и водно-ледниковые отложения гыданской (максимальной) стадии оледенения;

б) каргинский (среднезырянский) подгоризонт: межстадиальный аллювий погребенных речных долин, перекрытый гыданской мореной; размыв;

в) ермаковский (нижнезырянский) подгоризонт: морены и водно-ледниковые отложения ранних стадий зырянского оледенения; денудационный перерыв.

2. Казанцевский горизонт – мелководные межледниковые морские пески и алевроиты с *Arctica (Cyprina) islandica*, *Zirphaeae crispata*, *Cardium edule*; в северной части региона – с *Chlamys (Pecten) islandicus*;

денудационный перерыв.

II. Средний плейстоцен. 1. Бахтинский (самаровский) горизонт:

а) тазовский подгоризонт – морены и водно-ледниковые отложения тазовской стадии максимального оледенения;

б) ширтинский подгоризонт – межстадиальный аллювий;

в) самаровский подгоризонт:

варламовские слои – морены поздней фазы самаровской стадии максимального оледенения;

белогорские слои: озерные межстадиальные отложения; морены и межстадиальные отложения ранних фаз максимального оледенения (не подразделены и не имеют собственных названий).

2. Санчуговский горизонт – морские отложения максимальной межледниковой трансгрессии; объединяет по простирацию санчуговскую свиту, туруханскую морскую свиту; усть-соленские слои, казымскую свиту, обские слои (термины мужинская свита, малообские слои, туруханские слои являются поздними синонимами указанных раньше подразделений).

Санчуговская свита низовьев Енисея состоит из нижесанчуговской подсвиты (глины, алевроиты с комплексом элиторальных морских моллюсков, включающим характерный вид *Joldiella lenticula*) и верхнесанчуговской подсвиты (мелководные пески с арктическим комплексом верхнесублиторальных моллюсков – бывшие никитинские пески).

III. Нижний плейстоцен. Мессовский горизонт объединяет по простирацию мессовскую, болгохтохскую, белоярскую, полуйскую, тильтимскую и хатангскую свиты; может быть разделен на верхние и нижние ледниковые слои (включая ледниково-морские отложения) и разделяющие их межстадиальные слои – морские и речные отложения. Под нижними и под верхними ледниковыми слоями – поверхности денудационного перерыва.

Межледниковые отложения нижнего плейстоцена и эоплейстоцен (в объеме, принятом автором, – от аналогов гюнца до калабрия включительно) в местных разрезах пока не установлены.

В основу построения этой схемы положен тот же основной принцип, что и в первой схеме, предложенной В.Н.Саксом, и сохранены в соответствии с правилами приоритета названия основных горизонтов (вне зависимости от изменения их возрастной оценки).

РОЛЬ ОБЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Прежде всего следует поставить вопрос: почему именно равнины Печорского бассейна и севера Сибири стали новой родиной антигляциализма? Что сближает их между собой и чем они отличаются от других областей древних покровных оледенений? Наиболее общей чертой их взаимного сходства и отличия от классических ледниковых областей является рыхлость и огромная мощность неконсолиди-

рованного субстрата, по которому должны были перемещаться льды покровных оледенений. В Северной Америке, Фенноскандии и значительной части Северной Европы ложем ледников служили прочные скальные породы архейского, протерозойского или палеозойского возраста. В бассейне же Печоры и на севере Сибири — мезозойские и кайнозойские пески, алевроиты, глины, в лучшем случае — опоки, единичные пласты песчаников и алевролитов. Иначе говоря, там практически отсутствовали источники пополнения морен местным грубообломочным материалом, в то время как под ледниками Северной Европы и Северной Америки почти каждый квадратный метр субстрата мог поставлять его в морены. Роль же обломков местных пород в формировании морен огромна, как это показал К.К.Марков (1955), проследивший изменение мощности, цвета и состава основной массы морены последнего оледенения по меридиональному профилю между Карельским перешейком и главным девонским полем северо-запада Русской платформы. Сходные результаты получил и С.Хансен, исследовавший морены Дании, в которых обломки местных пород слагают 60–90% валунного суглинка (Hansen, 1965).

Рыхлость субстрата на огромных пространствах северных равнин являлась основной причиной малой валунности морен и уменьшения в них общего числа грубых обломков по мере удаления от горных окраин, служивших не только центрами оледенения, но и единственными поставщиками каменного материала. В случае же смещения центров оледенений в пределы самих равнин роль этих источников могла стать совершенно ничтожной и могли формироваться почти безвалунные и даже почти совершенно не содержащие грубого обломочного материала морены из перемятых, перетертых и перемешанных песчано-глинистых пород субстрата — морены, резко отличающиеся от "классического" валунного суглинка.

Эту особенность местных морен впервые отметил еще в 1930 г. Н.Н.Урванцев в отношении верхней морены Таймырской низменности, но она в равной мере присуща моренам любого возраста, сформировавшимся в сходных условиях. Такие морены, состоящие в основном из крошки эоценовых опок с примесью обломков уральских пород, установлены среди пород, слагающих Белогорский материк на р.Оби (Шумилова, 1968). Даже в разрезах по берегам Енисея в его среднем течении (между устьями Подкаменной и Нижней Тунгуски), удаленных всего на несколько десятков километров от скальных выходов плоскогорья, в основании моренных горизонтов встречаются своеобразные породы, состоящие из мелких неправильных раздавленных и развальцованных обломков крепких мономиктовых глин мезозойского облика (Шумилова, Бузулуцков, 1971). Сходный состав имеют фремингтонские валунные глины Девоншира (Dewey, 1948) и некоторые моренные глины Северогерманской низменности (Zeupel, 1928).

Особенно благоприятны для образования подобных морен области, смежные с узким Уральским хребтом, в пределах которого площадь экзарации скального субстрата не могла быть значительной. Не уди-

вительно поэтому, что равнины Печорского бассейна и Обского севера, прилегающие к его подножиям, стали "Меккой и Мединой новейшего антигляциализма". Равнины же, прилегающие к трапповым плато Средней Сибири и горному Таймыру с их огромными площадями скального субстрата, подвергавшегося экзарации и соответственно с "более типичными" моренами, всегда оставались опорой гляциалистов. Поразительно лишь то, что вместо вполне естественного выявления местного своеобразия морен часть исследователей Обского, а затем и Енисейского севера предпочла отказаться от ледниковой теории.

После этих предварительных общих замечаний перейдем к анализу доводов, выдвигаемых противниками покровных оледенений равнин.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ ГРУБЫЙ ОБЛОМОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ

Литологические особенности

Вынесенный в заголовок раздела вопрос — один из центральных в дискуссии между гляциалистами и антигляциалистами. Позиция антигляциалистов весьма определенно сформулирована Н.Г.Загорской: "Литологический облик морен давно и прочно потерял в описаниях четвертичных разрезов районов, подвергавшихся оледенению в прошлом, особенно в том случае, если эти районы сложены рыхлыми мощными толщами, лежащими на рыхлом же основании мезозойских осадочных пород" (Загорская и др., 1965, стр. 83). В этом положении привлекает вторая часть, в которой содержится признание специфики местных геологических условий формирования отложений, в том числе, по-видимому, и ледниковой группы, и вызывает возражение первая. Подобное и всестороннее описание и исследование пород, слагающих разрезы плейстоцена сибирских равнин, позволяет в большинстве случаев достаточно точно отличать морены и другие отложения ледниковой группы от накоплений неледникового происхождения. Только при беглом изучении разрезов возникают "обобщенные" типы пород, в которых трудно рассмотреть какие-либо специфические черты.

Специальное литологическое изучение морен, подморенных и надморенных отложений Енисейской впадины, подробно описанных автором в береговых разрезах по Енисею между устьями рек Бахты и Сухой Тунгуски, предприняли Е.В.Шумилова и Ф.С.Бузулуцков (1971). Исследование прозрачных шлифов из образцов пород с ненарушенной структурой, определение их типов, состава и характера цемента, гранулометрического и минерального состава, формы обломков и геохимических особенностей позволило установить четкие диагностические признаки местных морен, не зависящие от количества содержащегося в них грубообломочного материала, варьирующего в пре-

делах - от 1-2 до 40-50 обломков (крупнее 5 мм) на 1 дм² вертикального сечения слоя (или от 1 до 35% веса породы)¹. Перечислим основные из них.

1. Гранулометрический состав морен многофракционен, породы полностью лишены каких-либо признаков сортировки материала и имеют вид типичных хлидолитов.

2. Слоистость, как правило, отсутствует.

3. Обломочный материал галечно-гравийно-песчаной размерности весьма разнороден, является резко полимиктовым.

4. Подавляющее большинство мелких обломков угловато; полуугловатую форму имеют только куски относительно мягких пород - известняков, алевролитов, глин. Хорошо окатаны немногие зерна циркона, сфена, рутила, явно переотложенные из древних осадочных толщ.

5. В минеральном составе алевролитовой фракции преобладают неустойчивые к выветриванию минералы. В легкой фракции доминируют основные плагиоклазы; содержание кварца всего 20-30%, а отношение суммы плагиоклазов и щелочных полевых шпатов к кварцу лежит в пределах 2-3, не опускаясь ниже 1,7². Моноклинные пироксены составляют 59-78% тяжелой фракции.

6. Цемент породы является механической смесью наиболее тонких частиц гидрослюд, хлорита и карбоната кальция; господствует цемент заполнения или базальный.

7. Карбонатность морен, судя по содержанию CO₂, обычно в несколько раз выше, чем отложений иных типов. Содержание хлора в 1,5 - 2,5 раза ниже, чем в морских отложениях смежных районов.

Примечательно, что отсутствие сортировки и беспорядочное размещение более грубых обломков присуши моренам на "разных уровнях" структуры: от расположения валунов по сечению слоя и обломков гравийно-галечной размерности в срезе штуфа - до расположения гравийных, песчаных и алевролитовых зерен в шлифах под микроскопом. Мы не располагаем пока данными столь подробных исследований других районов, но превосходное совпадение результатов полевого и лабораторного определения валунных суглинков и глин ледникового происхождения укрепляет уверенность в том, что морены можно вполне надежно отделять от других накоплений с мегакластами и без специальных лабораторных исследований.

¹Е.В.Рухина (1960) для морен, сформировавшихся на осадочных породах, считает обычным содержание грубых обломков в пределах 5-10%. По данным Н.Н.Урванцева (1957), в моренах предгорной полосы около г. Норильска оно доходит до 75-80%, не опускаясь ниже 5-10%.

²А.Кайо (1961) считает высокое содержание полевых шпатов и плагиоклазов весьма характерным для отложений ледниковой группы, накоплений пустынных и горных областей. В наших условиях оно указывает только на первую из перечисленных обстановок.

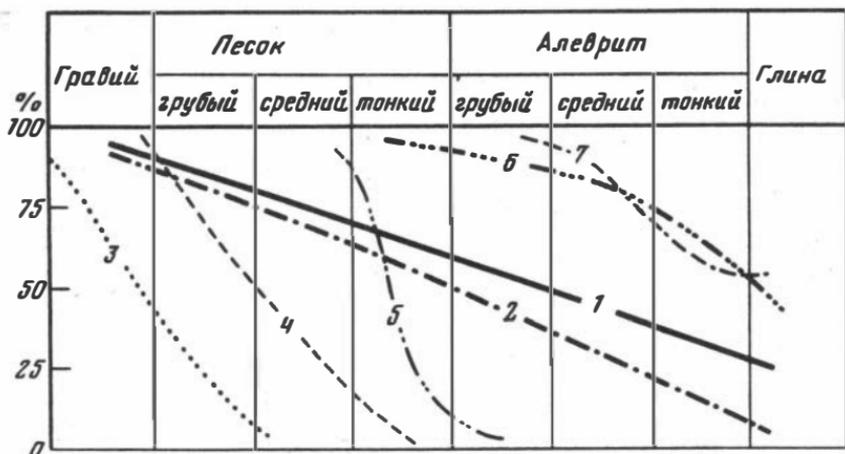


Рис. 1. Гранулометрический состав некоторых типов четвертичных отложений Дании (по Hansen, 1965)

1 – морена глинистая; 2 – морена песчаная; 3 – флювиогляциальный гравий; 4 – флювиогляциальный песок; 5 – золовый песок; 6 – озерно-ледниковые отложения; 7 – отложения ильдиевого моря

В том, что такие основные признаки морен как отсутствие слоистости и сортировки материала, широкий разброс гранулометрических фракций, обилие грубых обломков и повышенная карбонатность присущи им в любых ледниковых и древнеледниковых районах земного шара, легко убедиться, просмотрев описания, руководства и даже инструкции и учебники. Приведем только один пример – гранулометрический состав морен Дании (рис. 1), сформировавшихся (подобно сибирским) на рыхлом субстрате из мезозойских и кайнозойских отложений.

К отдельным литологическим признакам, характеризующим морены или глинисто-алевритовые породы с мегакластами другого генезиса, автор будет возвращаться постоянно, по мере изложения материала, однако с самого начала целесообразно рассмотреть пути формирования таких отложений, в первую очередь – способы транспортировки мегакластов, а также выяснить, чем отличаются или могут отличаться образующиеся при этом породы.

Возможные способы переноса грубых обломков и некоторые особенности формирующихся при этом пород

Присутствие и распределение в песчано-глинистых плейстоценовых отложениях сибирских равнин грубых обломков пород и сложенных ими прослоев является одним из постоянных предметов дискуссии. В конкретных местных геологических условиях разное грубых

обломков в заметном масштабе могли осуществлять только ледники покровных наземных оледенений, шельфовые ледники, плавающие льды (речные, морские или айсберги). Противники ледниковой теории приводят отдельные факты переноса валунов, галек и их скоплений плавающими льдами, подсчитывают "грузоподъемность" льдин (Кузин, 1960; Кузин, Чочиа, 1965), но не приводят никаких количественных характеристик процесса и не анализируют его вероятных последствий для формирования тех или иных литологических особенностей пород (если не считать самого наличия в породе грубых обломков).

Перенос речными и озерными льдами. Количественных оценок переноса в литературе найти не удалось, но в нашем распоряжении есть прямые наблюдения над результатами грандиозных многолетних "экспериментов", поставленных самой природой.

1. На пойменных террасах, русловых песчаных островах и отмелях Енисея на протяжении 2400 км между г. Красноярском и устьем нет скоплений валунно-галечного материала. Нет его и на прибрежных отмелях, если в примыкающих к ним береговых обрывах не выходят морены или другие отложения, содержащие грубо-обломочный материал. Знаменитые валунные бечевники Енисея, подробно описанные С.А.Архиповым и Ю.А.Лаврушиным (1958), с их валунными мостовыми, ледонапорными валами-кекурами, валунными мысами-коргами, начинаются только в границах четвертичных оледенений или в непосредственной близости к ним. Место их появления можно указать с точностью до сотен метров: первый валунный бечевник на правом берегу находится в 15 км ниже устья р. Сым, несколько южнее границы распространения морены максимального оледенения по левому берегу реки, указанной Ю.П.Казанским (1956). Выше по реке, несмотря на то, что она протекает сотни километров вдоль Енисейского кряжа, у самого его подножия, валунные бечевники не формируются. Наиболее обильны валунами и галькой бечевники, непосредственно срезающие морену (рис. 2). Бечевниковые скопления грубых обломков являются остаточными от размыва валунодержавших пород (Ламакин, 1948) и их нельзя приводить в качестве примера современной речной аккумуляции, как это делает Н.Г.Загорская (1965).

Географическое распределение валунных бечевников свидетельствует против массового переноса грубых обломков речными льдами даже на такой реке, как Енисей.

2. В разрезах пойменных террас Енисея и его крупных притоков валуны и галька практически не встречаются, хотя их формирование идет уже не менее трех тысячелетий (Алексеев и др., 1965), и результаты речного переноса валунов и гальки должны были сказаться, если бы этот процесс имел заметные масштабы.

3. На берегах крупных озер Таймырской низменности и Гыданского полуострова валунные пляжи формируются только при размыве отложений, содержащих гальку и валуны (озера Пясино, Советское, Хассейн-то, Маковское, Мелкие и др.). В том случае, когда один



Рис. 2. Валунный бечевник, срезающий морену. Правый берег Енисея, в 14 км выше поселка Зыряново. Фото автора

из берегов озера примыкает к возвышенностям, несущим покров ледниковых отложений, а другой – к низинам, сложенным безвалунными накоплениями, валунные пляжи окаймляют только высокий берег, а на противоположном совершенно нет валунов и гальки. Поразительный пример в этом отношении дают берега самого северо-западного из крупных озер группы Лытусе (озера Мелкие) на границе возвышенности Нэу-Седа и Верхне-Агапской низины, в западной части Таймырской низменности. Северо-западный берег, примыкающий к склону ледниковой возвышенности, загроможден валунником, лежащим "в три наката", в то время как на северо-восточном берегу, обращенном к низине, на песчаных пляжах нет ни одного валуна и почти нет гальки, хотя на них есть ледонапорные валы, образованные весенними подвижками плавучих льдов. Границу между берегами с разным покровом можно определить с точностью до нескольких десятков метров. Эти наблюдения свидетельствуют об отсутствии заметного переноса валунов и гальки озерными льдами.

4. В отложениях огромных позднеплейстоценовых озер, существовавших на северо-сибирских равнинах и в предгорьях (Норильского, Верхне-Агапского, Сырадасайского и других), почти нет скоплений валунно-галечного материала, несмотря на то, что они окружены возвышенностями, на которых такой материал встречается в изобилии. К тому же многие из них подходили вплотную к высоким горным склонам или непосредственно граничили с ледниками. На

бечевниках рек Норилки, Агапы, Шаку, Быстрой там, где они прорезают озерные равнины, совершенно нет скоплений валунов и гальки, но зато весьма обильны россыпи мергельных конкреций – “иматовских камней” – единственного остаточного продукта размыва огромных объемов озерно-ледниковых отложений. В разрезах озерно-ледниковых глин по берегам среднего и нижнего Енисея и его притоков “подвешенный” в слоистой тонкой породе грубообломочный материал встречается очень редко и приурочен к нижним слоям, лежащим прямо на морене, или распределен в непосредственной близости от “языков” морены, вклинивающихся в толщи ленточных глин и алевритов. У северо-восточного берега Норильского позднеледникового озера, ограниченного крутым 300–500-метровым скальным склоном плато Хараелах, валунно-галечные слои, вклинивающиеся в озерные отложения на расстояния до 5–6 км (рис. 3), образуют грандиозную веерную дельту, но уже в 10–12 км от уступа траппового плато в одновозрастных озерных вальковских глинах, прорезанных р. Норилкой и ее притоками, почти нет ни валунов, ни гальки.

Эти наблюдения подтверждают еще раз давно известную истину, что для дальнего массового перемещения грубообломочного материала нужны либо высокая скорость потоков (и соответственно – большая энергия горного рельефа), либо совершенно особые условия – ледниковый перенос. При выходе потоков из гор скорость их резко падает, движение крупных обломков прекращается, и вглубь равнин они не выносятся. Достаточно напомнить, что даже в предгорных молассах Карпат грубые обломки исчезают на расстоянии 12–15 км от склонов энергично поднимавшихся альпийских хребтов.

Валунно-галечные слои в прибрежных накоплениях озер, на бечевниках и в руслах рек, прорезающих северосибирские равнины, формируются только из местного материала, за счет размыва валунодержавших отложений, и доставка грубообломочного материала речными или озерными льдами не играет практически никакой роли в их образовании. Образование “шtrandовых” валунных галечников (скважина 24; р. Турухан) мощностью до 45 м (Загорская, 1965), удаленных на 100–120 км от ближайших выходов скальных пород и на рыхлом безвалунном субстрате можно представить себе только как следствие местного размыва грубообломочных (вероятнее всего – ледниковых) отложений и то при условии, что эти валуны вообще можно считать шtrandовыми, а это еще совершенно не доказано.

Иначе говоря, мы допускаем формирование прибрежно-озерных, морских и речных валунно-галечных накоплений на северосибирских равнинах лишь в такой последовательности: вначале – накопление содержащих валуны и гальку отложений иных генетических типов, затем их размыв и сосредоточение грубых обломков в прибрежных и русловых фациях.

Перенос морскими льдами. Теоретическая возможность переноса несомненна и масштаб может быть заметным в полярных морях



Рис. 3. Валунно-галечные накопления конуса выноса, вклинивающегося в отложения Норильского позднеледникового озера (р. Харалах). Фото В.С.Голубкова

(Кленова, 1940; Лапина и др., 1968; Лисицын, 1966). Противники покровных оледенений сибирских равнин особенно часто ссылаются на результаты исследований А.П.Лисицына, подробно исследовавшего современные ледово-морские отложения Берингова моря, и данные по Баренцеву морю, на дне которого валунно-галечный материал встречается довольно часто.

Анализ данных, приведенных в капитальной работе А.П.Лисицына (1966), позволяет внести некоторые существенные пояснения в эти общие ссылки. Распределение грубообломочного материала на дне Берингова моря обнаруживает строгую зональность. Валунный материал распространен вблизи скалистых мысов, островов или в области размыва затопленных морем морен. Галечные и гравийные осадки также тяготеют к береговой зоне шириной в несколько десятков километров и особенно широко развиты в Анадырском заливе, где,

как считает А.П.Лисицын, существуют особо благоприятные условия для поступления гальки и гравия из береговой зоны.

Следует иметь в виду, что донные галечники и гравий мелководного Анадырского залива (глубины менее 100 м) в значительной мере могут иметь остаточную природу. Строго говоря, их современный возраст ничем не доказывается (кроме отсутствия покрывающих осадков). Они могли быть сформированы во время позднеледниковой регрессии (до 120 м ниже современного уровня) и находиться с тех пор в зоне преобладающего транзитного переноса мелководья.

В открытой шельфовой части Берингова моря, где распространены мелкие пески и крупные алевриты, встречается только рассеянный гравийно-галечный материал — главным образом гравий и мелкая галька, содержание которых в породе не превышает 1 кг/м^3 . Медианный диаметр обломков колеблется в пределах 5–25 мм.

Если принять средний размер обломков равным 10 мм при удельном весе $2,7 \text{ г/см}^3$, то их число на 1 м^3 породы составит 370. Если каждый из них занимает объем 1 см^3 , то при равномерном их распределении по объему породы в сечении пласта на площади в 1 м^2 обнаружится всего 3–4 обломка. Иначе говоря, в срезе обнажения такая порода визуально будет казаться почти лишенной обломочного материала. При проходке слоя алевритов или глин с подобным содержанием гравия и гальки скважиной диаметром 90 мм на каждый погонный метр керна будет приходиться 2–3 обломка, а шансы увидеть хотя бы один из них на его поверхности будут совершенно ничтожными.

При ссылках на обилие валунов и гальки в донных отложениях Баренцева моря редко задумываются над тем, действительно ли это явление есть только следствие разноса их морскими льдами и имеем ли мы дело с современными осадками? Норвежские геологи давно установили, что на значительной части дна Норвежского и Баренцева морей распространены уплотненные осадки с галькой, валунами, обломками морских раковин, получившие условное название "древние морские глины" (Хольтедаль, 1958). Финляндская океанографическая экспедиция 1957 г., исследовавшая шельф до 73° с.ш. , установила, что последнеледниковые чистые илы мощностью 1–3 м залегают только в некоторых бассейнах и впадинах, а почти вся поверхность дна между ними сложена плотными несортированными или слабо сортированными алевритовыми и песчаными глинами, содержащими грубообломочный материал. Этому типу осадков соответствует беспорядочный рельеф поверхности дна. Возраст их — ледниковый и позднеледниковый (Ignatius, 1959).

В.Н.Сакс (1952), Е.С.Малясова и М.А.Стиридонов (1966) приводят сведения о распространении валунных и галечных скоплений в местах высокой гидродинамической активности водной массы, где происходит размыв осадков — у северных берегов Норвегии и Кольского полуострова, на Канинско-Колгуевском мелководье, Гусиной Банке и т.д., и где непосредственно на дне выходят более древние

уплотненные четвертичные породы – валунные суглинки и плотные глины. Химический состав водных вытяжек из образцов валунных суглинков со дна Баренцева моря указывает на пресноводные или наземные условия их формирования (Краснов, 1968). Дно юго-восточной части моря, где осадки накапливаются весьма интенсивно, бедно валунами. Мало гальки и валунов и на дне северной, более ледовитой зоны моря.

Таким образом, обилие грубых обломков на дне Баренцева моря связано, по-видимому, не только с современным его разносом, но и в значительной степени с выходами древних валунно-галечных отложений или продуктов их размывания; относительная роль ледового разноса остается достаточно неопределенной.

В Карском море валунов, гальки, щебня, гравия на дне значительно меньше, чем в Баренцевом, хотя по температурному и ледовому режиму это настоящее арктическое море. Отдельные их скопления встречаются обычно там, где происходит размыв древних грубообломочных отложений – ледниковых или флювиогляциальных – в проливе Карских ворот, у островов Русского, Арктического института, Ушакова, Визе, Кирова, Исаченко, на подводном склоне Новой Земли, у побережья Таймыра (Сакс, 1952; Кордилов, 1953; Куликов, 1961). Содержание грубых обломков (более 5 мм) в этих районах составляет около 13–15%. Только в Карских воротах они слагают 76% от веса донного грунта. В тех районах моря, где можно предполагать ледово-морской разнос, содержание их значительно меньше: 2% в проливе Вилькицкого, 8% в проливе Шокальского, 0,5% в желобе Воронина; обломки представлены гравием и мелкой галькой. На большинстве станций, в открытой части моря и на южных мелководьях грубообломочный материал не встречен. А.А.Кордилов считает, что дрейф льда влияет на распределение осадков по крупности зерна в отдельных случаях. При заметных масштабах разноса валунов льдинами они встречались бы на всем пространстве дна, а не в отдельных точках, как это наблюдается на самом деле (Кордилов, 1953).

Широкому ледовому разносу грубых обломков пород в Карском море препятствует большая сплоченность морских льдов и краткие сроки их дрейфа (2–4 месяца).

В морях восточного сектора Арктики – Лаптевых и Восточно-Сибирском донные отложения содержат еще меньше грубых обломков, чем в Карском. В.Н.Сакс (1952) связывает это явление с повышением их ледовитости.

Краткий обзор распределения и возможного происхождения грубых обломков пород, встречающихся на дне северных морей СССР, позволяет считать, что мнение о значительном масштабе дрейфового переноса преувеличено. Кроме того, он показывает, что увеличение ледовитости моря существенно уменьшает такой перенос и параллельно увеличивает дисперсность осадков. Можно сделать общий вывод о подчинении этого способа разноса закону географической зональности. Максимум дрейфа падает, очевидно, на погра-

ничные части северобореальных и нижнеарктических морей. В более холодных – арктических морях – его роль сокращается вследствие малой подвижности и ослабления таяния льдов, а в более теплых – береальных – из-за слабости ледообразования.

Сравнение плейстоценовых “ледниковых” морских бассейнов Сибири с современными Беринговым и Баренцевым морями оказывается методически несостоятельным. Ведь первые должны были обладать еще более суровым ледовым режимом, чем современные Карское или Восточно-Сибирское моря. Современное же Берингово море – береальный – по сути дела “межледниковый” (для северной Сибири) морской бассейн с положительными температурами всей водной толщи в течение круглого года, относительно коротким временем существования ледового покрова (5 – 7 месяцев) и его высокой подвижностью из-за небольшой сплоченности льдов (до 7 баллов зимой). Оно ограничено сушей с севера и открыто к югу, в сторону теплого океана. Весьма натянуто также сравнение с Баренцевым морем. Значительную часть последних занимают береальные или смешанные, баренцевоморские (нижнеарктические) воды. Льды даже зимой покрывают менее трех четвертей акватории. Ледяной покров достигает значительной ширины только у юго-восточных берегов (отметим, что в этой части моря как раз меньше валунов!). Море широко сообщается на западе с теплыми водами Северной Атлантики.

Плейстоценовые морские бассейны Сибири были опоясаны сушей с юга, на севере граничили с арктическим океаном, а положительные температуры вод имели только в межледниковые эпохи, да и то не на всем их протяжении и скорее всего лишь в западной части (Сакс, 1953; Лаврова, Троицкий, 1960). В периоды похолоданий, с увеличением ледовитости против современной и возрастанием сплоченности льдов, ледяной покров сибирских “ледниковых” морей (если допустить их существование) должен был становиться почти полностью неподвижным, роль его в качестве переносчика грубообломочного материала оказывалась бы совершенно ничтожной.

В морях тепловодных, реконструируемых для сибирского севера Н.Г.Загорской и ее коллегами (Загорская и др., 1965), такой перенос не мог иметь массового масштаба из-за слабости ледообразования.

Конкретные примеры ледово-морских отложений из разрезов сибирских равнин единичны. О.В.Суздальский (1965) описывает в среднем течении р. Б.Хеты линзы песчано-глинистого алевролита с рассеянными гальками, зернами гравия, единичными валунами и захороненными в прижизненном положении раковинами *Liattella arctica*. В 1 м^3 этой породы число гравийных зерен и галек составляет 250–300. Следовательно, на 1 м^2 сечения слоя их будет выходить не более двух, т.е. примерно столько же, сколько на ту же площадь ледово-морских алевролитов со дна Берингова моря и в 200–300 раз меньше, чем в срезах морен среднего Енисея.

Этот, собственно говоря, единственный в литературе конкретный пример подтверждает реальность существования ледово-морских отложений. В то же время он показывает существенные черты их отличия от ледниковых накоплений — бедность грубообломочным материалом и наличие морских раковин, захороненных в прижизненном положении. Подобные же отложения нам удалось наблюдать на берегу Енисея, в разрезе на м. Гостином (около 71° с.ш.).

О.В.Суздальский (1965) приводит подсчеты содержания валунов в ледово-морских отложениях на р. Б.Хете, определенного путем деления их числа в остаточных скоплениях на бечевнике (под склоном) на объем размывтой породы. Один валун приходится, по его данным, на 500–1000 м³. Данные эти, по-видимому, завышены, так как О.В.Суздальский считал суммарный эффект размыва всех отложений берега, принимая толщу последних однородной, ледово-морской, но бассейн р. Б.Хеты несет сплошной покров ледниковых отложений зырянского оледенения (Сакс, 1953; Стрелков, Троицкий, 1953), и значительная часть валунов поступает на бечевник при его разрушении. И все же, даже если принять данные О.В.Суздальского без поправок, получается материал для весьма любопытных дальнейших подсчетов. При проходке таких пород скважиной диаметром 90 мм один валун придется на 75–150 м керна!

Приведенные сведения позволяют считать, что помимо иных признаков морены отличаются от ледово-морских осадков относительным обилием грубообломочного материала. При интерпретации разрезов буровых скважин глинисто-алевритовые породы, в кернах которых содержание грубых обломков будет достаточно заметным, скорее всего следует относить к ледниковой группе, а интервалы, где встречены валуны, — к отложениям той же группы или продуктам ее перемыва, так как вероятность "попадания в валун" при очень редкой сети скважин вообще мала даже для морены.

И.Л.Кузин и Н.Г.Чочиа (1965) считают доказательством ледово-морского, а не ледникового переноса сокращение в породах числа и размеров грубых обломков в глубь равнин при сохранении их невысокой окатанности. Подобная картина уменьшения размеров и количества обломков в глубь моря, как показывают наблюдения А.П.Лисицына (1966), вполне вероятна для ледово-морских отложений, но окатанность обломков оказывается высокой в связи с тем, что основной источник их при ледовом разносе — прибрежные галечники. Кроме того, уменьшение количества грубообломочного материала при удалении от горных окраин будет наблюдаться и при перемещении его материковым льдом по рыхлому субстрату. Что же касается уменьшения размера обломков, то приводимые И.Л.Кузиным и Н.Г.Чочиа данные о находках обломков величиной более 1 м не далее 50 км от подножия гор выглядят несколько односторонними. Наши наблюдения на Гыданском полуострове, в бассейне р. Большой Хеты и западной части Таймырской низменности не позволили установить сколько-нибудь заметного закономерного уменьшения размеров обломков. Нередко наиболее крупные из них — па-



Рис. 4. Валун долерита на Восточно-Гыданской возвышенности, в 150 км к юго-западу от ближайшего коренного выхода на Западном Таймыре. Фото Ю.П.Дегтяренко

раллелепипедные валуны габбро и долерита с наибольшим поперечником в 2–3 м встречались на главном водоразделе Гыданского полуострова, в 120–150 км от гор (рис. 4). Наибольший из встреченных обломков – глыба оливинового габбро-долерита (5×5×3 м) лежит на западном склоне "Божьих гор" (высота 232 м, между реками Енисеем и Агапой, в 130 км к северо-западу от плато Харалах). Возможно, что наблюдения И.Л.Кузина и Н.Г.Чочиа отражают лишь наиболее заметное в Полярном Зауралье явление совершенно иного порядка – широкое распространение валунов на поверхности в границах предгорной стадии последнего покровного оледенения.

Результаты исследований автора на севере Западной Сибири и в Таймырской низменности позволяют утверждать, что в географическом распределении грубых обломков по их количеству и размерам нет зональности, свойственной ледово-морскому переносу. Значительно более определена мозаичная картина их видимого распределения: скопления валунно-галечного материала в границах зырянского оледенения особенно заметны на вершинах и склонах крупных возвышенностей, холмов, гряд и совершенно исчезают посреди грандиозных низин, заполненных тонкокластическими накоплениями долинных зандров и приледниковых бассейнов, речными и озерными отложениями. Такие "безвалунные" пространства занимают нередко десятки тысяч квадратных километров и, поскольку к ним приурочены

основные долинные системы, они в первую очередь попадают в поле зрения геолога. Валунные породы и скопления грубых обломков в их пределах погребены под толщей песков, алевритов, глин и недоступны непосредственному наблюдению. Точно так же почти лишены грубообломочного материала поверхностные слои отложений грандиозных краевых наклонных зандровых равнин (Троицкий, 1966).

Между границами зырянского и максимального оледенений в Западной Сибири это явление имеет еще большие масштабы: к огромным полям накоплений краевых и долинных зандров в бассейнах среднего течения рек Оби, Надыма, Пура, Таза и грандиозных подпрудных ледниковых озер добавляются мощные шлейфы лёссов и лёссовидных отложений покровного комплекса, вуалирующие склоны и водоразделы. На этих пространствах выходы на поверхность морен и их дериватов – валунно-галечных скоплений исключительно редки, но эту видимую картину нельзя принимать за действительную.

Помимо относительной бедности ледово-морских пород грубыми обломками, хорошей окатанности последних, уменьшения их количества и размеров по мере удаления от скальных берегов, наличия следов сортировки, слоистости и остатков организмов, свойственных среде седиментации, ледово-морские отложения отличаются от морены и соотношением грубых обломков с основной массой породы. Н.М.Страхов (1960, стр. 34) указывает, что в ледово-морских осадках "ледовые компоненты сразу же отличаются от тонкозернистой вмещающей массы, как нечто инородное". Это явление хорошо заметно в морских отложениях севера Западной Сибири, Таймырской низменности, а также в некоторых колонках донных осадков Карского моря, которые нам удалось просматреть из коллекции Н.Н.Куликова и Н.Н.Лапиной в Институте геологии Арктики. В моренах грубые обломки тесно смешаны с мезостазиом породы, трудно от него отличимы.

О вероятности разноса айсбергами и шельфовыми ледниками. Вероятность разноса грубых обломков айсбергами или шельфовыми ледниками в местных условиях можно рассматривать только с общих палеогеографических позиций, так как противники оледенений сибирских равнин только выдвигают такое предположение, не подтверждая его ни конкретными примерами местных отложений, сформировавшихся таким способом, ни анализом необходимой для этого палеогеографической обстановки. Дело ограничивается общими ссылками на подобную возможность, либо общими указаниями на толщи глинисто-алевритовых пород, то слоистых, то неслоистых, но содержащих рассеянные мегакласты.

В тех условиях, которые реконструируют антигляциалисты и сторонники ледово-морской обстановки формирования отложений, вероятность айсбергового разноса грубых обломков невелика. Если следовать представлениям И.Л.Кузина и Н.Г.Чочиа (1965) о широком поясе мелководья вдоль побережий плейстоценового морского бассейна и локализации оледенения в горных долинах, то айсберговый разнос становится невозможным. Если принять точку зрения Г.И.Ла-

зукова (1965) о существовании в самаровское время двух крупных предгорных ледников (на юго-западном и юго-восточном берегах морского бассейна), то следует признать их значительную, порядка нескольких сотен метров, мощность. Глубина моря, доступного для "айсбергового флота", должна составлять не менее 9/10 мощности ледников. Поддерживать такую глубину бассейна в условиях общего падения уровня океана не менее чем на 150–200 м¹ могло только общее тектоническое погружение сибирских равнин на сотни метров, для реконструкции которого нет ни реальных данных, ни теоретических предпосылок (Стрелков и др., 1965; Артюшков, 1969).

Пример Антарктиды, окруженной поясом айсберговых осадков, для сибирских плейстоценовых морей мало пригоден. Там материк, несущий крупнейший на планете наземный ледниковый щит, окружен поясом шельфовых ледников и открытым глубоким океаном, что создает идеальные условия для формирования и радиального расхождения айсбергов. Если искать подобия, то придется увеличить древнее оледенение севера Сибири настолько, что оно полностью исключит доступ морским водам к Сибири и Таймырской низменности.

Явный кризис ледово-морской и айсберговой гипотез заставил В.А.Зубакова (1968) обратиться к идее шельфово-ледниковой формации. Эту попытку компромиссного решения следует рассматривать как шаг к возвращению ее автора на позиции последовательного гляциализма. Дело в том, что, во-первых, признается перекрывание равнин хотя бы чохлыми (50–100 м), но сплошными ледниками, а во-вторых, общий геологический эффект деятельности шельфового ледника, так как его описывает В.А.Зубаков, будет не так уж сильно отличаться от результата работы наземного покрова, движущегося по рыхлому субстрату, сложенному плейстоценовыми морскими отложениями.

Морена, отложившаяся под ледниками, находящимися на плаву, по данным Ю.А.Лаврушина (называющего ее "подводной мореной"), отличается от наземной основной морены отсутствием гляциодинамических текстур, наличием карбонатных корок на грубых обломках, повышенной глинистостью, лучшей сортировкой мелкозема, наличием раковин морских моллюсков, захороненных в прижизненном положении, и фораминифер, высокой остаточной соленостью (по содержанию хлора и отношению СаО и MgO) и меньшей уплотненностью (Лаврушин, 1969). Однако Ю.А.Лаврушин исследовал только породы, образовавшиеся под небольшими долинными глетчерами, опускавшимися в глубокие фиорды; часть признаков, им свойственных, может оказаться отнюдь не универсальной, и неизвестно, насколько широко их можно распространить на накопления под крупными шельфовыми ледниками. Аналогичные им современные отложения

¹Даже последнее покровное оледенение, имевшее значительно меньшие масштабы, чем максимальное, вызывало общее падение уровня моря на 120 м (Fairbridge, 1961).

под шельфовыми ледниками Антарктики еще совершенно не изучены, не выяснен, в частности, интереснейший вопрос о глубине проникновения под ледяной панцирь бентоса и планктона и его особенностях, связанных с необычными условиями освещения, поступления питательных веществ и т.д. Из признаков, указанных Ю.А.Лаврушиным, наиболее общими будут, очевидно, характер распределения грубых обломков, а также признаки отложений, связанные с химизмом морской среды, отсутствием динамических нагрузок (плотность, текстуры) и частично — с динамикой среды отложения.

С общих палеогеографических позиций представление о широком распространении на севере Сибири шельфовых ледников встретит те же возражения, что и гипотеза айсбергового разноса грубых обломков.

Противники покровных оледенений сибирских равнин ограничивают распространение ледников горным обрамлением, в крайнем случае — предгорьями, считая, что даже максимальное из них было горно-долинным или "сетчатым" (Кузин, Чочиа, 1965; Л.Троицкий, 1966; Зубаков, 1968). Изображаемые ими по окраинам Западной Сибири и Таймырской низменности горные ледники уменьшаются в размерах с юга на север. На схеме, составленной В.А.Зубаковым (1968, рис. 1), особенно заметна широкая полоса ледников на Урале около 60° с.ш., где сейчас их нет совершенно; значительно уже она вокруг современных ледников Полярного Урала; на южном острове Новой Земли граница древнего оледенения отстоит всего на 60 км, а на северном — на 15–20 км от пределов распространения современных ледников. Особо отмеченная В.А.Зубаковым область "енисейского (белогорского)" горно-долинного оледенения располагается между реками Нижней и Подкаменной Тунгуской, опять-таки на крайнем юге древнеледниковой области, а на севере — его проявлений не отмечено. Такова же в принципе схема размещения предгорных ледников по Г.И.Лазукову (1960). Граница древнего оледенения, судя по карте В.А.Зубакова, поднимается к северу — от уровня моря около 60° с.ш. до 300–400 м над ним на Новой Земле. Граница же современного оледенения последовательно снижается в том же направлении от 700 м (в среднем, по Л.Троицкому, 1966) на Полярном Урале — до уровня моря на северном острове Новой Земли, в заливе Цивольки (рис. 5). Самые северные на западных рубежах и в пределах Карского шельфа ледники островов Грэм Белл, Ева-Лив, Ушакова лежат на уровне моря и частично уходят ниже него. Точно такая же картина наблюдается в Таймырско-Североземельской области. Ледники восточной части гор Бырранга — Неожиданный, Жданова, Плоскогорный оканчиваются на отметках около 900 м, южной части о. Большевик — на 300–400 м, за проливом Шокальского они опускаются в море, а на крайнем севере, у м. Арктического и на о. Шмидта — уходят ниже его уровня. Еще далее к востоку прибрежные горные системы не несут современного оледенения, а на Восточно-Сибирском шельфе ледниковые купола островов Беннета и Генриетты оканчиваются в нескольких десятках метров над уровнем моря.

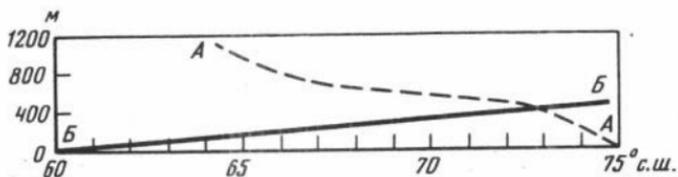


Рис. 5. Снижение границы современного оледенения Урало-Новоземельской области с увеличением широты (А) и реконструкции ее положения для времени максимального оледенения по карте В.А.Зубакова (1968), сделанная автором (Б)

Таким образом, предлагаемая картина изменения древнего оледенения в пространстве получается диаметрально противоположной той, которую мы наблюдаем сейчас.

Нет серьезных оснований считать, что в сравнительно не столь отдаленные от нас геологические времена "все было наоборот". Гораздо реальнее предполагать, что современные ледниковые районы Новой Земли, Северной Земли, Полярного Урала, Таймыра, островов Де-Лонга и Земли Франца-Иосифа являлись местами зарождения ледниковых покровов в эпохи похолоданий и их последними убежищами — при улучшении климатических условий.

Единственной причиной, заставляющей противников покровных оледенений сибирских равнин уменьшать интенсивность горного оледенения и поднимать его границу по направлению с юга на север, является стремление сохранить, во что бы то ни стало, доступ морским водам в области предполагаемого распространения морских отложений, синхронных оледенению. Дело в том, что именно на севере расположены самые узкие места между горными странами и возвышенностями, обрамляющими низменности и шельфовые мелководья, а также наименьшие промежутки между краями современных ледников.

Ширина Таймырской низменности колеблется в пределах 300–340 км; наименьшие расстояния между Полярным Уралом и Западным Таймыром — 750 км, а между последним и возвышенностями северной оконечности Новой Земли — 525 км. Самое большое расстояние между современными ледниками Полярного Урала и Новой Земли — 740 км. Ледяные купола о. Ушакова и северного острова Новой Земли отстоят один от другого на 500 км. От ледника о. Ушакова до льдов о. Грезм Белл (Земля Франца-Иосифа) — 275 км, до ледяной шапки о. Шмидта (Северная Земля) — 205 км. Между ледниками Новой Земли и островами Сальм (Земля Франца-Иосифа) — 380 км. Самый южный из ледников Северной Земли — Ленинградский отстоит от горных ледников восточной Бырранги на 305 км.

Если предположить, что границы оледенения раздвигались всего на половину наибольшего расстояния между современными ледниками — на 370 км, а шельф был в значительной мере осушен, то полукольцо предгорных ледников должно было охватить с севера остат-

ки шельфа и Западно-Сибирскую низменность. Таймырская низменность была бы почти перекрыта в своей восточной части. Дальнейшее разрастание оледенения привело бы к полной изоляции низменностей от океана и образованию обширных пресноводных подпружных бассейнов. В обоих этих предположениях, особенно для времени максимального оледенения, нет ничего невероятного. Схемы же, предполагающие широкое распространение горных или предгорных, наземных или шельфовых ледников около 60–64° с.ш. в Западной Сибири и последовательное их сокращение к северу – весьма искусственны. Если исходить из представлений антигляциалистов и сторонников гипотезы ледяных шельфов о существенной роли местных морских бассейнов в обеспечении питания горных ледников снежными осадками, то нет никакой возможности объяснить это явление хотя бы депрессией верхней границы хионосферы, обусловленной дефицитом влаги.

Отторженцы

Среди обломков экзотических пород в моренах северной Сибири встречаются не только валуны и глыбы прочных осадочных и изверженных пород, но и гигантские отторженцы относительно рыхлых или слабо консолидированных пород, являющиеся ярким свидетельством геологической деятельности ледников покровных оледенений. Дискуссия по поводу происхождения Самаровского и Юганского отторженцев (Кузин, Чочиа, 1965; Шацкий, 1965) показала, что появлению холма из эоценовых опок в устье Иртыша и 14-метрового пласта юрских глин на р. Юрган нельзя дать никакого иного реального объяснения. Оба отторженца лежат на плейстоценовых и олигоценовых накоплениях – первый на 437 м, второй на 2700–2800 м выше нормальной глубины залегания эоцена и юры в тех местах – и удалены на сотни километров от их ближайших выходов на поверхность. Общее число отторженцев на севере Западной Сибири исчисляется многими десятками, особенно много их в Зауралье и в северном Приобье – цитадели антигляциалистов. К давно известным находкам, нанесенным на "Карту четвертичных отложений Западной Сибири", изданную в 1961 г., в последние годы прибавились отторженцы угленосных песков атлымской свиты (олигоцен) и опоковидных алевритов березовской свиты (морской верхний мел Зауралья), найденные В.А.Николаевым и Ю.Ф.Захаровым (личные сообщения) на Белогорском материке, на р. Оби.

Юганский отторженец исследован довольно подробно и пробурен несколькими скважинами. При мощности 10–14 м пласт юрских глин и алевритов имеет протяженность по фронту обнажения около 160 м, ширина его не установлена. Если он более или менее изометричен, то объем отторженца составит около 0,25 млн. м³, а вес несколько менее 0,5 млн. т. Если он прорезан рекой поперек длинной оси, то объем и вес будут больше, но вряд ли превысят первые миллионы кубометров и тонн.

Отторженец заключен в толщу ледниковых отложений – валунных песков, ленточных глин, перекрывающих, подстилающих юрские породы и примыкающих к ним в латеральном направлении. Мощностъ подстилающих ледниковых отложений до 9 м, перекрывающих – около 10 м, примыкающих – не менее 25 м. Валунные суглинки – около боковом контакте содержат крупные блоки юрских пород, отделенные от тела отторженца (Шацкий, 1965). Под ледниковыми отложениями, заключающими отторженец, лежит 26-метровая пачка песков с межледниковыми пыльцевыми спектрами (соответствующими смешанным березовым и сосново-кедровым лесам с елью и широколиственными породами) и семенными комплексами, характерными для тобольского межледникового горизонта (средний плейстоцен), и слой серой глины с торфом (2 м) с семенами и спорами тундровых растений (комплекс "сизых суглинков", нижний плейстоцен). Под четвертичными слоями вскрыты на глубину 60 м породы верхнего и среднего олигоцена (Шацкий, 1965).

Грубые обломки в ледниковых отложениях представлены валунами и галькой сибирских траппов.

Геологические условия залегания отторженца не оставляют сомнения в его ледниковой природе. находка в валунных суглинках, заключающих Юганский отторженец, фораминифер, соответствующих обскому комплексу (Зайноц, Холодова, 1967), свидетельствует об ассимиляции ледником не только юрских, но и среднелейстоценовых морских отложений.

Если принять точку зрения противников покровных оледенений и попробовать представить себе иной способ транспортировки Юганского отторженца, то объяснить его перенос и доставку в целостности и сохранности будет практически невозможно. Не так уж трудно подобрать поле морского льда соответствующей "грузоподъемности": при мощности 2–3 м оно должно быть площадью в несколько квадратных километров, что вполне реально. Однако неравномерность нагрузки, создаваемой толстым глиняным пластом (занимающим лишь небольшую часть его поверхности), привела бы к немедленному разрушению ледяного поля, и перегруженный обломок затонул бы, едва покинув исходную "пристань". Айсберг, равный по площади отторженцу и способный нести его "на плаву", должен был бы иметь мощность не менее 200–250 м и плыть по сплошному глубокому морю, следов которого между бассейном среднего течения Оби и Средне-Сибирским плоскогорьем никто никогда не находил. Для айсберга большей площади и меньшей мощности (как и для ледяного поля) все равно был бы необходим сплошной морской бассейн, который не мог исчезнуть, не оставив других заметных следов в отложениях и рельефе.

Самаровские отторженцы, обнаженные в 80–100-метровом уступе крупного останца, расположенного на правом берегу р. Иртыша, у г. Ханты-Мансийска (Шацкий, 1965), сложены опоковидными серыми глинами эоцена или теми же эоценовыми породами и подстилающимися их черными глинами палеоцена (талицкая свита). Мощностъ

блоков от 5 до 15–30 м, видимая протяженность от 60 до 800 м.

Блоки имеют вид крупных пластовых чешуй, перекрываются моренными суглинками и флювиогляциальными песками с штрихованными валунами уральских пород мощностью до 15 м, либо лежат на четвертичных породах и не перекрыты более поздними накоплениями. Между блоками местами залегают 5–метровые слои четвертичных песков. Верхние блоки подстилаются на видимую мощность до 30–40 м толщей несортированных глин и суглинков с валунами и прослоями песков. Судя по материалам бурения, нижние блоки подстилаются также четвертичными отложениями мощностью не менее 37 м; под четвертичными слоями горизонтально залегают олигоценовые отложения (некрасовская серия, чеганская свита) мощностью 367 м, под которыми покоятся в нормальном залегании эоценовые опоквидные серые глины (223 м), подстилаемые темными глинами палеоцена.

Под подошвой отторженцев наблюдаются поверхности скольжения, текстуры дробления, смятия четвертичных пород, а в нижней части чешуй – текстуры захвата и смятия четвертичных слоев (Шацкий, 1965).

Аллохтонный характер блоков–отторженцев совершенно ясен из условий их залегания, а ледниковая природа несомненна как из особенностей местной геологической обстановки, так и из характера четвертичных отложений. Никакими иными геологическими процессами, мыслимыми в местных условиях, не могло быть создано подобное сочетание таких четвертичных пород и заключенных в них колоссальных, нарушенных надвигами отторженцев палеогена.

Петрографический состав грубых обломков

Н.Г.Загорская полагает, что сторонники покровных оледенений преуменьшают значение обломков местных (мезозойских) пород в валунных галечниках и глинисто–алевритовых породах с рассеянной галькой и валунами, которые она считает литоральными и сублиторальными морскими накоплениями (Загорская и др., 1965), не приводя, однако, конкретных данных. Результаты подсчета числа обломков местных и экзотических пород в 20 пунктах, удаленных на разные расстояния от горных окраин (от 10° до 400 км), показывают (табл. 1), что таких обломков действительно мало. Даже в валунных галечниках, лежащих непосредственно на кровле мела на р. Нижней Агапе, их всего 3%, а обломков сибирских траппов – 74%. О доминирующей роли экзотических трапповых валунов и галек (по крайней мере в моренах последнего оледенения) свидетельствуют не только многочисленные наблюдения, которые любой сомневающийся может повторить на каждой ледниковой возвышенности от подножья Норильского плато до гор Бырранга и от Енисея до главного водораздела Гыданского полуострова, но и высокая магнитность подобных скоплений, фиксируемая при аэромагнитной съемке (Проводников и др., 1963) (рис. 6).

Таблица 1

Соотношение обломков местных и экзотических пород в валунно-галечных слоях северной части Западной Сибири и Таймырской низменности

Местонахождение	Расстояние от горного образования, км	Породы, %			
		Местные, мезо-кайнозойские	Экзотические		
			Основные изверженные	Прочие	Всего
Река Фокина	10	0	79	21	100
Енисей, г. Игарка	50	2	38	60	98
Енисей, г. Дудинка, карьер	60	2	80	18	98
Там же	60	1	57	42	99
Река Нижняя Агапа	75	3	74	23	97
Река Чиркова	75	0	-	-	100
Енисей, пос. Воронцово	85	5	88	7	95
Там же	85	19	81	0	81
Малохетская разведочная площадь, скв. 118	100	7,5	68	24,5	92,5
Река Большая Хета	110	0	92	8	100
Там же	120	0	47	53	100
"	120	0	64	36	100
Малохетская разведочная площадь, скв. 44	120	0	-	-	100
Там же, скв. 37	120	0	-	-	100
Там же, скв. 2-Р	120	3	62	35	97
Река Большая Хета у устья р. Токачя	130	8	50	42	92
Енисей, зимовье Пустое	130	1	82	17	99
Река Яковлева, скв. 10	140	5	87	8	95
Там же, 6 км от устья	140	14	52	34	86
Енисей, мыс Каргинский	175	0	82	18	100
Река Надым	350	0	-	-	100
Река Танлова	400	0	-	-	100

Содержание зерен неустойчивых минералов

Относительное количество зерен неустойчивых минералов в клас- тических толщах является хорошим индикатором климатических ус- ловий формирования последних (Кайо, 1961). Однако нас интере- суют не столько климатические условия, сколько динамика среды

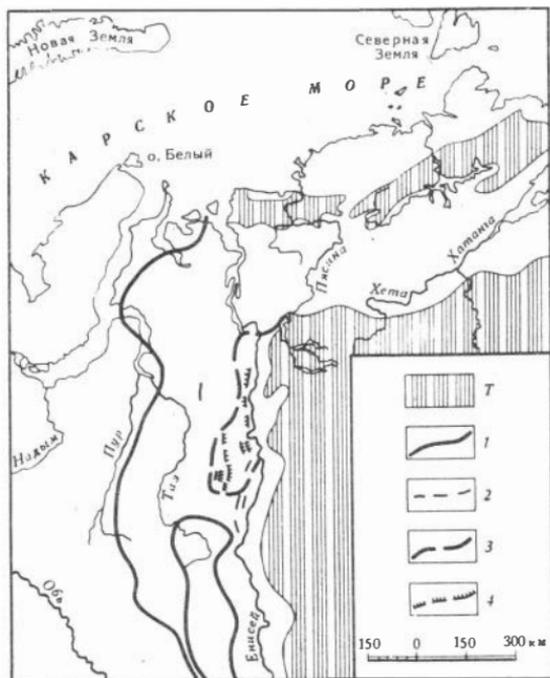


Рис. 6. Схема распределения магнитных аномалий, вызванных скоплениями валунов сибирских траппов на поверхности и в приповерхностных слоях (по Л.Я.Проводникову, 1963)

T — область распространения траппов;
 1 — граница поля слабых аномалий; 2 — отдельные слабые линейные аномалии; 3 — граница поля сильных аномалий; 4 — сильные линейные аномалии

переноса и отложения тонкого обломочного материала, так как и сторонники и противники покровных оледенений (за редкими исключениями) предполагают суровую, полярно-арктическую обстановку его накопления.

Из числа неустойчивых минералов наиболее показательными в местных условиях являются моноклинные пироксены и амфиболы. Исследуемые обычно зерна крупного алеврита (0,1–0,05 мм) составляют существенную часть интересующих нас глинисто-алевритовых отложений и достаточно полно отражают содержание минералов в породе.

Количество зерен неустойчивых минералов будет падать по мере удаления от источников сноса при любом способе транспортировки, но ледниковый перенос должен обеспечить лучшую сохранность зерен по сравнению с морским. При ледниковом разрушении пород в области питания в среду переноса будет попадать больше свежих зерен. При перемещении зерен внутри льда или под ним контакт их с водой или воздухом будет минимальным, а температура среды — низкой. Измельчение обломков исходных пород во "влекомом наносе" — донной морене — будет, хотя бы частично, восполнять возможную убыль. Морской путь значительно опаснее. Уже в сфере подготовки материала — в глубине суши или на берегу моря разрушающиеся породы и сами зерна окажутся в какой-то мере выветрелыми. Весь путь до места отложения минеральные

зерна проделают во взвеси или перемещаясь по дну — в морской воде. На дне водоема и в пограничном слое придонного ила на них будут оказывать влияние продукты жизнедеятельности бентоса. Шансы на разрушение неустойчивых зерен в этом случае значительно повышаются, а убыль их не может быть пополнена.

Таким образом, для отложений ледниковой группы повышенное содержание пироксенов и амфиболов должно быть значительно более характерным, чем для морских отложений, сформировавшихся в тех же климатических условиях и на том же удалении от области сноса. Подобное явление действительно наблюдается, но мы пока не в состоянии отделить эффект ледникового переноса от влияния климатических условий. Дело в том, что местные морские отложения почти все межледниковые, а известные нам позднеледниковые морские слои в значительной мере сформировались за счет материала, поставленного теми же ледниками, и лишь на заключительном кратком отрезке пути испытали воздействие морской среды.

Анализ минерального состава крупноалевритовой фракции образца ледниковых отложений, взятого в 20 см над беспироксеновыми меловыми песками (образец был отобран в 1954 г. В.С.Ломаченковым из обнажения в верхнем течении р. Джангоды — правого притока р. Агапы), показал, что в тяжелой фракции пироксены составляют 68%. В позднеледниковых морских глинах из бассейна р. Агапы количество моноклиновых пироксенов среди тяжелых минералов лишь немногим меньше — 61–64%, а в подстилающих их казанцевских межледниковых отложениях оно закономерно уменьшается вниз по разрезу, до 48–45% в слоях с *Arctica (Cyprina) islandica*, отложившихся в фазу межледникового климатического оптимума (Шумилова, 1969).

Тем не менее пока не удастся получить ясной общей картины из-за недостатка специально подобранного для этой цели материала, и графиками содержания неустойчивых к выветриванию минералов можно пользоваться скорее как климатическими диаграммами, чем показателями происхождения тех или иных пород. Убедительным показателем ледникового переноса осадка может быть пока только резкое, неожиданное изменение содержания неустойчивых минералов (пироксенов, амфиболов и др.) на подобных графиках, позволяющее обнаружить или подтвердить намеченное по геологическим данным стратиграфическое и "климатическое" несогласие морены с подстилающими слоями. При постепенном, прогрессирующем похолодании, не сопровождающемся прекращением седиментации в морском или пресноводном бассейне, кривые будут плавными.

Аутигенные минералы и конкреции

Зерна аутигенных минералов и конкреции, встречающиеся в алевритах, глинах с галькой и валунами, а также в валунных суглинках, по мнению И.Л.Кузина и Н.Г.Чочиа (1965), служат доказательством их морского происхождения.

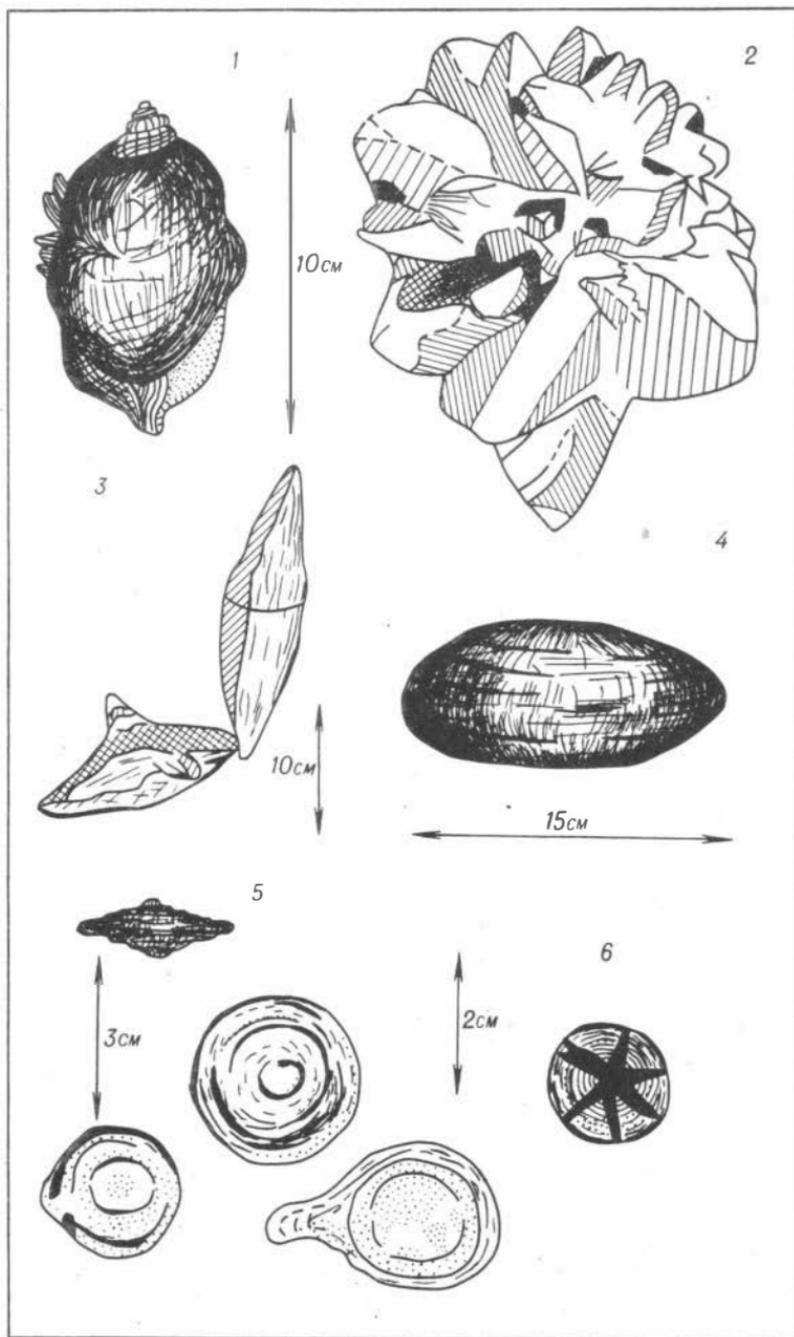


Рис. 7. Карбонатные конкреции из отложений различных генетических типов

Наличие зерен аутигенных минералов в мелкоземистой части морен может быть в равной степени следствием массовой ассимиляции подстилавших ледники рыхлых плейстоценовых и особенно — палеогеновых и меловых пород. Эти "формально аутигенные" минералы — карбонаты, сульфиды железа, глауконит, шамозит, лептохлориты, глинистые минералы часто фактически являются аллохтонными, терригенными не только в ледниковых, но и в морских плейстоценовых отложениях. Специальное исследование последних (Сухорукова, 1971; Шумилова, 1971) показало, что широкий круг аутигенных минералов, намеченный О.В.Суздальским и А.Е.Комаровой (1964), следует сильно сократить, оставив небольшую группу, в которой главная роль будет принадлежать сидериту, пириту и марказиту. Хорошая сохранность зерен неустойчивых "первично-аутигенных" минералов, переотложенных в качестве терригенного элемента в плейстоценовые ледниковые и морские слои, обеспечивается, по-видимому, краткостью транспортировки, инертностью среды переноса (ледники) или — для "первично-морских" минералов — близким соответствием среды переноса и отложения обстановке их первоначального образования.

Наличие конкреций не обязательно свидетельствует о морском происхождении пород, они достаточно широко распространены в плейстоценовых отложениях различных генетических типов (Македонов, 1957). В первичном залегании в моренах они действительно неизвестны. Местные конкреции, их морфологические типы, особенности строения и состава изучены еще очень неполно, но уже можно наметить некоторые черты их распределения по породам различного генезиса. Это главным образом карбонатные конкреции, сложенные углекислым кальцием, содержащие то или иное количество песчаных, алевроитовых и глинистых частиц вмещающей породы. Встречается пять основных морфологических типов (рис. 7).

1. Радиально-лучистые "звездообразные" конкреции размером от 3 до 36 см в поперечнике. По мнению О.В.Суздальского (1965), они характерны для дельтовых фаций, но мы находили их также в

Рис. 7. (продолжение подписи)

1 — неправильные эллипсоидальные с раковинами баянусов и гастроподы из казанцевских морских алевроитов Гыданского п-ва; 2 — радиально-лучистая, казанцевские морские глины Таймырской низменности; 3 — сигарообразная и крестообразная, пинакульские морские глины Чукотки (Петров, 1966); 4 — эллипсоидальная, пресноводные алевроиты Селякина мыса на Енисее; 5 — иматровские камни из ленточных глин Оплывного яра и окрестностей Усть-Енисейского порта; 6 — шаровидная септария, неслоистые озерно-ледниковые глины Оплывного яра на Енисее, ниже устья Подкаменной Тунгуски (в разрезе)

типичных морских алевритах, глинах с богатой фауной моллюсков и фораминифер на мысе Каргинском (на Енисее) и на р. Агапе (Гудина и др., 1968; Троицкий, 1966), а О.М.Петров обнаружил их в пинакульских морских глинах Чукотки (1966). Иногда часть лучей редуцирована и конкреции приобретают вид креста, "сигары" или удлиненного ромбоэдра. Очень близкие по морфологии конкреции встречены в юрских морских глинах северной Сибири (Сакс и др., 1963). Исследование конкреций этого типа было начато Л.Б.Рухиным. Карбонат конкреций по кристалло-оптическим свойствам соответствует кальциту, но внешняя огранка кристаллов отличается и от кальцита, и от арагонита и, что весьма странно, сближается с гейлюсситом (минералом содовых озер). В литературе по плейстоцену сибирского севера эти конкреции нередко именуют "арагонитовыми". В пресноводных отложениях они не встречаются.

2. Неправильно-сферoidalные или эллипсоидальные небольшие (до 10 см) мергельные конкреции с раковинами моллюсков и бальанусов свойственны только морским отложениям. Они обычны в казанцевских морских алевритах и глинах Гыданского полуострова и никогда не встречаются в пресноводных слоях.

3. Крупные правильные эллипсоидальные мергельные конкреции (10-30 см в поперечнике) приурочены к толстослоистым алевритам. Геохимическое и микропалеонтологическое исследование пород из их наиболее типичного местонахождения на м. Селякина (на Енисее ниже Усть-Порта) показало, что они формируются в осадках пресных или весьма слабо минерализованных водоемов (Сухоруко-

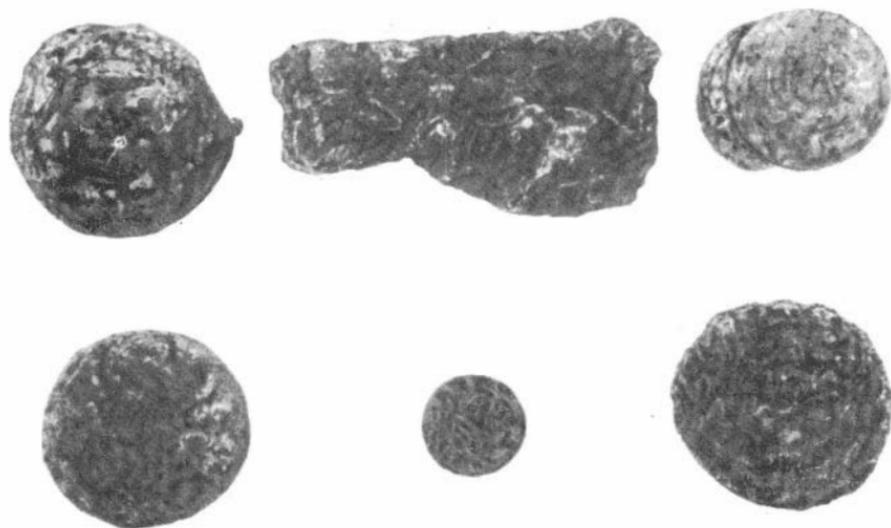
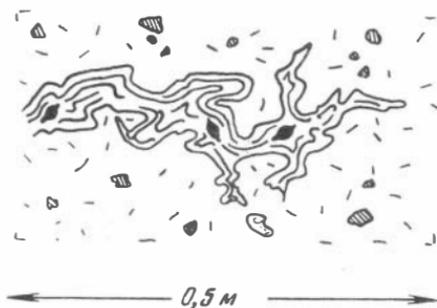


Рис. 8. Иматовские камни — мергельные конкреции из ленточных глин. Окрестности Усть-Енисейского порта

Рис. 9. Мелкий отторженец ленточных глин с иматовскими камнями в морене. Правый берег Енисея, в 10,4 км ниже поселка Канготово, обн. 52. Полевая зарисовка



ва, Гудина, 1969). Изредка они встречаются в основании пачек морских алевритов и глин, на границе последних с лагунными фациями (м. Каргинский).

4. Мелкие уплощенные, дисковидные, эллиптические или сложно-фигурные мергельные конкреции – иматовские камни (рис. 8) свойственны исключительно отложениям ледниковой группы (Троицкий, 1966). В ленточных глинах они имеют все признаки первичного залегания. Конкреции обильны, распределены строго послойно в летних опесчаненных слоях годовичных лент (имеющих более высокую проницаемость), ограниченных сверху и снизу зимними слоями чистых плотных водонепроницаемых глин. На поверхности конкреций имеется сложный узор из невысоких тонких перегородок, соответствующий системе трещинок на поверхности глинистых зимних слоев. Этот рельефный рисунок настолько непрочен, что исчезает уже в осыпях, и конкреции у подножья обнажений имеют гладкую поверхность. В валунных суглинках конкреции редки, беспорядочно рассеяны, поверхности их лишены рельефного узора, иногда – иштрихованы, плоскости имеют произвольные наклоны, т.е. несут признаки ледникового переотложения. Их присутствие в моренах вполне естественно, поскольку сами ленточные глины типичны для приледниковых, межосцилляторных и межстадиальных накоплений, перерабатываемых ледником при общем продвижении или частных подвижках его края. В обнажениях по среднему Енисею, между 64° и $63^{\circ}20'$ с.ш., можно наблюдать все стадии переотложения этих конкреций – от мелких отторженцев – смятых ленточных глин с конкрециями (рис. 9) до рассеянного залегания последних в морене. Автохтонные конкреции в валунных суглинках неизвестны.

Иматовские камни – надежный прямой индикатор водно-ледникового происхождения отложений и косвенный – ледникового. Они, как правило, свойственны отложениям пресных в редких случаях – солоноватоводных, но также приледниковых водоемов (Kindle, 1923; Хольтедаль, 1958). Эти конкреции, вероятно, формируются в фазу раннего диагенеза в результате внутрислойного перераспределения карбоната в уже сформировавшейся породе. В некоторых случаях его настолько много, что вместо слоя с конкрециями образуется пропласток озерного мергеля.

5. Мелкие шаровые септарики концентрического сложения с шестилучевой формой полости найдены только в озерно-ледниковых глинах Оплывного яра на Енисее (в 10 км ниже устья Подкаменной Тунгуски). Они, по-видимому, формируются в более глубоководной фации отложений приледниковых озер — слабо слоистых глинах с рассеянной галькой и валунами, так как в ленточных пачках той же толщи встречаются обычные "иматровские камни". На гранях валунов образуются такие же септарики в форме полушарий. В морских отложениях септарики не встречены.

Таким образом, существует по крайней мере два типа конкреций (4, 5), свойственных в первичном и вторичном залегании ледниковой группе отложений, — иматровские камни и шаровые септарики. Конкреции первого и второго типов обычны в морских слоях.

Общие ссылки на наличие конкреций, относящиеся ко всей 150–200-метровой толще отложений, мало помогают выяснению ее генезиса и стратиграфии, так как они встречаются все же сравнительно редко и во вполне определенных горизонтах.

Некоторые физические свойства пород

Объемный вес и пористость должны быть существенно различными у ледниковых и морских отложений. В основной морене, непосредственно испытавшей статическую нагрузку и динамическое воздействие ледника, взаимная "упаковка" частиц должна быть совершеннее, плотнее, объемный вес выше, а пористость ниже, чем в свободно отложившихся из взвесей морских алевролитах и глинах, подвергавшихся только давлению столба воды (Приклонский, 1952; Easterbrook, 1964). В шельфовых морях (до 200 м) эта нагрузка не превысит 20 кгс/см^2 , при минимальной мощности сибирских ледниковых покровов (700 м) только статистическая нагрузка могла достигать 60 кгс/см^2 , при максимальной (2000–3000, по П.С.Воронову, 1968) — $180\text{--}270 \text{ кгс/см}^2$.

Наблюдения, проведенные автором в 1962 г. на Среднем Енисее, показали, что основная морена максимального оледенения (имевшего, очевидно, и большую мощность) уплотнена значительно сильнее, чем морена последнего, предгорного оледенения. Она имеет облик "каменной морены", с трудом разрабатывается при расчистках, заключенные в ней гальки и щебень при ударе кайлом нередко скалываются вместе с породой. Слой морены образует вертикальные стенки (рис. 10) и щебенчатые осыпи. Эти особенности резко отличают ее от всех более молодых отложений.

Абляционные морены должны обладать той же плотностью мезостаза, что и свободно накопившиеся осадки, колебания их объемного веса будут зависеть в основном от количества грубых обломков в породе.

При сравнении объемного веса и пористости пород в генетических целях приходится иметь в виду, что морские плейстоценовые

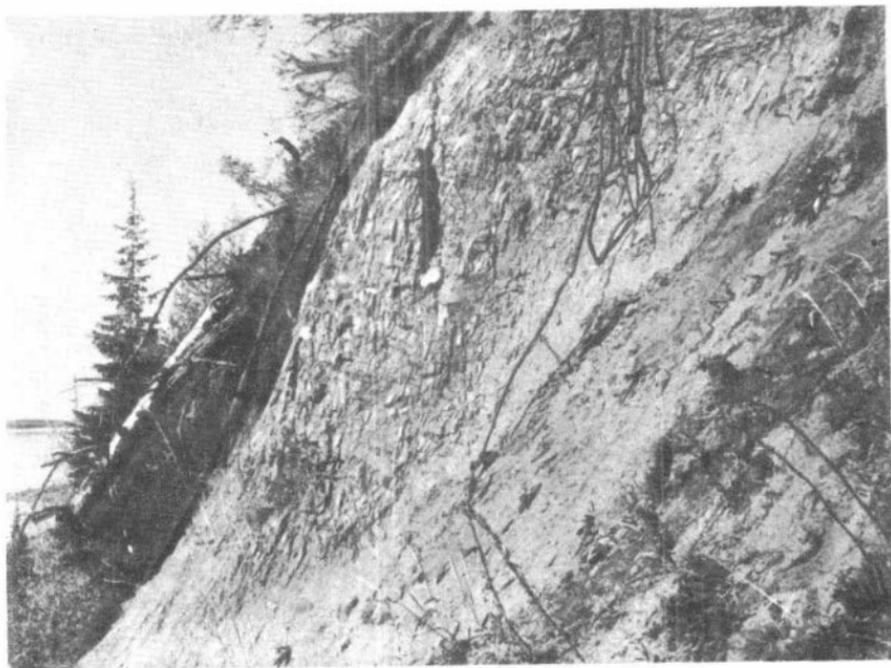


Рис. 10. Обнажение каменной морены максимального оледенения (самаровский горизонт). Правый берег Енисея, в 13,5 км ниже устья р. Чулковки. Фото автора

отложения почти на всей площади своего распространения испытали последующее воздействие ледниковой нагрузки, и для получения строгих выводов-необходим специальный подбор материала. Более того, мы пока не знаем до какой глубины эта нагрузка могла уплотнять породы, для этого не хватает ни наблюдений, ни измерений, ни экспериментальных данных.

Увеличение глубины залегания того или иного слоя также должно изменять состояние породы, испытывающей горное давление лежащей над ней толщи. На величину объемного веса будет влиять гранулометрический и минералогический состав породы. При малом числе имеющихся измерений подобрать строго сравнимые по всем характеристикам образцы, различающиеся только происхождением (ледниковый и морской), оказалось невозможным. Тем не менее можно привести некоторые данные, не обладающие абсолютной однозначностью, но более или менее показательные (табл. 2).

Из материалов табл. 2 видно, что плотность валунных суглинков основной морены значительно выше, чем речных, озерных и покровных глин и суглинков. Геологи МГУ (Сергеев и др., 1961) и новосибирские специалисты (Мизеров и др., 1967; Воробьев,

Таблица 2
Объемный вес и пористость пород различного генезиса

Район	Относительный возраст	Происхождение	Порода	Фактические свойства			Источник
				объемный вес скелета, г/см ³	пористость, %	коэффициент пористости	
Нижнее Приобье	O ₂ sm	Морена	Валунный суглинок	-	32-26	0,47-0,38	Сергеев и др., 1961
Бассейны рек Салым, Балык	O ₂ sm	То же	То же	2,22-2,07	32-26	0,47-0,38	Воробьев, 1972
Норильск	O ₃ ^{sr}	"	"	2,90-2,63	-		Урванцев, 1957
Шпицберген	O ₃ = 4	"	"	2,18	19,7	0,24	Лаврушин, 1969
То же	O ₃ = 4	"	"	2,23	24,8	0,33	Лаврушин, 1969
"	O ₃ = 4	Айсберговые отложения	"	2,01	37	0,59	Лаврушин, 1969
"	O ₃ = 4	То же	"	1,86	34,2	0,52	Лаврушин, 1969
"	O ₃ = 4	Подводная морена	"	1,83	35,9	0,56	Лаврушин, 1969
Среднее Приобье	N ₁ -Pg ₃	Речные, озерные	Глины	1,68-1,43	-	0,81-0,61	Черноусов, 1966
То же	O ₂ ^{tb}	Речные	То же	1,5-1,3	-	-	Мизеров и др., 1967
Тобол-Иртышское междуречье	O ₃	То же	"	1,66-1,16	-	1,09-0,61	Ермаков и др., 1969
Бассейн р. Тобол	O ₃	Покровные	Суглинки	1,58-1,44	-	0,83-0,70	Ермаков и др., 1969
Бассейн рек Салым, Балык	O ₃	Речные, почвы	Суглинки, алевроиты	1,69-1,24	-	-	Воробьев, 1972
Новосибирское Приобье	O ₃	Покровные	То же	1,42-1,41	-	-	Тофанюк, Шаров, 1966

1972) считают, что это — непосредственный эффект ледниковой нагрузки, так как все образцы отбирались с небольшой (до первых десятков метров) глубины.

О.В.Суздальский (1965) приводит интересные данные об объемном весе пород, вскрытых скважиной 31-БХ, на правом берегу р. Б.Хеты (табл. 3). Он считает, что весь разрез, кроме самой нижней части, сложен морскими отложениями, и приходит к выводу, что изменение объемного веса пород указывает лишь на отсутствие закономерного увеличения с глубиной, а его колебания в пределах $1,64 - 2,90 \text{ г/см}^3$ вызваны изменениями гранулометрического, минералогического состава, пористости и т.д. Однако исследовались в основном глины и едва ли столь значительные колебания можно связывать с изменением этих характеристик. Вполне вероятно, что высокие объемные веса трех верхних образцов связаны с тем, что они перенесли ледниковую нагрузку, так как место, где заложена скважина, лежит в границах последнего покровного (зырянского) оледенения. В этой части интервала есть прослой валунного суглинка, плотных глин и галечного песка, очень высок процент пироксенов, что позволяет предполагать ледниковое происхождение пачки, из которой взяты два верхних образца. В таком случае третий образец (сверху), содержащий фораминиферы, будет относиться к верхней части подстилающих морских слоев, уплотненной ледником. В остальных образцах с высоким объемным весом фораминифер нет (они найдены в промежуточных "более легких" породах), а четыре из шести проб взяты в интервалах, где породы содержали грубообломочный материал. Заметим также, что как бы высоко ни было содержание последнего, породы определены как глина или алевроит, и приобрести объемный вес порядка $2,7 - 2,9 \text{ г/см}^3$, приближающийся к плотности сплошного базальта ($2,96$), они могли, только перенести значительное уплотнение под нагрузкой.

Массовые измерения плотности различных пород в условиях их естественного залегания были предприняты по инициативе автора С.С.Сухоруковой и геофизиком П.Н.Солобаевым в 1966 г. на Енисее. Для определения объемного веса использовался приставной гамма-гамма плотномер. Полученные данные не вполне сравнимы с приведенными выше, так как породы измерялись в состоянии естественной влажности на контакте с мерзлотой. С.С.Сухорукова заканчивает обработку материалов, и в ближайшее время полученные результаты будут опубликованы. Они показывают в целом высокую уплотненность морен по сравнению с водными осадками.

Помимо уплотнения основной морены и подстилающих ее отложений статическая и динамическая нагрузка ледникового покрова вызывает и другие явления. Одно из них — крупные дислокации — будет рассмотрено ниже. Менее эффектно, но значительно шире распространено другое явление — образование в глинисто-алевроитовых породах — моренах и подстилающих их слоях — систем полигональных или точнее полиэдрических структурных отдельностей, ко-

Таблица 3

Объемный вес пород, пройденных скважиной 31 Большехетской разведочной площади. Альтитула устья - 84 м

Глубина взятия образца, м	Порода	Объемный вес, г/см ³	Происхождение отложений (по Суздальскому)	Примечание автора
13-20	Глина алевроитовая	2,71	Морские	В интервале есть валунно-галечно-гравийные суглинки; содержание пироксенов в тяжелой фракции 80-90%
24-30	Алеврит	2,89	То же	
51-59	Алеврит	2,90	"	-
72-79	Глина алевроитовая	1,90	"	Слои с фораминиферами
72-79	То же	1,86	"	То же
80-87	"	2,81	"	В верхней части интервала исчезают фораминиферы, есть валуны
88-90	Песок	1,71	"	В интервале 100-105 - намывной торфяник
130-148	Глина	1,79	Морские	В верхней части интервала есть фораминиферы, ниже 134 м толща глин немая
130-148	"	1,64	То же	
130-148	"	2,87	"	
150-165	Глина алевроитовая	1,99	Континентальные (неледниковые)	
166-170	Глина	2,83	-	Много гальки
193	Глина алевроитовая	1,90	-	Есть галька
194	То же	1,83	-	Есть галька; в спорово-пыльцевом спектре - 90% спор
200-205	Глинистый алеврит (верхний мел)	2,01	-	

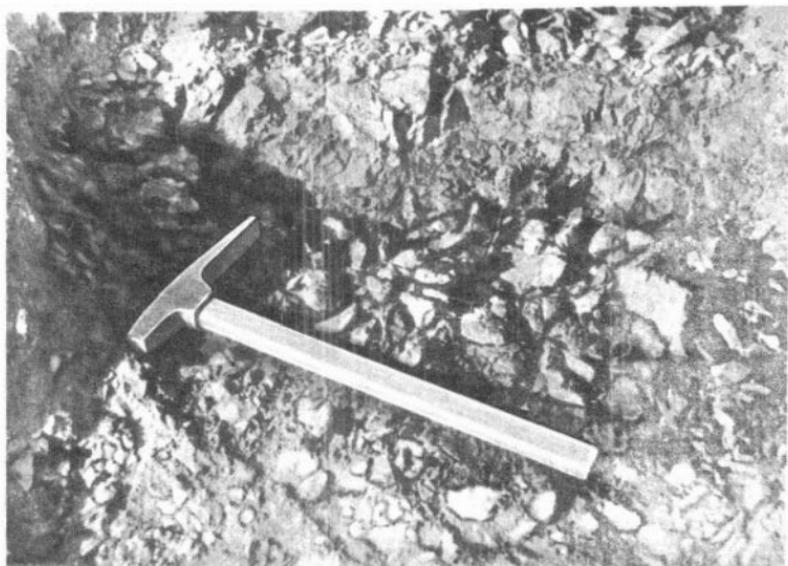


Рис. 11. Оскольчатость морены. Правый берег Енисея, в 8,8 км ниже устья р. Чулковки. Фото автора

торые В.Н.Сакс назвал "оскольчатостью" (рис. 11). Обычно считается, что она возникает при попеременном замерзании и оттаивании деятельного слоя на поверхности обнажений, но вероятнее, что это лишь условия ее проявления, а скрытые системы трещин существуют в самой породе. Характерно, что "оскольчатости" нет ни в поздне-последледниковых отложениях, ни в глинисто-алевритовых породах вне границ оледенений в Западной Сибири. Такое же явление – образование "фрагментированных глин" свойственно подморенным отложениям Дании (Hansen, 1965).

В подморенных морских глинах, выходящих по р. Фокиной – правому притоку Енисея, С.А.Архиповым и Д.В.Семевским были найдены многочисленные раковины морских двустворок, раздавленные без смещения обломков, т.е. давлением, нормальным к поверхности пласта. Раздавлены не только хрупкие *Portlandia*, но и крепкие ребристые раковины *Astarte compressa* (L.). Это явление можно объяснить ледниковой нагрузкой, проявившейся особенно эффективно благодаря малой мощности глин, лежащих к тому же на несжимаемом скальном цоколе из палеозойских известняков. Многочисленные находки таких раздавленных *in situ* раковин сделаны в морском плейстоцене Ютландии, перекрытом моренами (Hansen, 1965). Лабораторное моделирование процесса разрушения раковин под давлением позволило бы определить минимальное значение необходимой нагрузки, а через него – минимальную мощность ледникового покрова, для определения которой на равнинах пока нет надежных методов.

Представляется также целесообразным экспериментальное исследование в лабораторных условиях изменений объемного веса и пористости пород различных типов при различных статических и динамических нагрузках, имитирующих воздействие на них движущегося ледникового покрова.

Таким образом, из рассмотрения некоторых черт литологии ледниковых и неледниковых отложений, содержащих грубый обломочный материал, можно сделать заключение о достаточно четкой диагностике ледниковых отложений как по отдельным признакам, так и по их совокупности. Само наличие грубых обломков в рыхлых кластических породах еще не является определяющим, но в соотношении с другими чертами оно создает вполне специфический облик отложений ледниковой, водно-ледниковой или иных групп.

Гляциодинамические текстуры

Нижняя граница слоя наземной морены, прослеженная на сколько-нибудь значительное расстояние, всегда неровна. Она несет следы динамического воздействия ледника на подстилающие слои: неровности, "задирины", внедрения и затяжения одних пород в другие. Некоторые гальки и валуны вмяты в подстилающие слои; верхняя часть последних нередко деформирована, смята (рис. 12-15). Давление, возникающее под толщей движущегося ледника, приводит к формированию и в самой основной морене особых образований, наследующих текстуры мореносодержащего льда и получивших название гляциодинамических текстур (Шанцер, 1966; Лаврушин, 1969). Ю.А. Лаврушин, детально изучавший их на ледниках и моренах Шпицбергена, а также на моренах Польши и Русской равнины, считает наиболее распространенными текстуры течения, образующиеся в нижней части морены при "затягивании" в нее прослойки из подстилающих пород; текстуры давления - перемятые линзы, мелкие складки течения-выдавливания; текстуры уплотнения, проявляющиеся в виде шпироподобных линз песка с корками ожелезнения, сети полос ожелезнения, корок ожелезнения вокруг валунов

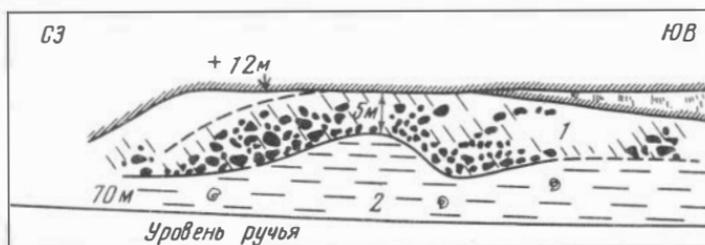


Рис. 12. Неровный контакт валунных суглинков (1) и слоистых морских алевритов (2). Склон возвышенности на левобережье р. Большой Хеты. Полевая зарисовка

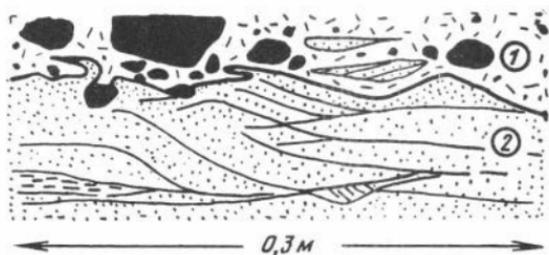


Рис. 13.

Рис. 13. Контакт морены (1) и слоистых морских песков (2). Правый берег Игарской протоки. Полевая зарисовка



Рис. 15.

Рис. 15. Подморенные дислокации. Разорванные и смятые слоистые пески и галечники вокруг глыбки суглинка. Правый берег Енисея, около 70° с.ш. Полевая зарисовка

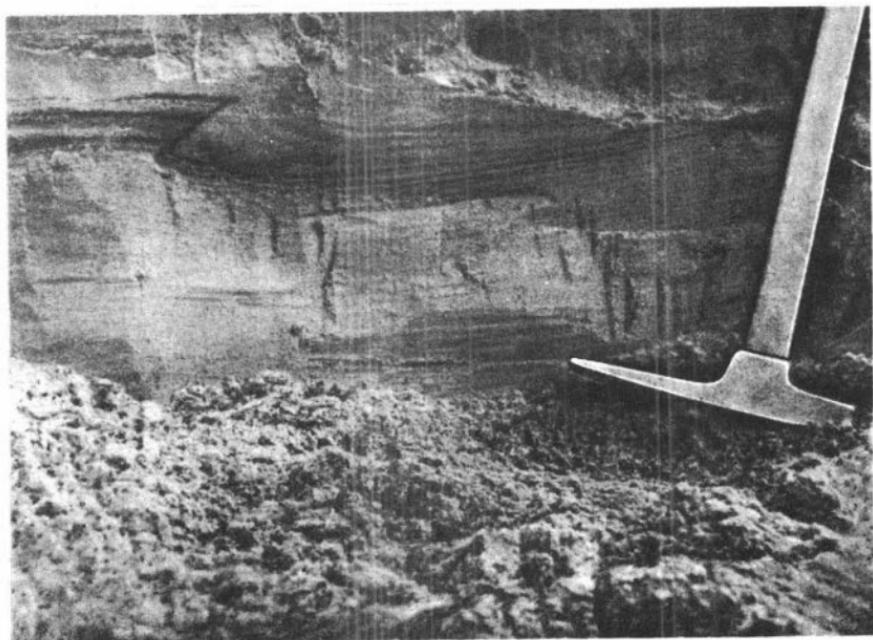


Рис. 14. Мелкие дислокации в песках на контакте с мореной. Правый берег Енисея, в 8 км ниже с. Канотово. Фото автора

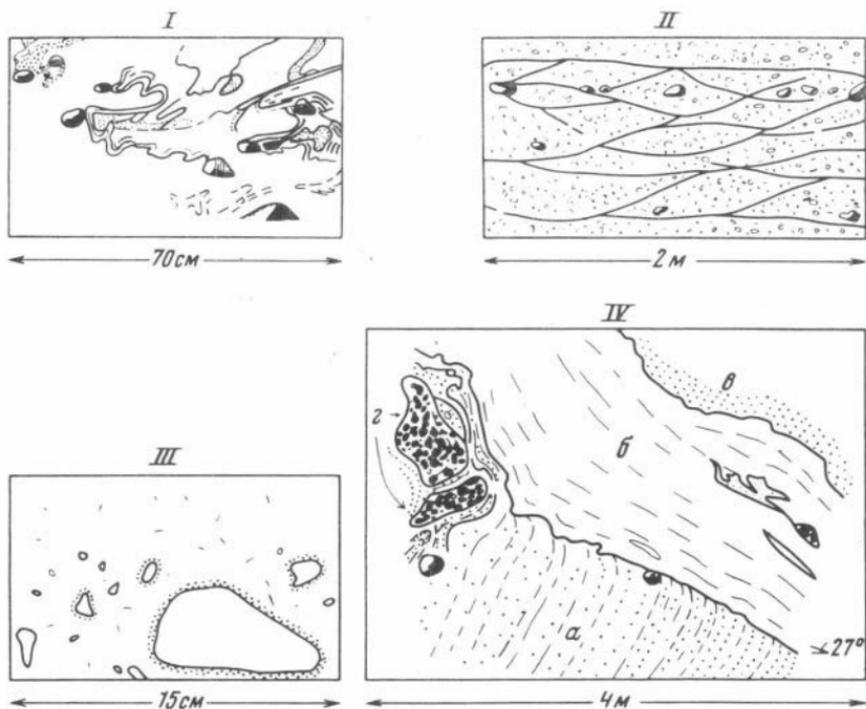


Рис. 16.

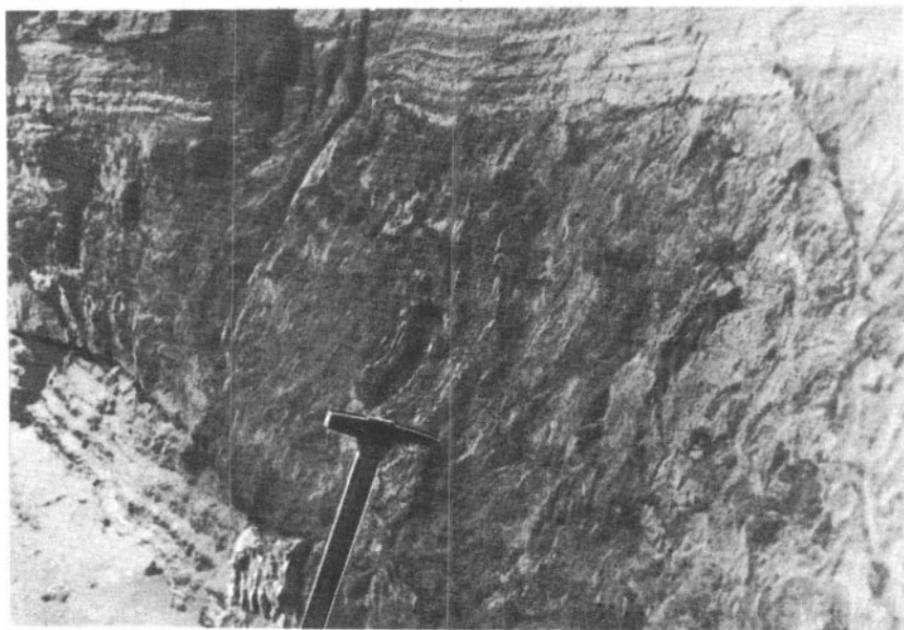


Рис. 17.

Рис. 16. Гляциодинамические текстуры

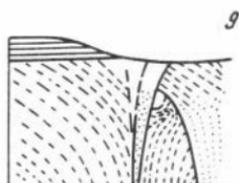
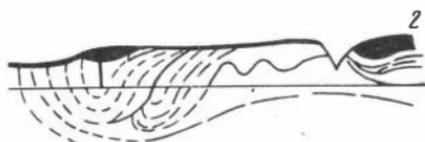
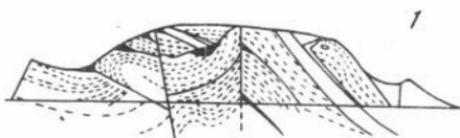
I – текстура давления – перемятые слои глины и линзы песка в морене на правом берегу Енисея, в 13 км ниже поселка Алинское; II – шпироподобная текстура – сеть полос ожелезнения в галечно-гравелистой морене на правом берегу Енисея, в 5 км выше поселка Марково; III – песчаные “рубашки” на гальке – псевдоморфозы по скорлупе компрессионно-режелационного льда в морене на озере Емын-Лор на Полярном Урале; IV – текстуры скалывания и уплотнения в напорной морене на р. Яковлева, в 6 км от устья: а – задранные и сорванные по плоскости скола тонкие слоистые пески, б – чешуя бурой слоистой глины, в – слоистые среднезернистые пески с галькой, г – шпирь охристого песчаного галечника – псевдоморфозы по компрессионно-режелационным льдам

Рис. 17. Текстура давления – слой ленточных глин, вмятый в морену. Правый берег Енисея у пос. Новоселово. Фото автора

(псевдоморфоз по компрессионно-режелационным льдам), а также текстуры сколов, выраженные в виде чешуйчато-надвигового строения морены и сопровождающих надвиги смятий пород. Все эти образования не встречаются в породах иного генезиса и могут служить важным, а иногда решающим критерием при диагностике основных морен. Они нередко встречаются в валунных суглинках сибирских равнин и смежных районов и заслуживают специального изучения (рис. 16, 17).

ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ

Представление об общем горизонтальном залегании плейстоценовых слоев, существовавшее в начальные этапы изучения северных сибирских равнин, подверглось впоследствии значительным изменениям. Вначале появились отдельные сведения о наблюдавшихся кое-где в обнажениях локальных дислокациях – единичных складках, сбросах, надвигах (Урванцев, 1931; Боч, 1937; Емельянец, 1939; Сакс, Ширяев, 1945; Сакс, 1953; Стрелков, Троицкий, 1953; Троицкий, 1966), захватывающих толши морских и континентальных отложений (видимой мощностью в несколько десятков метров) и даже подстилающие их дочетвертичные осадочные породы. Расширение наблюдений и пристальное внимание, уделявшееся нарушениям, особенно при детальных работах последних лет, позволили впоследствии установить, что помимо единичных дислокаций существуют обширные зоны и целые районы, где нарушенное залегание плейстоценовых слоев является скорее правилом, нежели исключением.



По северо-восточному побережью Гыданского полуострова, у м. Лескина и на полуострове Дорофеевском, системы дислокаций были прослежены непрерывно на протяжении 10–12 км. Они наблюдались не только на побережье, но и в глубине полуострова, по берегам рек и крупных озерных котловин. На поверхности водораздельных возвышенностей они проявляются в виде серий параллельных "структурных гряд" (Троицкий, 1966). Не меньшая по протяженности зона срезана вкрест простирания складок и продольных сбросов правым берегом Енисея между устьями рек Сопочной и Чайки, а также между м. Гостиным и дельтой р. Яковлева (рис. 18). Около устья р. Чайки их впервые наблюдал в 1935 г. Н.Г.Акатов. Он обнаружил крупные сбросы и надвиги, секущие меловые и четвертичные слои. По поверхности одного из таких надвигов верхнемеловые пески и глины с богатой фауной иноцерамов смещены к востоку на сотни метров и залегают на серых четвертичных глинах и светлых песках с пропластками слабо измененного торфа и обломками свежей древесины мощностью до 40 м. Нам не удалось проследить эти нарушения в 1952 г., но повторные исследования в 1966 г. подтвердили наблюдения Н.Г.Акатова и заставили отказаться от мнения об эрозионном характере контакта (Троицкий, 1966). Помимо надвига на этом же участке берега и южнее, у пос. Воронцово (Прилучье), наблюдались пологие складки, в которые собраны совместно меловые и плейстоценовые слои.

Крупный пологий надвиг 40-метровой толщи сантонских алевритов и глин на морские плейстоценовые глины обнаружен Ю.Н.Кулаковым, В.Н.Соколовым и В.Н.Саксом (Сакс, 1953) на Гыданском полуострове, в обрывах Сигиртэ-Надо по правому берегу р.Танамы. В том же районе Ю.Н.Кулаков наблюдал совместные дислокации меловых пород и лежащих на них плейстоценовых валунных конгломератов, поставленных "на голову" и загнутых наподобие передка нарты. В юго-западной части Таймырской низменности, на р.Икон



Рис. 18. Плейстоценовые дислокации в ледниковых областях Европы и северной Сибири

1 – утес Мен, Дания; 2 – утес Регле, Дания; 3 – обрыв Ристинге, Дания; 4 – железнодорожная выемка в Нейвердале, Нидерланды; 5 – морена напора в Оверэйсселе, Нидерланды; 6 – Джангодская возвышенность, западная часть Таймырской низменности; 7 – Марковский яр на Енисее, около 64° с.ш.; 8 – останец в дельте р. Яковлева, правый берег Енисея, около 71° с.ш.; 9 – западный берег полуострова Ямал около полярной станции Марресале; 10 – Красные яры на Енисее ниже устья р. Чайки; 11 – Киямирские дислокации, окрестности Киямирских озер, Таймырская низменность. По публикациям (Hansen, 1965; Х.Д.М.Бурк и др., 1959) и материалам автора

В.Н.Сакс (1953) описал надвиги альб-сеноманских песков на морские плейстоценовые глины, а В.П.Марковский наблюдал там целую зону надвигания мезозойских пород на четвертичные, выраженную в разрезах чередованием пластов меловых отложений с крупными аммонитами и валунами суглинков, содержащих обломки таймырских гранитоидов и раздробленные раковины плейстоценовых моллюсков.

Геолог В.С.Ломанченков в 1954 г. установил систему линейных пережатых веерообразных складок в меловых песках и алевролитах, протянувшуюся на 50 км по гребню Джангодской возвышенности, в междуречье р. Пясины и ее левого притока р. Агалы (рис. 18). Немало резких нарушений и ее крутых складок, сбросов наблюдается по правому берегу Енисея, выше Усть-Порта.

В северо-западной части Западно-Сибирской равнины дислокации плейстоценовых и подстилающих отложений распространены не менее широко. На западном Ямале, около полярной станции Маррессале дислоцированные плейстоценовые пески и алевролиты выходят в береговых обрывах и прослеживаются на мелководье Байдарацкой губы непрерывно на протяжении 40 км вкост простираения складок. В "складчатое основание", сложенное песчано-глинистыми осадками верхнего и среднего плейстоцена, врезаны горизонтальные площадки позднепоследних террас, покрытые маломощными рыхлыми наносами (Гуртова, Троицкий, 1968). В южной части полуострова резкие дислокации в плейстоценовых отложениях наблюдали Е.В.Герман, Н.В.Кисляков и И.В.Рейнин (1963).

В северном Зауралье и бассейне р. Полюя разнообразные системы деформаций, захватывающих меловые, палеогеновые и плейстоценовые осадки, установлены М.Я.Рудкевичем, А.П.Ослоповским (1961) и Ю.Ф.Захаровым (1965), на Тазовском полуострове — Ю.Ф.Андреевым (1960), на Мужинском Урале — Г.В.Заводским, И.Л.Зайонцем (1969). Крупные дизъюнктивные нарушения наблюдались М.Я.Рудкевичем и А.И.Волковым (1959) в нижнем Приобье и в бассейне р. Казым. Ю.Ф.Андреев и Ю.Ф.Захаров (1970) детально исследовали места нарушенного залегания плейстоценовых и более древних отложений и установили несомненную связь между дислокациями отложений, выявленными в разрезах, и системами параллельно-грядового мезо- и микрорельефа. Это позволило им, опираясь на результаты дешифрирования аэрофотоснимков, установить обширные районы распространения дислокаций. Ю.Ф.Захаров отмечает, что дислокации и складки нередко прослеживаются значительно ниже подошвы плейстоцена, до глубины 300–400 м, но являются бескорневыми ("атектоническими").

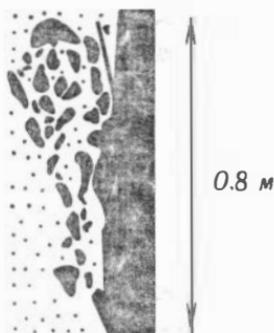
Формы залегания плейстоценовых слоев в зонах нарушений чрезвычайно разнообразны: от пологих складок с углами на крыльях $1-5^{\circ}$, с периодами в сотни и тысячи метров до резких, сжатых, веерообразных и опрокинутых складок, разбитых сбросами и надвигами. Нередко плейстоценовые слои разбиты на блоки, поставлены "на голову". В глинисто-алевритовых породах иногда удается наблюдать гофрировку слоев и кливаж, секущий слоистость под углами

от 15 до 30° (юго-восточнее мыса Лескина на Енисейском заливе, у Селякина мыса на Енисее), а на поверхностях сместителей — брекцию трения, особенно эффектную на контактах между светлыми песками и темными глинами (рис. 19).

Характерно, что область распространения дислокаций ограничивается пределами распространения валунных суглинков и совпадает с границами оледенений, намеченными по геологическим и геоморфологическим данным. Вне этих границ в Сибири подобные дислокации не установлены.

В то же время даже в пределах намеченных границ оледенений дислокации, несмотря на их широкое распространение, далеко не повсеместны. При стратиграфических маршрутах и в ходе геологосъемочных работ автор имел возможность убедиться в том, что на протяжении многих десятков километров нормальное залегание плейстоценовых слоев не нарушается хоть сколько-нибудь заметно. На

Рис. 19. Брекция трения вдоль поверхности сброса. Черное — алевритовые глины, светлое — пески. Западный берег полуострова Ямал. Полевая зарисовка



Енисее, между устьем Луковой протоки и м. Каргинским, на расстоянии 25 км даже такие второстепенные элементы пачки морских отложений, как слои астартового ракушняка, сохраняют неизменное гипсометрическое положение. В западной части Таймырской низменности, по р. Агапе хорошо обнаженные морские слои сохраняют горизонтальное залегание на протяжении 110 км. Столь же хорошо выдерживается горизонтальное залегание слоистых алевритов, обнаженных на протяжении многих десятков километров по берегам Обской и Тазовской губы.

Возникновение резких пликативных и дизъюнктивных нарушений первоначально стремились объяснить соляной тектоникой или гляциодислокациями (Сакс, 1953). Впоследствии высказывались предположения об их образовании под действием экзогенных процессов: промерзания пород, образования древних оползней, конвективных процессов, или в качестве побочных эффектов радиальных тектонических движений (гравитационных и динамических смещений на крыльях крупных складок, присбросовых смятий и пр.) (Андреев, 1960; Кулаков, 1960; Костяев, 1966; и др.).

Интересно отметить, что такие же предположения, по свидетельству С. Хансена (1965), высказывались в отношении дислокаций плейстоценовых и подстилающих их палеогеновых и меловых пород Ютландии и Северо-Германской низменности немецкими и датскими геологами в XIX в., до утверждения ледниковой теории (а в качестве пережитков и до 1940 г.). Тектонические движения, оползневые перемещения, обрушения пород на береговых клифах признавались единственными причинами возникновения резких нарушений в молодых осадочных толщах. Однако еще в годы становления ледниковой теории (1870–1875 гг.) датский геолог Й. Ф. Йенstrup предположил их образование под действием бокового давления, вызванного движением материкового льда.

В дальнейшем силы, вызывающие дислокации в рыхлых породах ледникового ложа, стали связывать также и с действием на них самого веса льда (Hansen, 1965). Тем самым появилась возможность объяснить появление дислокаций не только на выступах рельефа, но и на ровных его участках. Ту же мысль независимо от датских геологов развивает Ю. Ф. Захаров (1965, 1968). Он полагает, что давление, возникающее в рыхлых толщах под колоссальной массой ледникового покрова, выжимает пластичные слои в ту сторону, где нагрузка уменьшается, т.е. к краевой зоне. Развивающееся таким путем боковое давление сжимает пластичные породы и дробит более жесткие пласты. Добавим к этому, что градиенты давления в краевой зоне весьма значительны вследствие быстрого снижения поверхности и уменьшения мощности льда вплоть до нулевой.

Оползневая природа дислокаций не подтверждается ни морфологией складок и разрывов (рис. 18), ни большой протяженностью зон нарушений, ни прямыми геологическими наблюдениями, при которых не обнаружено прислонения смятых пород к уклонам или выступам древнего рельефа.

Против криогенного их происхождения свидетельствует локализация нарушений на отдельных участках и полная независимость от состава пород. Трудно предположить, чтобы всеобщий процесс промерзания рыхлых толщ на северных равнинах проявился столь локально и независимо от литологических особенностей пород. Кроме того, за границами оледенений массовое промерзание пород также имело место, но оно нигде не оставило подобных по морфологии структур. Там распространены резкие, но ограниченные по масштабам изгибы и смятия слоев, нарушения, созданные ростом ледяных тел, существенно отличающиеся от описанных выше дислокаций по морфологии. Они легко распознаются также по связи с полигональными системами повторно-жильных льдов или грунтовых псевдоморфоз по ним.

Конвективные процессы, развивающиеся в пачках, сложенных чередующимися пластами различных по механическим свойствам пород (песков, алевроитов, глин), под воздействием веса лежащих над ними толщ (Костяев, 1966) могут создавать достаточно интенсивные

дислокации лишь при значительной мощности последних. Однако большая часть упомянутых выше дислокаций развита в приповерхностных слоях. При этом нет никаких геологических свидетельств того, что над ними когда-либо отлагались толщи пород значительной мощности. Конвективные процессы могли возникать в них только под ледниковым покровом, мощность и масса которого обеспечивала необходимое давление. Таким образом, среди описанных нарушений могут присутствовать и конвективные структуры, но они имеют ледниковое происхождение и их следовало бы именовать гляцио конвективными. Специальное исследование дислоцированных участков, очевидно, позволит выделить их из сложных систем нарушений иного генезиса.

Связь некоторых дислокаций с соляной тектоникой возможна только на крайнем востоке Таймырской низменности, где установлено на небольшом участке 7 соляных куполов, для остальных районов само существование последних гипотетично, а для хорошо исследованных исключается, так как дислокации оказываются бескорневыми (Захаров, 1968). Собственно, тектоническое происхождение нарушений также маловероятно, в связи с тем, что в исследуемых областях не существует никаких прямых или косвенных признаков молодой тектонической деятельности, достаточно интенсивной для возникновения подобных структур.

Как видим, ни один из предложенных процессов не может быть признан причиной появления систем резких и сложных нарушений нормального залегания плейстоценовых отложений и подстилающих их пород. Единственно вероятным остается их гляциодислокационное происхождение. Оно подтверждается приуроченностью дислокаций к районам распространения ледниковых отложений (в особенности к зонам размещения краевых ледниковых форм) и отсутствием их за границами оледенений; затуханием дислокаций с глубиной и их полным морфологическим сходством с дислокациями в других древнеледниковых районах (рис. 18). Анализ морфологии деформаций показывает, что они могли быть образованы только в результате тангенциального давления и являются складками продольного сжатия (по Гзовскому, 1963).

Роль самого поступательного движения льда в формировании дислокаций может проявляться различно. Оно может приводить к дроблению, смещению и смятию слоев на выступах доледникового рельефа, срезанию блоков с бровок крутых уступов долин, котловин и заполнению ими понижений (фация моренного свала). Кроме того, вследствие неравномерности напряжений в самой массе движущегося льда могут возникнуть дополнительные местные динамические нагрузки с вертикальной или наклонной составляющей, передающиеся породам ложа и усиливающие эффект общей "фоновой" нагрузки, созданной весом ледникового покрова. Сама же трение ледникового покрова о ложе и срезание местных неровностей играют, по-видимому, подчиненную роль, так как складки волочения встречаются сравнительно редко и только непосредственно под моренами.

Широкое распространение гляциодислокаций в плейстоценовых слоях сибирских равнин следует непременно иметь в виду при проведении геологической съемки, поисках нефтегазоносных структур и специальных стратиграфических исследованиях.

При детальном стратиграфическом исследовании участка с нарушенным залеганием приходится проводить крупномасштабную структурную съемку для того, чтобы надежно выявить действительную последовательность отложений. С другой стороны, по дислоцированным толщам, выходящим даже в невысоких обрывах, можно легко "собирать" непрерывные разрезы значительной мощности и, не прибегая к бурению скважин, получить значительно более полную информацию о слоях, не доступных обычно непосредственному наблюдению. Возможность значительных нарушений нормального залегания слоев необходимо иметь в виду и при корреляции разрезов буровых скважин. Установить их проявления можно по наклонам параллельной слоистости, микросбросам, кливажу и текстурам смятия, заметным на монолитах керна.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ВАЛУННЫХ СУГЛИНКАХ. ОБЩИЙ ОБЗОР

Наличие остатков животных и растений в валунных суглинках служит для антигляциалистов важным доводом против ледникового происхождения последних. Однако ссылки на подобные находки часто имеют общий характер, нередко относятся ко всему разрезу плейстоцена или ко всей области предполагаемого распространения отложений, т.е. недостаточно конкретны. И.Л.Кузин и Н.Г.Чочиа (1965, стр. 182) пишут: "Морская макрофауна встречается практически по всему разрезу отложений ямальской серии ... Отложения ямальской серии, содержащие морскую макрофауну, развиты на громадных пространствах севера низменности... Морская макрофауна залегает в глинистых песках, алевролитах и главным образом в мореноподобных супесчано-суглинистых осадках. В последних в составе фауны встречаются формы, прикрепленные к валунам"¹

Остановимся на этих положениях подробнее. В доказанцевской части разреза плейстоцена, о которой идет речь в цитируемой работе, раковины моллюсков ("макрофауна") встречаются не так уж часто — можно насчитать всего 49 местонахождений. При этом на Обском севере — наиболее известном авторам шитаты — их совсем мало. Даже если считать местонахождения единичных неопределимых обломков, то их наберется не более 9 (считая две скважины на южном Ямале), а целые раковины, захороненные, несомненно, в среде обитания, найдены только в пяти из них. Мощность слоев с

¹Разрядка автора.

морскими раковинами не превышает 30–45 м при общей мощности пород до 200–250 м. Все находки сделаны в алевроитовых или песчаных глинах, которые никак нельзя считать мореноподобными¹.

Известные автору находки раковин *Balanus*, прикрепленных к валунам, сделаны в двух пунктах и приурочены вовсе не к "мореновидным" слоям. Один образец взят О.В.Суздальским (1967) из слоистых алевроитов с линзами песка, обнаженных на р. Джангоде в Таймырской низменности. Другой найден автором на Енисее, около м. Каргинского, где валун с колонией баянусов лежал в слоистых песках казанцевского горизонта.

В естественных разрезах, исчисляемых тысячами, раковины моллюсков залегают, как правило, в песках, алевроитах и глинах, сортированных и обладающих слистостью, и очень редко – в породах с небольшим количеством рассеянных грубых обломков. Единственный район, где "макрофауна" в виде обломков раковин часто встречается в несортированных валунно-галечных суглинках – среднее течение Енисея. Этот район играл важную роль в становлении представления о широком распространении ледниково-морских отложений и будет рассмотрен в особом разделе.

Если поставить вопрос шире – возможны ли находки плейстоценовых морских раковин, фораминифер, костей животных, остатков растений, включая споры, пыльцу и панцири диатомовых, в ледниковых слоях, то можно дать лишь один вполне определенный ответ – да, возможны! Единственным условием, необходимым для реализации этой возможности, как вполне резонно отметил В.А.Лидер (1968), является наличие подходящих источников – пород, из которых они могут быть переотложены. В конкретной геологической обстановке сибирских равнин подобных источников более чем достаточно среди более древних рыхлых отложений. Дабы не затрагивать пока регионов, являющихся полем дискуссии, обратимся к примерам из других древнеледниковых областей.

Переотложенные в водно-ледниковые накопления озов и флювиогляциальных равнин раковины известны в ледниковой области Северной Америки (Nichols, Stinson, 1937).

А.Ян на Шпицбергене, в заливе Хорнсунн (1961) наблюдал моренные валы с обильными морскими раковинами у окончания ледника Хорн. А.Гейц отметил такие же накопления на полуострове Трескель, в 7 км от края глетчера. Раковины переотложены из голоценовых морских террас в результате подвижек ледников в историческое время. На южном берегу залива Бельсунн Д.В.Семевский (1967) нашел многочисленные горизонты плейстоценовых ледниковых отложений с обломками раковин, переотложенными из межморенных морских слоев.

¹ Автор определял почти все эти сборы из присланных ему образцов керна.

В Норвегии раковины *Portlandia arctica* часто встречаются в моренах стадии Таутра (Ра) около Тронгеймфьорда; морские раковины найдены в одновозрастных краевых моренах, пересекающих главные фиорды Финмаркена и округа Тромсе. В провинции Ерен глинистая морена с валунами балтийских и норвежских пород содержит много обломков раковин *Arctica* (*Cyprina*) *islandica*, *Mya truncata*, *Mytilus edulis*, *Modiola modiolus*, *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Chlamys islandicus*, *Astarte compressa*, *Astarte montagui* (*Nicania banksii*), *Balanus hameri*, *Panopaea norvegica*, вынесенных из межледниковых или межстадиальных морских слоев (Andersen, 1965).

На Британских островах морены с морскими раковинами, принесенными со дна Ирландского моря ледниками последнего оледенения, известны в северо-западном Уэльсе (Sann'ders, 1968), Чешире (Sissons, 1967) и различных районах Англии (Wright, 1937). Фрагменты, створки раковин моллюсков и фораминиферы многочисленны в миндельских моренах Восточной Англии — ловестофской и так называемом наносе Северного моря (North Sea drift) (Chatwin, 1948; Mac Fadyen, 1932). С. Хансен указывает, что в моренах и флювиогляциальных отложениях Дании часто встречаются раковины моллюсков и другие окаменелости из четвертичных морских, третичных и меловых отложений, "бесполезные для стратиграфического изучения четвертичных отложений". В морене и флювиогляциальных песках последнего оледенения особенно часто попадают остатки моллюсков из подстилающих эемских морских отложений. Грубый водно-ледниковый песок с обломками раковин *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* получил даже специальное название "*Cyprina Sand*". Слои этого песка наряду с мореной и озерно-ледниковыми глинами заполняют промежутки между чешуями белого писчего мела в грандиозной (126 м) напорной морене утеса Мён (Hansen, 1965)¹. С. Хансен пишет также, что "вторичная пыльца" из межледниковых, доледниковых и третичных отложений в большинстве моренных и водно-ледниковых глин встречается в огромном количестве. В вюрмских моренах Дании найдено около сотни зубов и костей мамонта, кости овцебыка, гигантского оленя, носорога, сайги.

И. Доннер описывает находки в моренах Восточной Финляндии "глиняных шариков" из морских глин, содержащих 67–93% морских диатомовых и пыльцу широколистных пород — граба, дуба, вяза, липы и орешника (Donner, 1965). Особенно интересны данные Л. Хейнонена, установившего, что от 87 до 100% спорово-пыльцевых зерен и панцирей диатомовых, извлекаемых из морены, покоятся не в мелкоземе ее мезостазиса, а в глинистой корке, окружающей песчаные частицы и камни. Пыльца и споры плохо сохранились, разорваны, смяты и четко отличаются от найденных в молодых органогенных осадках. Состав флоры довольно постоянен (вследствие единства источника. — С.Т.), но количество варьирует

¹См. рис. 18.

очень сильно. Содержание пыльцевых зерен древесных пород в 10 г породы изменяется от полного отсутствия до 9340 экземпляров. В моренах встречаются иглы хвойных, куски древесины (Heinonen, 1957). Отметим, кстати, что материалом для радиоуглеродного датирования многих североамериканских морен послужили стволы деревьев, найденные в нижней их части. На поперечных срезах стволов отчетливо заметно уменьшение толщины годовых колец, вполне логично связываемое с ухудшением климата по мере приближения ледникового края, завершившимся гибелью деревьев и их погребением в морене.

Раковины морского моллюска *Portlandia arctica* и фораминиферы, переотложенные из позднемежледниковых (предледниковых) или межстадиальных отложений, найдены в миндельских, рисских и вюрмских моренах Латвии на реках Даугаве, Кайбале, Огре и в Лубанской низменности (Афанасьев, 1967). Хорошо известны обильные местонахождения целых раковин бореальных морских моллюсков, переотложенных во флювиогляциальные накопления Лей-Губского и Шаваньского озов в Карелии (Горецкий, 1949). В моренах и озерно-ледниковых отложениях Ленинградской области найдена пыльца широколистных пород, ассимилированная из межледниковых накоплений (Солоневич, 1946).

Эти сведения наглядно показывают, что при наличии подходящих источников органические остатки встречаются в отложениях ледниковой группы, и их присутствие само по себе еще не свидетельство против ледниковой природы отложений. Чужеродность таких остатков достаточно надежно устанавливается путем тафономического анализа — довольно простого для макроостатков и более сложного, почти ювелирного — для микрофоссилий. Последний возможен только в лабораторных условиях и для его выполнения необходим отбор образцов с ненарушенной структурой. Общая методика микротафономических исследований пока не разработана. Можно рекомендовать визуальный (и под бинокуляром) просмотр штуфов связанных пород алевритов, глин, суглинков) в многочисленных срезах, а также отбор всех инородных включений (окатышей и осколков глин, алевритов, частиц с глиняными корками и т.д.), их раздельный микропалеонтологический анализ и сравнение с результатами исследования основной глинисто-алевритовой массы породы. Второй способ — просмотр под микроскопом прозрачных шлифов из образцов с искусственным цементом. Он будет, по-видимому, эффективен для изучения раковин фораминифер, остракод, в полостях которых можно обнаружить остатки породы, свойственной среде обитания или захоронения и сходной, либо несходной с основной массой породы, сформировавшейся в среде отложения. Пока же при определении автохтонности микрофоссилий мы вынуждены ограничиваться более общими признаками — сохранностью объектов, их обилием, экологической, биоценотической, хронологической совместимостью (или во всяком случае — естественностью сочетаний) видов и родов, а также наличием каких-то определенных тенденций в изменении их содержания

или сочетаний по разрезу слоя. Чаще всего "бестолковые" комплексы и спектры микрофоссилий, не отражающие в совокупности ни последовательного изменения глубины, солености и термики седиментационного бассейна, ни последовательности развития растительности в соответствии с климатическими ритмами, оказываются приуроченными к породам, которые и по своим литологическим признакам, и по положению в последовательности отложений могут рассматриваться как ледниковые. Такие "ассоциации" – результат механического смешения разнофациальных и разновозрастных остатков – естественны для ледниковых отложений, формирующихся при механической ассимиляции и перемешивании разнородных рыхлых пород субстрата в безжизненной среде и противоестественны для любой иной седиментационной и ландшафтной обстановки формирования отложений.

Несмотря на довольно частые находки ископаемых органических остатков в ледниковых отложениях, морены чаще всего "безжизненны". Исследование сотен образцов из моренного пояса Сибирских увалов (Архипов и др., 1968) показало полное отсутствие в них микрофоссилий. Такой же результат был получен при исследовании нашей коллекции валунных суглинков, взятых из разрезов по Енисею между г. Игаркой и устьем р. Бахты, микропалеонтологом Новосибирского геологического управления Т.И.Фирсовой. Она исследовала те же образцы, которые были подвергнуты подробному литологическому изучению и диагностированы как морены Е.В.Шумиловой и Ф.С.Бузулуцковым (1971). Остановимся на особенностях пород и геологическом строении последнего участка, так как с его исследованием связан целый этап становления "умеренного антигляциализма", концепции широкого распространения в северной Сибири ледниково-морских фаций.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ВАЛУННЫХ СУГЛИНКАХ И СЛОИСТЫХ ПОРОДАХ С МЕГАКЛАСТАМИ, РАСПРОСТРАНЕННЫХ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ ЕНИСЕЯ

В разрезах четвертичных отложений по берегам р. Енисея между устьем рек Нижней и Подкаменной Тунгуски нередко находили обломки раковин моллюсков (Зубаков, 1957; Зубаков, Семевский, 1958; Архипов, Лаврушин, 1957; Троицкий, 1958; Архипов, Аleshинская, 1960), что послужило поводом к выделению ледниково-морских отложений, синхронных тазовской морене полностью (Архипов, 1957, 1959, 1960; Архипов, Лаврушин, 1957; Мизеров, 1957) либо частично (Земцов, Шацкий, 1961), или морене "енисейского" предгорного оледенения (Зубаков, 1957), а впоследствии – к выделению санчуговско-тазовской свиты или енисейского горизонта ледниково-морских отложений (Зубаков, 1962, 1967; Архипов, Матвеева, 1964). Достаточно однообразный видовой сос-

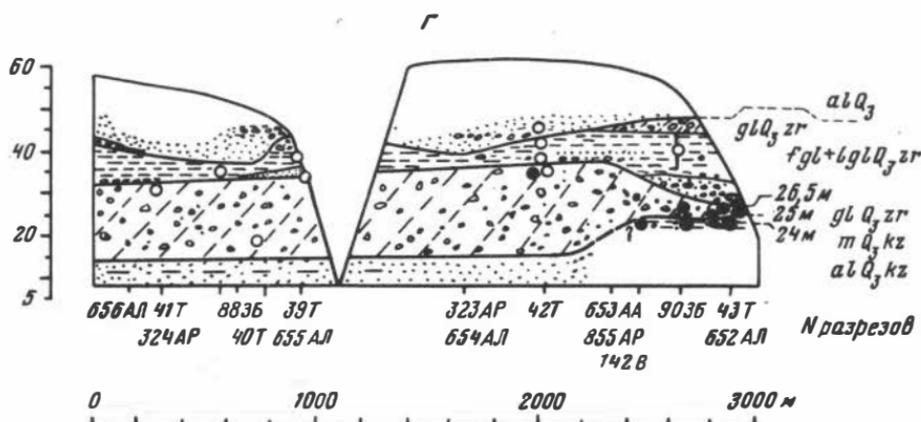
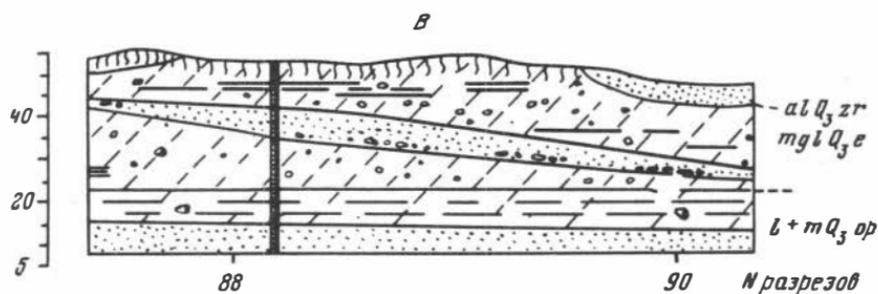
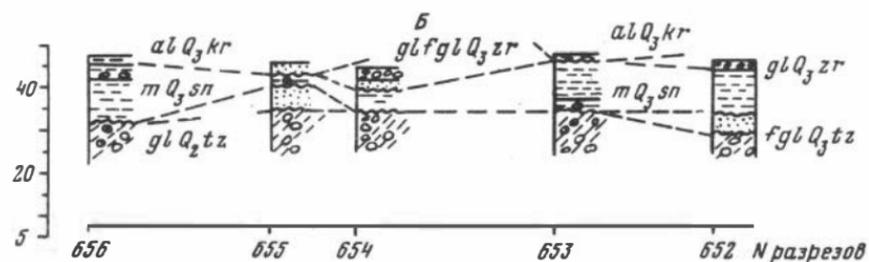
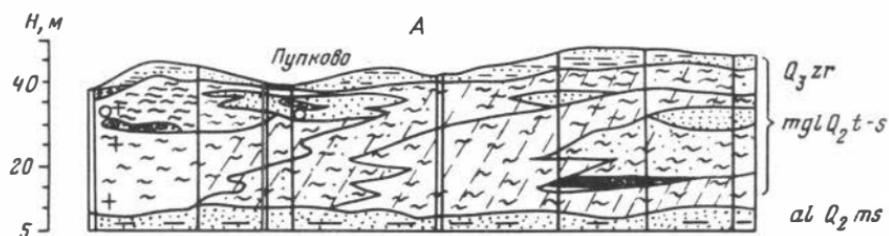
тав остатков, обычный для морских отложений Северной Сибири, навел и автора (Троицкий, 1958) на мысль о распространении морских фаций вплоть до устья р. Подкаменной Тунгуски. При этом не была принята во внимание вторая возможная причина однообразия — единство источника переотложения, а также недостаточно учтена плохая сохранность материала. Из определений автора, исследовавшего все сборы со среднего Енисея, но не изучавшего разрезов, с одной стороны, и наблюдений геологов, видевших вмещающие породы — валунные суглинки — с другой — и возникло “комбинированное” представление о “ледниково-морских” слоях в этом регионе. Предупреждение В.Н.Сакса (1959) о возможности приноса обломков раковин ледниками с севера и предположение Е.П.Зарриной и И.И.Краснова (1961) о моренной природе отложений побудили автора провести в 1962 г. специальные геологические и тафономические наблюдения на всех разрезах по среднему течению Енисея, где были сделаны ранее сколько-нибудь значительные палеонтологические находки.

Ревизионные работы были проведены на участке долины р. Енисея длиной около 460 км, между устьями рек Сухой Тунгуски и Подкаменной Тунгуски, на обнажениях его правого берега (левый занимает пойма или низкие позднеледниковые террасы Фарковской равнины). Исследовано 54 разреза, в том числе почти все 38 пунктов, где находки были сделаны ранее, — в разрезе, в осыпях или на бечевнике. Был обнаружен ряд новых местонахождений, их общее количество достигло 53, в том числе около 30 с находками раковин или их фрагментов, залегавших непосредственно в слоях береговых обнажений.

Каждый слой с находками вскрывался глубокими расчистками, а уровни, на которых они были сделаны, — широкими продольными ступенями высотой до 2,5 м и длиной до 6–10 м по простиранию слоев для сбора включений, наблюдений над текстурой и структурой породы, количественного учета грубых обломков и определения их петрографического состава.

Из 30 пунктов с находками в слое 13 северных образуют компактную группу, расположенную между устьями рек Четырехверстной (в 5 км выше станка Баиха) и Средней (в 3,2 км выше развалин станка Пупково), на участке длиной около 16 км. Геологическое строение этой части правобережья Енисея исследовано достаточно подробно, и на нем следует остановиться особо.

Разрезы у поселка Пупково. Береговые разрезы высотой до 40 м над уровнем Енисея по его правому берегу между устьями рек Четырехверстной и Средней (16 км) описаны в 34 пунктах, что позволяет проследить основные черты строения отложений между абсолютными отметками +8,5 м и +48 м и составить достаточно полное представление о типах отложений, слагаемых ими геологическими телами и их взаимоотношениях. Наиболее низкие слои вскрыты мелкой скважиной, пройденной у основания берегового уступа (Архипов, Матвеева, 1964).



Обобщение материалов, полученных до 1962 г., дано в трех схемах геологического строения (рис. 20) и сводной колонке, составленной Межведомственной партией (Архипов, Матвеева, 1964) (рис. 23). Оставляя пока в стороне различные датировки слоев, рассмотрим взаимоотношение геологических тел и их фациальные особенности.

Наиболее низкая часть сводного разреза была изучена только С.А.Архиповым по буровой скважине. Это нижняя толща валунных суглинков (рис. 21) вскрыта на видимую мощность 0,5–0,6 м, на отметках 0–0,6 м ниже уровня моря (8,5–9,1 м под Енисеем).

1. Суглинки темно-серые песчаные, грубые, плотные, комковатые, с массой беспорядочно рассеянного гравия и мелкой гальки неполная мощность – до 0,6 м.

Вероятным возрастным аналогом этой толщи являются флювиогляциальные валунные пески и песчаники, выходящие над кембрийскими известняками и доломитами в 3,6 км ниже станка Баиха, севернее этого участка (Шумилова, Троицкий, 1974), а также нижняя

Рис. 20. Геологический разрез вдоль правого берега Енисея около поселка Пулково

А – по С.А.Архипову, 1957 г. с дополнениями по более поздним наблюдениям (Архипов, Матвеева, 1964); Б – по С.П.Альтеру, 1958 г. (Архипов, Матвеева, 1964); В – по В.А.Зубакову (1956, 1959), Г – по С.Л.Троицкому, с дополнениями из первичных полевых материалов В.А.Зубакова, С.П.Альтера, С.А.Архипова, В.С.Волковой; 1 – глины ленточные; 2 – глины слоистые; 3 – суглинки тяжелые; 4 – суглинки легкие; 5 – суглинки песчано-гравийно-галечные с валунами (мореноподобные суглинки – валунные суглинки); 6 – мореноподобные слоистые глины; 7 – суглинки лёссовидные; 8 – алевриты слоистые и алевритовые прослои в других породах; 9 – песок; 10 – гравий, гальки, валуны; 11 – конкреции (иматовские камни); 12 – находки раковин и обломков раковин морских моллюсков без разделения и без точной привязки к разрезу; 13 – обломки раковин морских моллюсков; 14 – створки и раковины морских моллюсков; 15 – фораминиферы; 16 – разрезы, из которых получены спорово-пыльцевые спектры; 17 – интервалы с находками остатков морских моллюсков (т.е. привязка находок приближенная). Индексы обнажений: АЛ – С.П.Альтер, АР – С.А.Архипов, ЗБ – В.А.Зубаков, В – В.С.Волкова, Т – С.Л.Троицкий. Индексы генезиса отложений: gl – ледниковые, fgl – флювиогляциальные, lgl – озерно-ледниковые, mgl – ледниково-морские, l – озерные, al – речные, m – морские. Стратиграфические индексы: Q₂ – средний плейстоцен; Q₂-ms – мессовская свита, t-s – санчуговско-тазовская свита, tz – тазовская свита, Q₃ – верхний плейстоцен; zг – зырянская серия или зырянский горизонт, е – енисейские слои, ор – опльвинские слои, kz – казанцевский горизонт

"каменная" морена среднего Енисея. Ее континентальное ледниковое происхождение и самаровский (бахтинский) возраст не вызывают разногласий. Эта толща нигде не выходит из-под уровня Енисея вдоль фронта обнажения, но, вероятно, слагает правый борт глубокого русла Енисея и составляет часть валунов для бечевниковых скоплений при ледяных заторах на реке.

На эти валунные суглинки с размывом ложатся совершенно иные по облику отложения (вскрытые скважиной и выходящие в основании обнажения).

II. Пачка песков, состоящая из двух слоев (снизу вверх):

1. Пески серые кварцевые, разнозернистые с мелким гравием, хорошо промытые. - 1,6-1,7 м.

2. Пески серые кварцевые, мелкие, с тонкими серовато-бурыми алевроитовыми прослойками, иногда содержащими обильные измельченные остатки растений; в верхней части слоя (до 6,5 м), выходящей в основании береговых разрезов, пески мелкие и тонкие яркого, темного или светлого желтого цвета, слегка пылеватые, плотные; слоистость в виде мелких уплощенных веретеновидных линз, горизонтальных или слабо наклонных, со сходящимися и расходящимися пучками микрослоев; встречаются слои с обильной угольной пылью или сажистым материалом, "мажущие" при расчистке мощность - не менее 15 м.

Эта пачка выделяется всеми исследователями в качестве неледниковых водных отложений - речных или переходных - аллювиально-морских (дельтовых). С.П.Альтер не выделяет этой пачки только потому, что не наблюдал ее в поле: пески вскрываются относительно редко в промоинах, разрезающих скульптурную часть бечевника между устьями рек Пятиверстной (севернее пос. Пупково) и Первой (рис. 21).

В большинстве обнажений непосредственно на пески с резким контактом ложится толща гравийно-галечных суглинков с валунами (III), но в 1,5 км выше пос. Пупково (обн. 43-Т), под валунными суглинками лежит небольшой слой явно водных отложений, которые автор объединяет с песчаной пачкой. К сожалению, непосредственный переход от песков к этому слою не наблюдается из-за мощных бечевниковых накоплений. После перерыва в обнажении около 8 м (по мощности), с отметки 23 м (14,5 м над Енисеем) выходит следующий слой.

3. Алевроит песчанистый табачно-бурого цвета, с неясной слоистостью, с небольшим количеством рассеянной по разрезу мелкой гальки (крупная - единична); в верхней части слоя - единичные конкреции, на расстоянии 0,45 м от кровли - почти целая раковина *Masonia baltica* с ядром, окрашенным органикой в черный цвет - 1,8 м

Выше, с заметной, хотя и нечеткой границей алевроиты слоя 3 перекрыты толщей гравийно-галечных суглинков (III). Из этого ме-

стонахождения и его окрестностей собраны почти все раковины и створки *Macoma baltica* (около 20), взятые из слоя (обн. 90-3Б, 142-В) или из осыпей обнажений; кроме того, там же, на бечевниках и в осыпях, сделаны все находки частей раковин *Arctica* (*Cypriina*) *islandica*.

Особенности отложений слоя 3, наличие в них остатков морских раковин хорошей сохранности, принадлежащих виду *Macoma baltica* — мелководной форме, выносящей сильное опреснение, позволяют считать слой 3 прибрежными морскими накоплениями, сменяющимися вверх по разрезу пески слоя 2 в нормальной седиментационной последовательности, без перерыва. Неполные створки *Arctica islandica* и *Arctica* sp. (коллекции В.А.Зубакова и С.Л.Троицкого), собранные из осыпей, указывают на присутствие в разрезе и более поздних, чисто морских отложений верхней сублиторали — пока не найденных или не сохранившихся. Возможно, что этот слой разрушен, а остатки слагавшей его породы включены в лежащие выше гравийно-галечные суглинки (III), ассимилированы. Последовательность формирования отложений может быть реконструирована в таком виде:

- а) речные пески русла и дельты;
- б) солоноватоводные алевриты с *Macoma baltica*;
- в) морские алевриты или пески с *Arctica islandica*.

Такая последовательность типична для трансгрессивной части разреза морских казанцевских отложений северной Сибири, но является неполной, так как в ней отсутствуют алевритово-глинистые слои, соответствующие максимуму трансгрессии, и вся регрессивная часть. Мощностъ речных и морских отложений здесь не более 25 м.

Над морскими слоями залегает толща совершенно иных по габитусу и составу отложений, состоящая из нескольких слоев.

III. Толща, сложенная неслоистыми гравийно-галечными суглинками с валунами и редкими остатками морских моллюсков, валунно-галечными и чистыми песками, а также слоистыми серыми алевритами, нередко содержащими грубообломочный материал. Ее строение особенно хорошо прослежено между устьями рек. Пятиверстной (севернее пос. Пупково) и Первой, на 6-километровом участке (рис. 21). Подошва и кровля толщи там слегка поднимаются к югу (от 2 до 16,3 м или с 32 до 40 м над Енисеем соответственно). Максимальная ее мощностъ на этом участке 31 м.

Толща состоит из трех основных слоев.

4. Суглинки галечно-гравийные, глинисто-песчаные бурого, серо-бурого (в свежем изломе темно-серого) цвета, неслоистые, уплотненные с мелкой полиэдрической отдельностъю ("щебенчатостъю"). Грубые обломки рассеяны в породе беспорядочно, изредка образуют небольшие скопления; преобладают гравий, мелкая (1,5-2 см) и средняя галька, составляющие от 5-8 до 11-25% породы. Весь обломочный материал — экзотический: преобладают обломки карбонатных пород (белых, желтых, серо-желтых, лилово-бурых и вишнево-красных известняков и доломитов, часто перекристаллизованных) и

основных изверженных пород (базальтов, долеритов) – свежие и выветренные, встречаются также обломки кварц-полевошпатовых алевролитов, полимиктовых песчаников с железистым и карбонатным цементом, песчаников с мезозойской фауной, хлоритовых сланцев, эпидотизированных, кварц-эпидотовых пород, яшмы, кремней, сидерита, угля, чистых бурых, коричневых и серых глин, карбонатных конкреций, раковин мезозойских и четвертичных моллюсков. Валуну траппов и карбонатных пород немногочисленны (2–3 штуки на 10–15 м² сечения слоя); они угловаты и округленно-угловаты. В породе изредка встречаются тонкие (1–1,5 см) неправильные слойки и гнезда бурого разнозернистого песка с “размазанными” неправильными контурами, а также небольшие участки и плохо отграниченные полосы более глинистого алеврита, почти не содержащего грубых обломков. Основная масса породы многокомпонентна, наблюдается широкий разброс фракций; больше всего алевритовых (34–53%) и песчаных (18–39%) частиц, несколько меньше глинистых (15–21%), примесь мелкого гравия непостоянна (0–25%); медианный диаметр 0,05–0,15 мм, коэффициент сортировки (по Траску) – 3,0–8,1. В крупноалевритовой фракции среди зерен легких минералов преобладают основные плагиоклазы (37–60%), среди тяжелых – моноклинные пироксены (70–77%) (Шумилова, Бузулуцков, 1971). Остатки моллюсков встречаются очень редко: при тщательных поисках из 24 расчисток на фронте обнажения около 16 км длиной было собрано немногим более полусотни обломков (табл. 4, точки 1–14, 18; рис. 21), а также 9 более или менее целых раковин (*Macoma calcarea*–1, *Portlandia arctica* и *P.cf. arctica*–8) и 1 ядро *Portlandia* – 4,5–23 м.

Средняя мощность слоя выдерживается в пределах 18–23 м, но у обнажения 43–Г она резко сокращается (до 4,5 м) за счет подъема подошвы и резкой промоины в кровле.

На полого-волнистой с отдельными глубокими (до 8 м) промоинами размытой кровле залегают слоистые водные отложения.

5. Пески желтые или ржаво-бурые, разнозернистые, с гравием, галькой, валунами, слоями галек и галечного гравия, иногда – чистые и менее грубые (средние и мелкие), слоистые, с концентрацией гальки и гравия только в базальном слое; единично попадаются обломки морских раковин – 0,02–3,2 м.

Слой 5 заполняет рытвины в кровле слоя 4 или лежит на ней в виде плоских линз, местами же – замещается цепочкой галек или пропластком песчаного гравия. Выше согласно залегают отложения, накопившиеся в более спокойной гидродинамической обстановке.

6. Алевриты глинистые или слабо песчанистые, с более или менее четкой слоистостью, желтовато-бурые, коричневые, желтовато-коричневые, с редкими тонкими (0,6–3 см) слойками желто-серого мелкого песка; гравия и гальки немного в нижней и верхней части слоя, в средней их почти нет; грубые обломки четко отделены от вмещающей породы (“плавают” в ней); встречаются очень ред-

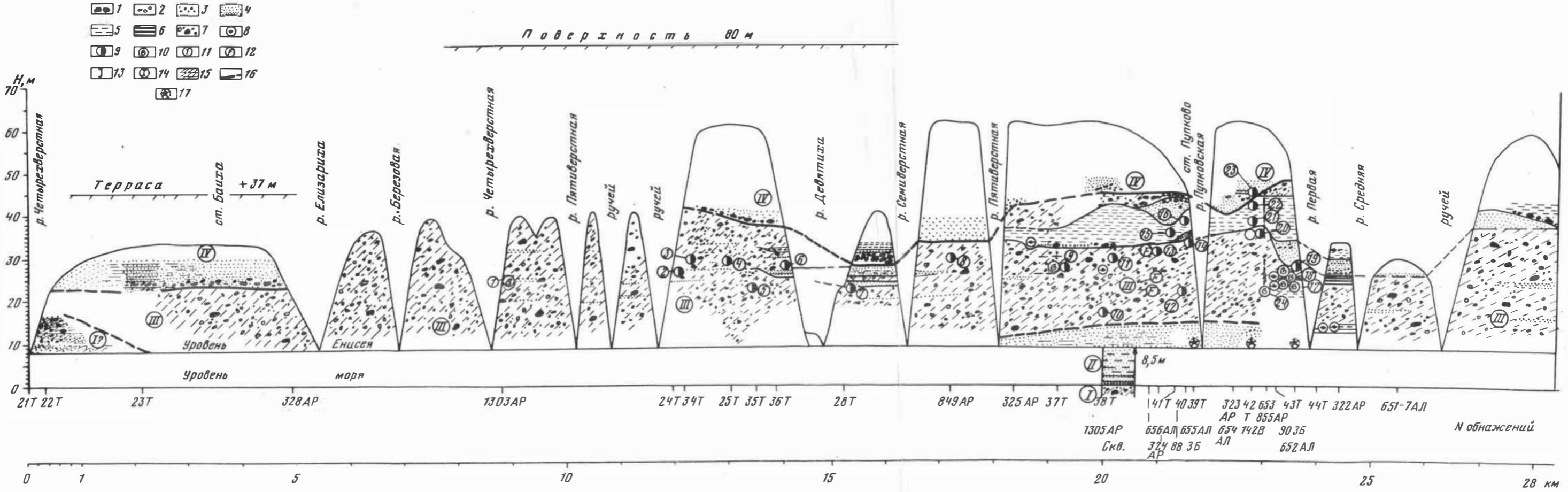


Рис. 21. Геологический разрез вдоль правого берега Енисея, южнее 65° с.ш. (по материалам автора, С.А.Архипова, С.П.Альтера, В.А.Зубакова, В.С.Волковой в интерпретации автора)

1 - валуны; 2 - галька, щебень; 3 - гравий; 4 - песок; 5 - алевролит и прослои алевролита в других породах; 6 - глина; 7 - песча-

но-гравийно-галечный суглинок с валунами (валунный суглинок); 8 - мергельные конкреции (иматовские камни); 9 - обломки раковин морских моллюсков; 10 - створки и раковины морских моллюсков; 11 - номера местонахождений по таблице 4; 12 - фораминиферы; 13 - интервалы, в которых найдены раковины или облом-

ки раковин морских моллюсков; 14 - условные номера основных стратиграфических подразделений: I - самаровский горизонт (Q₂sm), II - казанцевский горизонт (Q₃kz), III - зырянский горизонт (Q₃zr), IV - позднеледниковые слои; 15 - косая слоистость; 16 - границы пачек; 17 - места находок *Arctica islandica*

кие обломки раковин морских моллюсков; колебание мощности за счет неровностей кровли - 3,3 - 10 м.

В обнажении 39-40-Т алевроит частично замещен слоем тонкого и мелкого желтовато-бурого песка со слойками серой глины или алевроита.

На неровной кровле слоя 6 лежит второй (верхний) слой с мегакластами.

7. Суглинки или супеси светло-бурые, коричневатые, нередко со следами слоистости или слойками песка, со средним или большим числом рассеянной крупной гальки, мелкой гальки, щебня, многочисленными валунами; местами (обн. 40-Т) подстилаются желтым косослоистым валунно-галечным песком (0,3-0,5 м)... - 2-5 м.

Слоем 7 заканчивается разрез толщи III. Выше в отдельных выходах прослеживаются только валунно-галечные и чистые пески, лежащие в основании накоплений высоких террас (IV), площадки которых лежат на высоте около 45, 65 и 80 м над уровнем моря (37, 57 и 72 м над Енисеем). В их отложениях нет органических остатков, кроме единичных находок детрита морских раковин в самом основании базальных слоев (обн. 42-Т).

В строении толщи на этом участке ясно различаются три части. Нижний, основной слой валунного суглинка (слой 4), средние слои - пески с грубообломочным материалом (слой 5) и слоистые алевроиты (слой 6), отложенные в водной среде, и верхний слой (7) - валунные слабослоистые или неслоистые алевроиты с признаками отложения в водной среде.

Таким образом, в сложении этой толщи явно наблюдается последовательность отложений, отражающая смену седиментационных условий во времени, т.е. стратиграфическая последовательность, отмеченная в той или иной мере в схемах С.П.Альтера, В.А.Зубакова и автора, а не общая система фациальных замещений, принятая С.А.Архиповым (рис. 20). Отдельные случаи фациальных замещений в виде присутствия линз слоистых песков в валунных суглинках наблюдались ниже по Енисею, севернее устья р. Семиверстной, но эти "внутриформационные" (пользуясь термином коренной геологии) линзы заключены внутри слоя 4 и не имеют существенного значения в общей картине строения толщи.

Данные наших наблюдений позволяют трактовать толщу III как комплекс ледниковых и водно-ледниковых отложений, в которой слой 4 является основным моренным пластом, слой 5 - отложениями водно-ледниковых потоков или береговой зоны приледникового бассейна, слой 6 - накоплениями мелководного приледникового бассейна (недостаточно глубокого для формирования ленточных глин), слой 7 - бассейновой мореной.

Основной интерес в интересующем нас аспекте представляют особенности слоя 4, в частности наличие в нем остатков морских раковин. По всем текстурным и структурным признакам слой 4 - типичная морена, хотя и содержащая относительно мало валунов. Внутренние линзы и слойки песчаных накоплений, изредка встреча-

Таблица 4

Находки остатков морских моллюсков в отложениях, выходящих по правому

Номер (по рис. 21)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Местонахождение разреза	5 км выше с. Банки	2,8 км ниже р. Девятихи	2,6 км "	1,8 км "	1,5 км "	1 км "	Река Девятиха, устье	2,4 км выше р. Девятихи	2,5 км ниже с. Пулково	1,6 км "
Первичный номер обнажения	1303-AP	24-Т	34-Т	25-Т	35-Т, 86-3Б	1304-AP	28-Т	849-AP	37-Т	38-Т
Высота над морем, м	25-27	24-28	30	29	22-23	28	21-22	30	27	17
Виды, роды, группы										
<i>Macoma baltica</i>										
<i>Nuculana</i> sp.	o									
<i>Astarte</i> sp.		o		o						
" cf. <i>borealis</i>		o								
<i>Macoma</i> sp.				o	o		o			
" cf. <i>calcareea</i>		o				o				
" <i>calcareea</i>										p
<i>Hiatella</i> sp., <i>H. arctica</i>					o					
<i>Mya truncata</i>		o								
<i>Portlandia</i> sp.						o				
" cf. <i>arctica</i>										
" <i>arctica</i>	p									
<i>Batharca</i> sp.				o						
" cf. <i>glacialis</i>		o								
<i>Astarte crenata</i>		o								
" cf. <i>montagui</i>	o									
Двустворки четвертичные	o	o	o			o	o		o	o
" мезозойские							o		o	
Неопределимые обломки					o			o		

Примечание: p - раковины, я - ядра раковин, o - обломки

Таблица 5

Находки раковин, створок и обломков раковин морских моллюсков в осыпях

Первичные номера обнажений	1303-AP	35-Т	36-Т	1304-AP	28-Т	38-Т	1305-AP*
Высота над морем, м	8-22	22-23	26	25	18	15-23	30
Виды, роды, группы							
<i>Arctica islandica</i>							
<i>Balanus cf. hameri</i>							
<i>Macoma baltica</i>		р,с,о		р	р		р
<i>Balanus sp.</i>						о	о
<i>Tachyrhynchus sp.</i>							о
" <i>cf. erosus</i>						о	
<i>Cylichna sp.</i>							
<i>Nuculana sp.</i>	о						
<i>Astarte sp.</i>				о		о	
<i>Macoma sp.</i>		о				о	
" <i>cf. calcarea</i>						о	
" <i>calcarea</i>		о		р		о	о
<i>Hiatella arctica</i>		о		с,о		о	о
" <i>sp.</i>	о			о			
<i>Mya truncata</i>	о					о	
<i>Neptunea sp.</i>							
<i>Portlandia sp.</i>							
" <i>arctica</i>			р	р			р,о
<i>Batharca sp.</i>				о			
<i>Cerastoderma sp.</i>							
<i>Astarte cf. crenata</i>				о			о
" <i>crenata</i>		о				о	
" <i>montagui</i>				с			
<i>Cyrtodaria cf. jennisae</i>							
<hr/>							
Двустворки четвертичные	о	о		о		о	
" древние				о			о
Пресноводные, наземные моллюски							
				о			р

Примечание: 1. Л - сборы Ю.А.Лаврушина; 2. Остальные обозначения те же, что в табл. 4; 3. Местонахождение разрезов указано в табл. 4 и на рис. 21.

обнажений правого берега Енисея между устьями рек Четырехверстной и Средней

88-3Б	39-Т	баз №, Л	43-Т	90-3Б	142-В 42-Т	652- АЛ	653- АЛ	656- АЛ	651- АЛ	Общее чис- ло находок
9-22	15-18	-	24-27	9-22	9-15	9-22	9-22	9-22	9-22	
				о	о					3о
										1о
			р,с	р,о	с,о					10р,5с,о
						о				4о
										1о
										1о
	о									1о
							о	о	о	более 5о
	о	о	о	о						" 6о
										1о
	о									2р, 6о
				о			о	с,о	о	2с, более 11о
	о									3о
										2о
	о									1р
	о		р	р	о					12р, 3о
										1о
										1о
		с					о			1с, более 7о
				о						более 8о
										1с
										2о
о				о	о	о	о	о		более 17о
			о		о					более 10о
										1р, обломки
									Всего:	23р, 9с, более 100о

*Общие сборы из слоя и из осыпей.

ющиеся в слое, — свидетельство прерывистости накопления морены, осцилляций ледникового края, существования у его подвижной границы эфемерных разливов приледниковых вод. Свидетельством ассимиляции этих слоев являются неправильные включения песка и глины в виде смятых слоев и гнезд с размазанными краями, а также отдельные конкреции типа иматровских камней. Местами (обн. 44-Т, рис. 21) под пластами морены сохранились и сами отложения — прослой тонкослоистых серых алевроитов с послойно расположенными иматровскими камнями.

Обломки морских раковин и отдельные раковины включены в морену в качестве "мертвого" материала — они редки, разобщены, часто потерты, иногда несут следы растворения поверхности, беспорядочно рассеяны в породе. Наряду с обломками плейстоценовых форм встречаются фрагменты мезозойских раковин. Небольшие скопления обломков принадлежат разным видам и экземплярам. Они приурочены только к продуктам перемыывания слоя 4 — грубым пескам слоя 5, лежащим на его кровле. Ни одно из местонахождений не имеет тафономических признаков, которые позволили бы считать остатки раковин или единичные раковины захороненными в условиях обитания. Они залегают в слое, но не *in situ* в точном значении термина.

Если принять точку зрения сторонников ледниково-морского происхождения этого слоя, то становится совершенно непонятным сочетание относительно тонкого механического состава мезостазаиса породы и захоронения раковин в виде обломков. В морских отложениях такого состава большинство раковин и створок раковин захороняются целыми, а обломки весьма редки. В слое 4 картина обратная — целые раковины единичны, а обломки составляют преобладающую часть находок.

Видовой состав остатков довольно разнообразен (табл. 4, 5), что опять-таки совершенно не характерно для приледниковых морских бассейнов с их бедными видами, но обильными по числу особей сообществами. Если составить из видов комплекс, то он будет соответствовать средней сублиторали нормального морского бассейна с илистыми грунтами, бассейна холодноводного, но не приледникового.

При описании "комплекса фауны" из Пупковских яров часто оперировали совокупностью всех находок, объединяя списки видов, найденных в слое 4 в виде фрагментов, с находками *Masoma baltica* в слое 3. Не избежал этой ошибки и автор при первой публикации определений (Троицкий, 1958). Однако этот вид найден только в слое 3 (табл. 6), а большая часть сборов из осыпей и с бечевников сделана около выхода слоя (обн. 43-Т, 90-3Б, 142-В).

Из перечня находок в Пупковских ярах следует исключить вид *Yoldiella (Portlandia) lenticula*, ошибочно упомянутый С.А.Архиповым (Архипов, Матвеева, 1964, стр. 72), так как он найден только на р. Нижней Байхе в 70 км к северо-западу от пос. Пупково,

Таблица 6

Число остатков морских моллюсков, собранных из разрезов отложений и осыпей по берегу Енисея между устьями рек Четырехверстной и Средней

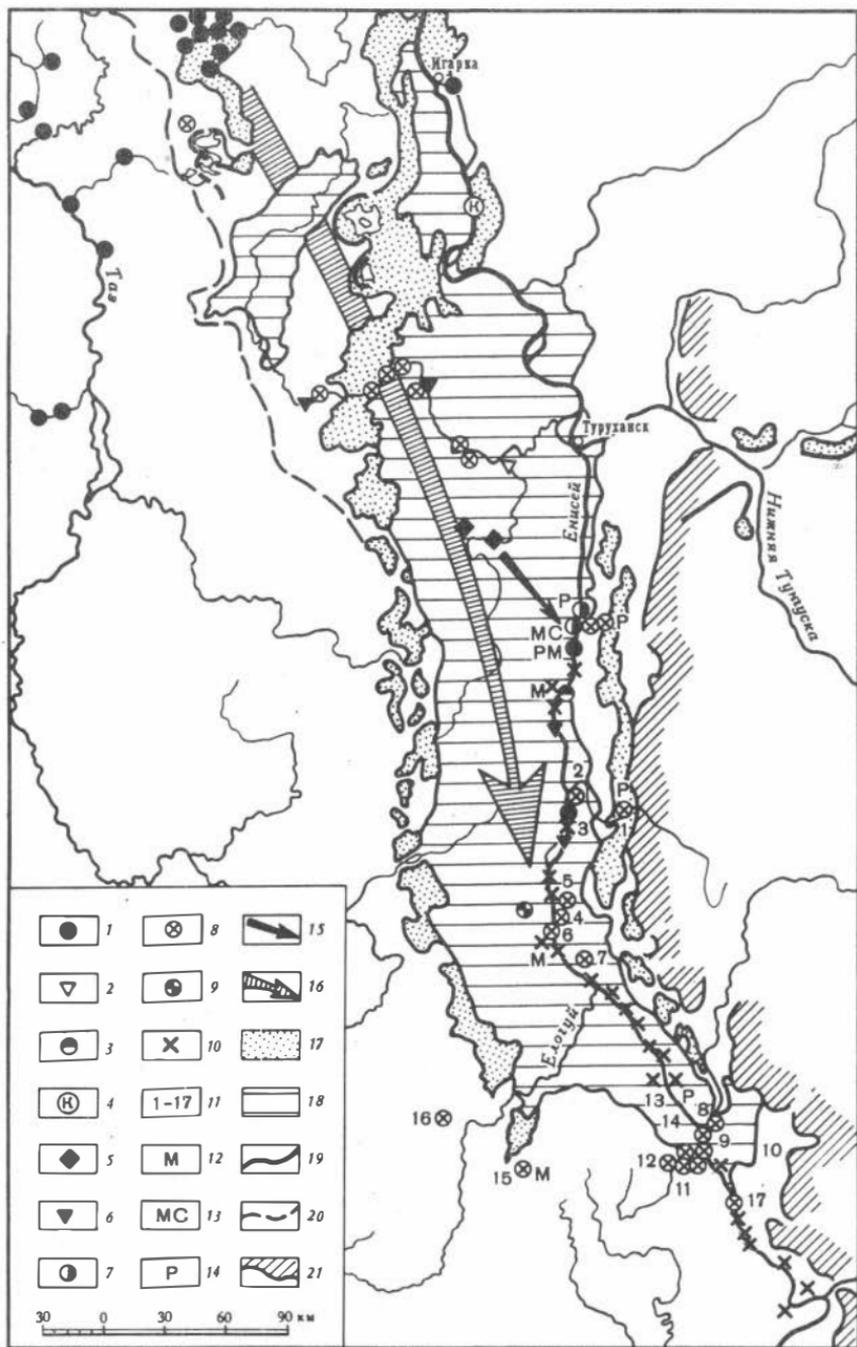
Остатки	Разрезы на участке 16 км	Разрезы Пупковского яра на участке длиной 3 км (обнажения 652 - 656-АЛ, 39-43-Т, 90-ЗБ, 142-В)	
		Все слои (17-39 м)	Нижние слои (24-26,5 м)

А. Находки в разрезах

Раковины	19	17	16
Ядра	1	1	1
Обломки	Более 60	Более 12	Более 5
Из них			
<i>Masoma baltica</i>			
Раковины	10	10	10
Обломки	2	2	2
<i>Portlandia arctica</i>			
Раковины	8	7	6
Ядра	1	1	1
Обломки	2	1	1

Б. Находки в осыпях

Раковины	23	11
Створки	9	7
Обломки	Более 100	Более 44
Из них		
<i>Masoma baltica</i>		
Раковины	10	4
Створки	5	4
<i>Arctica islandica</i>		
Обломки	3	3
<i>Portlandia arctica</i>		
Раковины	12	6
Обломки	3	2



а находка приурочена к выходу морских глин санчуговского горизонта (рис. 22).

Кроме обломков морских раковин в слое 4 найдены единичные фораминиферы (Архипов, Матвеева, 1964). Их присутствие не добавляет сколько-нибудь убедительных доводов в пользу морского генезиса отложений. Малое количество раковинок при наличии вида *Tarpanella arctica* (определявшегося ранее как *Glandulina laevigata*), характерного для слоев с обильными фораминиферами (Гудина, 1969), дает дополнительное свидетельство о вторичном характере залегания их в слое. Малые размеры раковинок, вероятно, позволили им успешно сохраняться при ледниковом переносе, особенно, если они были заключены во фрагменты морских глин.

Остановимся специально на находках небольшого числа целых раковин морских моллюсков. Всего в слое 4 и его аналогах найдено 9 раковин моллюсков относительно хорошей сохранности. Три из них залежали совершенно отдельно или с обломками раковин других видов (обн. 37-Т - *Macoma calcarea*, обн. 1303-АР и обн. 42-Т - *Portlandia arctica*), а шесть были найдены в одной крупной расчистке, в обн. 43-Т (90-3Б (табл. 4-6)). Проведенные там тщательные наблюдения показали, что В.А.Зубаков совершенно правильно оценил соотношение находок *Macoma baltica* и *P. arctica*: первые залегают в подморенных слоистых алевролитах, вторые - непосредственно над ними, в основании слоя валунных суглинков.



Рис. 22. Схема размещения основных разрезов морских слоев и отложений ледниковой группы с остатками морских моллюсков во вторичном залегании. Бассейн среднего течения р. Енисей

1-4 - казанцевский горизонт: 1 - морские фации в обнажениях, 2 - то же, в скважинах, 3 - речные фации, 4 - предположительно континентальные фации; 5-6 - санчуговский горизонт: 5 - в обнажениях, 6 - в скважинах; 7-14 - находки остатков моллюсков (7-9 - в слоях): 7 - створки и раковины морских моллюсков, 8 - обломки раковин морских моллюсков, 9 - раковины и обломки раковин пресноводных моллюсков; 10 - обломки (редко - створки) раковин морских моллюсков в осыпях и на бечевниках; 11 - порядковые номера местонахождений; 12-14 - виды моллюсков: 12 - *Macoma baltica*; 13 - *M. calcarea*, 14 - *Portlandia arctica*; 15 - направление переноса раковин из санчуговского горизонта; 16 - общее направление ледникового переноса остатков морских раковин; 17 - краевые полосы холмисто-моренного рельефа, гыданской, няпанской и онежской стадий, оконтуривающие Фарковскую лопасть ледника; 18 - области распространения приледниковых бассейнов; 19 - краевые моренные гряды; 20 - граница зырянского оледенения за пределом краевых форм; 21 - граница Средне-Сибирского плоскогорья (по 200-метровой изогипсе)

Распределение находок по высоте залегания над Енисеем:
слой 4

а) валунный суглинок	20,8–18 м
б) та же порода с единичными обломками раковин <i>Astarte crenata</i> , <i>Hiatella arctica</i>	18 м
в) та же порода с раковиной <i>Portlandia arctica</i>	17,9 м
г) та же порода: 3 раковины <i>P. arctica</i>	16,9 м
граница слоев 4 и 3	16,3 м

слой 3 – слоистый табачно-бурый алевроит с *Mosoma baltica*.

Таким образом, несколько раковин *P. arctica* (считая находки В.А.Зубакова – 6 экз.) залегают в нижней части слоя 4 (мощностью около 1,3 м). В этом самом обильном, но все же очень бедном местонахождении найдены только раковины, имевшие прочное ядро из карбонатной глины. Сами раковины сохранились далеко не идеально: заметна потертость поверхности (вплоть до сквозной, обнажающей рисунок замка), срыв отдельных частей створок, следы растворения поверхности (рис. 23). Все это наряду с особенностями вмещающей породы говорит о вторичном характере их залегания. Очевидно, раковины ассимилированы из слоев с *Portlandia*, составлявших часть подстилавших морену морских отложений. О том, какие именно выходы могли послужить источником переотложения, можно только догадываться, так как нигде в окрестностях они не найдены. Раковины эти едва ли принесены из известных ближайших выходов санчуговских глин по реке Н.Баихе (рис. 22) в связи с тем, что *Portlandia* в них очень мелкие, гораздо меньше найденных в морене, хотя там могут быть представлены и другие, пока не найденные слои с крупными формами. Более вероятным источником казанцевские отложения верховий р. Большой Хеты, где В.С.Волкова нашла довольно обильные и чистые популяции *Portlandia*, но расстояние от них довольно велико для массового переотложения (360 км). Возможно, что подобные фации были распространены значительно дальше к югу, в пределах Фарковской равнины, и источники были гораздо ближе к пос. Пупково.

Источником фрагментов раковин разнообразного состава, найденных в более высоких горизонтах морены, могли служить как санчуговские, так и казанцевские морские отложения. Этот вопрос целесообразнее рассмотреть после описания других местонахождений, в которых они также встречаются.

Возраст подморенных речных и морских слоев Пупковских яров, самих валунных суглинков с фрагментами раковин, а также надморенных отложений не имеет прямого отношения к дискуссии о их генезисе, однако результаты исследований позволяют внести в них определенную ясность.

Поскольку морена включает остатки морских раковин рода *Bathysagca* (табл. 4), известные лишь из санчуговских отложений, то она может быть только послесанчуговской. Присутствие в осыпях раковин *Arctica islandica* – независимо от того, происходят ли они

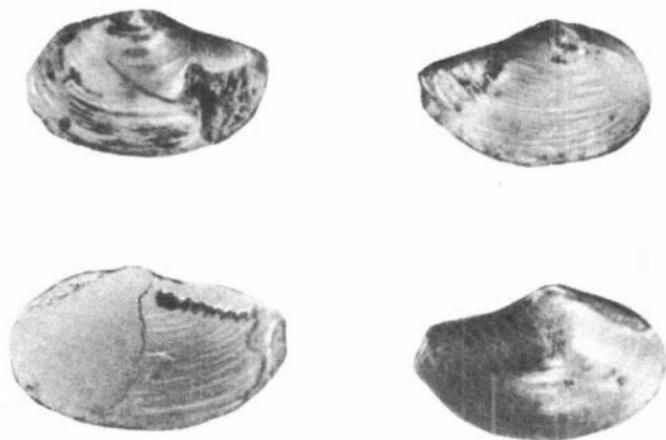


Рис. 23. Раковины *Portlandia arctica* из нижней части морены. Пупковский яр. Фото Ю.И.Лосева, 2:1

из морены или из подморенных отложений, — позволяет считать комплекс ледниковых отложений послеказанцевским, т.е. зырянским, так как этот вид встречается только в казанцевском горизонте.

Последнее положение требует специального пояснения вследствие того, что в литературе последних лет (Зубаков, 1972; и др.) нередко можно встретить утверждение, что *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* свойственна также и более древним "опльвининско-самбургско-ширтинским", "самбургским", "мессовско-самбургским" слоям. Эти представления опираются на весьма шаткую основу — находку одного обломка раковины, сходной с *Cyprina*, в морских песках, пройденных на отметках 56–98 м ниже уровня моря буровой скважиной у пос. Самбург, на р. Пур. Коллекцию раковин из скважин определял автор, отнесший обломок раковины к этому роду по косвенным признакам — кривизне створки, ее структуре в поперечном срезе, характеру линий нарастания, т.е. данным, не являющимся определяющими, так как замочный край не сохранился. В этом случае лучше отказаться от определения рода, а не делать в заключении вывода о том, что поскольку это *Cyprina*, а род представлен в плейстоцене севера Сибири одним видом, то, вероятно, это — *Cyprina islandica*. Правда, автор делал и дальнейший вывод о принадлежности песков к казанцевскому горизонту или слоям, переходным от санчуговского горизонта к казанцевскому, но необычайно низкое гипсометрическое положение морских песков заставило впоследствии отказаться от этого представления и отнести их к прибрежным фациям санчуговского горизонта (Троицкий, 1964). При публикации результатов определения первоначальная ошибка была исправлена и "*Cyprina*" исключена из списка форм (Троицкий, 1964), однако со-

ставители стратиграфических схем принимали во внимание только первичные данные.

Впоследствии представление о двух горизонтах с *Arctica (Syringina) islandica* получило новую поддержку после определения абсолютного возраста раковин из Пупковского яра по уран-ториевым соотношениям (Зубаков, 1972), выполненного М.Н.Ченг в лаборатории университета г. Сен-Луис (США). При всем доверии к прямым результатам этих весьма тонких исследований следует заметить, что определение возраста раковин предполагает целый ряд допущений, связанных с нахождением их в исходном слое, отсутствием изотопного обмена с внешней средой и т.д. Соблюдение этих условий очень маловероятно, так как, во-первых, по свидетельству самого В.А.Зубакова, представлявшего материал, в образце объединены раковины из слоя и из осыпи, а, во-вторых, в соответствии с данными, приведенными выше, по крайней мере часть фрагментов раковин должна была проделать длительный путь в составе морены, т.е. в среде, физико-химический состав которой резко отличается от условий исходного морского слоя. Соответственно дата 170±10 тыс. лет не может считаться достоверной. Возраст слоя торфа, перекрывающего, по данным В.А.Зубакова, "пупковские" подморенные слои, определенный по C^{14} , превышает 59 тыс. лет, что ничуть не исключает отнесения лежащих под ним слоев к казанцевскому горизонту.

Таким образом, казанцевский возраст морских и речных слоев, подстилающих морену в Пупковском яру, и соответственно зырянский возраст последней остаются наиболее вероятными.

К местонахождениям, рассмотренным выше, примыкает группа обнажений на правобережье Енисея, по р. Девятихе. Они расположены в 2-7 км к востоку от его берега; остатки морских моллюсков собраны там в 9 пунктах (обн. 1313 - 1323, изученные С.А.Архиповым, и 29-33 - С.Л.Троицким). В 7 пунктах они залегают непосредственно в валунно-галечных суглинках или подчиненных им линзах песка, выходящих на отметках 24-63 м над уровнем моря, в одном пункте - в такой же породе, но на высоте 90-95 м (1313-AP) и в одном - в осыпи. Всего собрано немногим более 25 обломков, 1 полная раковина *Portlandia arctica* и 2 неполных раковины *Tachyrhynchus cf. erosus*. Систематический состав остатков практически идентичен сборам с Енисея (в порядке встречаемости): *Bivalvia* четвертичного облика; *Portlandia arctica*, *P. cf. arctica*; *Macoma* sp. и *M. cf. calcarea*; *Hiatella arctica*; *Tachyrhynchus cf. erosus*; *Astarte cf. montagui*; *Nucula tenuis*.

Ни в одном из этих местонахождений остатки раковин не залегают в условиях захоронения, обычных для морских фаций. Обломки рассеяны, разобщены и весьма скудны; даже в линзе песка (обн. 1318) найден только один фрагмент морской четвертичной раковины наряду с мелкой крошкой из раковин дочетвертичного облика. Относительно хорошую сохранность имеют только одна раковина двусторонки и две неполные раковины гастропод, указанные выше, имев-

шие плотные ядра из карбонатной глины. Часть обломков округлена, окатана, но большинство – остроугольно. Нередко на их поверхности заметны царапины и следы растворения.

Разрезы, расположенные южнее пос. Пупково. Южнее пос. Пупково, по берегам Енисея и в бассейнах рек Сарчихи, Б.Сиговой и М.Кыксы установлено еще 53 местонахождения с остатками моллюсков. Они протягиваются на 430 км, вплоть до устья Подкаменной Тунгуски, главным образом по правому берегу Енисея. Только одно лежит на левом берегу Енисея у пос. Чулково, семь – в бассейне левого его притока, р. Сарчихи, два (на реках Б.Сиговой и М.Кыксе) – в 110–120 км к юго-западу от села Верхне-Имбатского, на склонах Келлог-Теульческой возвышенности, и одно – на правом берегу Енисея, на р. Фатъянихе у скал "Монахи". Точки находок, тяготеющие к Енисею, удалены одна от другой на различные расстояния от нескольких сотен метров до 30–40 км. Выделяются три более компактные группы: около пос. Марково, вблизи поселков Канготово и Алинское и около устья р. Бахты.

Изо всех этих местонахождений С.П.Альтером, С.А.Архиповым, В.С.Волковой, В.А.Зубаковым, Ю.А.Лаврушиным, Д.В.Семевским и С.Л.Троишким в 1956–1962 гг. собрано несколько сотен фрагментов морских раковин, большая часть которых (не менее 200) неопределимы ближе чем *Bivalvia*, но по степени сохранности могут быть отнесены либо к четвертичным, либо к дочетвертичным формам (меловым, палеогеновым, возможно – юрским). Последние имеют более темную, буроватую или кремовую окраску, уплотнены и перекристаллизованы. Меньшая часть (более 85 обломков) определима до рода или вида. Наряду с обломками со всей этой огромной территории собрано всего 5 створок и четыре целые раковины, принадлежащие двум видам – *Masoma baltica* и *Portlandia arctica*, т.е. тем же видам, которые встречены у пос. Пупково.

Большая часть сборов сделана с бечевников или из осыпей обнажений (33 пункта), меньшая – около 1/3 общего числа находок – из отложений (20 пунктов). Из трех обнажений были извлечены только раковины дочетвертичного облика, так что число интересующих нас разрезов сокращается до 17 (с севера на юг, рис. 22):

- 1) р. Фатъяниха у скал "Монахи";
- 2) Енисей, правый берег, в 0,5 км ниже с. Марково;
- 3) Там же Марковский яр;
- 4) " около устья ручья Половинного;
- 5) " в 10 км ниже пос. Канготово;
- 6) " в 7,5 км ниже пос. Канготово;
- 7) " у с. Алинского (109–3Б);
- 8) " в 0,5 км ниже устья р. Бахты;
- 9) р. Верхняя Сарчиха в 12–13 км выше устья;
- 10) Там же в 10 км выше устья;
- 11) " в 3 км ниже уреза 38,0;
- 12) " в 30 км ниже устья ручья Кривого;

- 13) р. Верхняя Сарчиха, у отметки уровня 38,0;
- 14) " " " " в 1,5 км выше устья;
- 15) р. Большая Сиговая, в 30 км ниже устья ручья р. Ярного;
- 16) р. Малая Кыкса, в 0,5 км выше устья ручья Мончин;
- 17) Енисей, правый берег, в 2 км ниже пос. Лебедь.

В семи из перечисленных пунктов (5, 10, 12, 13, 15, 16, 17) обломки четвертичных морских раковин найдены совместно с фрагментами дочетвертичного облика, а в одном (4) – с обломками раковин и раковинами пресноводных. Целые морские раковины найдены только в одном разрезе (3), в количестве трех, целая створка – также в одном (15)¹. Все эти раковины и створки принадлежат одному и тому же виду *Macoma baltica* (к нему же относятся и все четыре целые створки, поднятые с бечевников около устья р. Стрельной – 3 шт. и около Кангатовского мыса – 1 шт.). Из находок хорошей сохранности только одна раковина, найденная на пляже Енисея, напротив Чулковской МТФ, принадлежит другому виду – *Portlandia arctica*.

Систематический состав находок довольно однообразен и мало отличается от перечня родов и видов, собранных из северной (Пупковской) группы обнажений. Фрагменты раковин принадлежат 5 родам и 6 видам (в порядке встречаемости): *Macoma* sp., *M. cf. calcaea*; *Hiatella* sp., *H. arctica*; *Mya* sp.; *Macoma baltica*; *Astarte* sp.; *Astarte cf. crenata*, *A. crenata* *Portlandia cf. arctica*, *P. arctica*; *Astarte cf. pontagui*, *A. montagui*.

Из числа дочетвертичных форм установлены обломки раковин *Dentalium*, *Lopatinia*, *Mastra*, фрагменты ростров, фрагмента *Belemnites*. Возможно, что часть обломков раковин, определенных как *Astarte cf. crenata*, относится к морфологически близким юрским видам.

Раковины и их фрагменты найдены в слоях, лежащих в интервале 20–110 м над уровнем моря, но сосредоточены преимущественно между 25 и 60 м. Два наиболее высоких местонахождения (100 м на р. Фатьянихе и 110–120 м на р. Б.Сиговой) лежат за пределами Енисейской впадины (Фарковской равнины).

Породы, в которых залегают обломки раковин, можно разделить на три группы:

- 1) слоистые пески и алевроиты без грубых обломков (1 местонахождение – 3);
- 2) слоистые пески с линзами гравия (1 местонахождение – 12) или переслаивание суглинков, супесей, иногда с пропластками

¹С.А. Архипов (Архипов, Матвеева, 1964) приводит сведения о находке 10 створок *Macoma* в обн. 582 на р. Комсе; но в сборках, определявшихся автором, этот материал не представлен и судить о нем трудно.

песка, с рассеянным грубообломочным материалом (6 местонахождений - 9-11, 13-15);

3) неслоистые песчаные гравийно-галечные суглинки с валунами (9 местонахождений - 1,2, 4-8, 16, 17).

Целые раковины найдены только в породах 1-й группы, в породах 2-й и 3-й группы залегают обломки раковин. находка в точке 15 одной створки *Mascota baltica*, имеющей среднюю сохранность (округленность замочного края, потертость поверхности), совместно с многочисленными обломками - редчайшее исключение.

Рассмотрим строение некоторых разрезов с находками (рис. 24) особенности вмещающих пород и захоронения остатков.

Марковский яр, северная часть (2,3). К береговому уступу Енисея, около пос. Марково, имеющему высоту обнаженной части до 32-35 м над рекой (42-45 м над морем), приурочены выходы пород, заключающих два местонахождения (2-3 или 46-Т и 345-АР). Первое расположено в 1 км ниже пос. Марково, а второе - несколько выше его.

Последовательность пород в обнажении 46-Т (сверху вниз, от бровки высотой 34 м над рекой) имеет следующий вид.

5. Алеврит ленточный, чередуются тонкие слои охристо-коричневого и серого цветов, разделенные пропластками мелкого желтого пылеватого песка; в подошве рассеяна (в один слой) редкая мелкая галька; кровля подстилающего слоя мелковолнистая, размыта - 3,8 м.

4. Суглинок бурый, песчанисто-гравелистый, плотный с полиэдрической отдельностью, в основании слоя слабо сцементирован; грубообломочный материал довольно обилен (300-700 обломков на 1 м² сечения пласта), представлен преимущественно галькой, щебнем, гравием основных изверженных, терригенных, карбонатных и кремнистых пород; валуны редки. Один из валунов дольерита округлый, глубоко десквамирован и превращен в дресву, небольшой валун кремнистой породы имеет несколько притертых граней, придающих ему утюгообразную форму; найдена плоская эллиптическая мергельная конкреция ("иматовский камень"), ориентированная наклонно. В породе, особенно в средней части слоя, есть редкие микролинзы, микрослойки и неправильные включения ("обломки") среднезернистого песка. В 2,5 м от подошвы найден 1 обломок раковины *Astarte compressa*, а в 6,5 м - единичные фрагменты раковин морских двустворок - 10,3 м.

Резкая неправильно волнистая поверхность раздела.

3. Песчано-алевритовый слой, состоящий из перемежающихся наклонных вытянутых линз коричнево-желтого алеврита, чистых или тонко переслоенных песком, и таких же линз палевого мелкого или среднего песка; толщина линз 5-25 см, границы раздела наклонены от 3 до 25°, сочетание пологих и крутых контактов создает подобие диагональной слоистости. В верхней части слоя - единичные

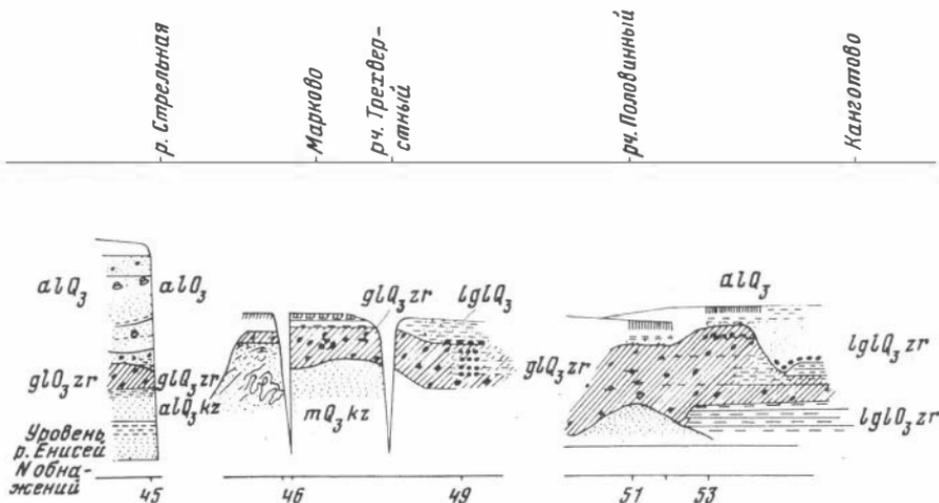


Рис. 24. Схема строения разрезов четвертичных отложений по правому берегу Енисея между устьями рек Стрельной и Чулковки

1 - песок; 2 - алевроит; 3 - глина ленточная; 4 - зырянская морена; 5 - самаровская морена; 6 - делювий; 7 - лёссовидный суг-

слойки и линзы блестящего коричневого глинистого алевроита и два микрослойка серого мергеля - у кровли (3 и 20 мм). Внутри линз охристые и углисто-сажистые пропластки - 3,7 м.

Четкая согласная граница.

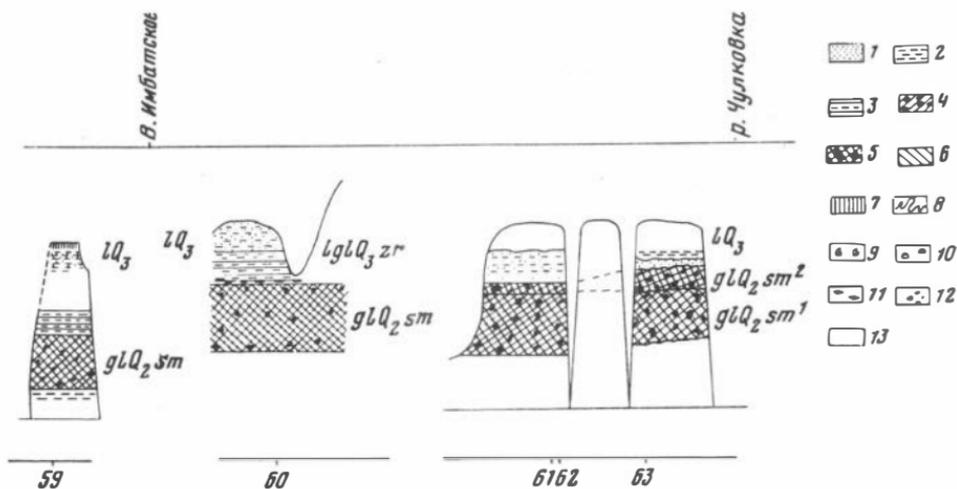
2. Песок мелкий, светло-желтый, "белесоватый", хорошо промытый, с отдельными слойками и линзами более грубого среднезернистого песка с редкой угольной крошкой; слоистость в виде веретенообразных удлиненных горизонтальных линз; слой разбит системой микросбросов - 2 м.

Согласная граница.

1. Алевроит чистый, тонкослоистый, плотный, желтовато-коричневого ("табачного") цвета - линза (?)
 видимая мощность - 0,2 м.

Основание разреза на высоте 14 м над рекой. Более низкие слои вдоль всего подножья яра закрыты мощными осыпями и накоплениями бечевника. В осыпях В.А.Зубаков собрал обломки раковин (97-3Б) *Astarte crenata*, *Cyrtodaria cf. jennisseeae*, *Hiatella arctica*.

Слои 1-3 и контакт последнего со слоем 4 согласно падают к С-В 75-65° под углом 12°, в них заметны мелкие нарушения - микросбросы, смятие слойков в мелкие складочки, местами - микрофрировка пропластков и т.д. Однако уже в 100 м ниже по реке, в обнажении 47-Т обнаруживается четкое угловое несогласие



линок; 8 – деформированные слои ленточной глины; 9 – обломки морских раковин; 10 – раковины и обломки раковин пресноводных моллюсков; 11 – конкреции; 12 – валуны; 13 – необнаженные части разрезов

между слоями 1–3, с одной стороны, и слоем 4 – с другой (рис. 25). Подошва валунных суглинков волнообразно изгибается, поднимается с 19–20 до 26,5 м, затем вновь опускается в северном направлении под углом 3–4°. Граница между слоями 3 и 4 становится неровно-волнистой, местами смешается по ступенчатым мелким сбросам (от десятков сантиметров до метров). Одновременно в песчано-алевритовой пачке под нею появляется сложная дислоцированность в виде резких, неправильных, сжатых, почти изоклиальных складок с общим падением крыльев на С–В 75–65° под углами 30–75°, складки разбиты серией наклонных сбросов, песчаные пласты местами будинированы (рис. 26).

Дислокации охватывают локальный участок: в 0,7 км выше пос. Марково нижняя пачка уже лежит горизонтально под валунными суглинками, перекрывающими ее на высоте 22 м над рекой.

Около пос. Марково из пород, выходящих в том же яру, С.А.Архипов (обн. 345–АР) собрал три целые раковины *Macoma baltica* и несколько обломков раковин того же вида и *Hiattella arctica*, а также неопределимых ближе морских двустворок. Высота находки (19 м над рекой или 29,5 м) показывает, что сборы сделаны из песчано-алевритовой пачки (слои 1–3), подстилающей валунные суглинки. Хорошая сохранность раковин находится в полном соответствии с тонким составом и фаціальным обликом осадков, которые

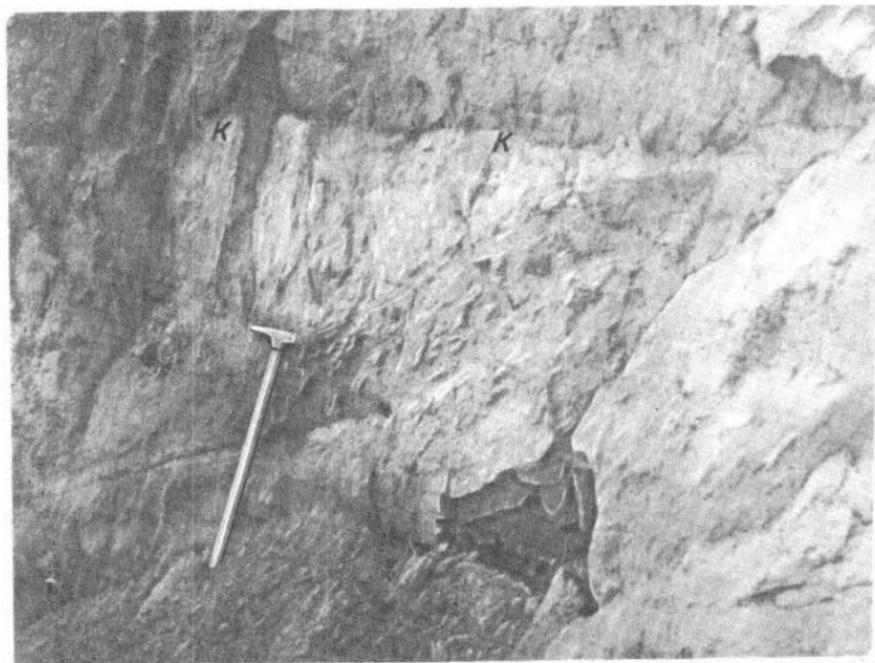


Рис. 25. Дислоцированные слоистые пески под мореней: отчетливо видны контакт пород (к) и угловое несогласие. Марковский яр. Фото автора

могут трактоваться как мелководные прибрежные накопления в ледовитого морского бассейна, вполне пригодного для обитания *M. baltica* — верхнесублиторального преимущественно бореального вида. Судя по залеганию раковин в верхней части пачки песков и алевроитов, их малочисленности и принадлежности к виду, выносящему сильное опреснение, морские слои имеют небольшую мощность и слагают самую верхнюю часть пачки, а нижняя (большая) сложена дельтовыми или речными накоплениями. Очевидно, что до наших дней сохранилось лишь самое основание морской толщи — слои, накопившиеся в начале ингрессии, а более высокие ее части уничтожены размывом и частично ассимилированы при формировании слоя валунных суглинков. Подтверждением последнему предположению служит находка в них обломков раковин среднесублиторального вида *Astarte compressa*.

Присутствие в песчано-алевритовой пачке остатков *Mosoma baltica* — вида бореальной природы, заходящего ныне в окраинные части арктических морей или образующего единичные реликтовые поселения в их пределах (Троицкий, 1961), — свидетельство благоприятного — межледникового для местных условий — режима бассейна, исключающего ледниково-морские условия.

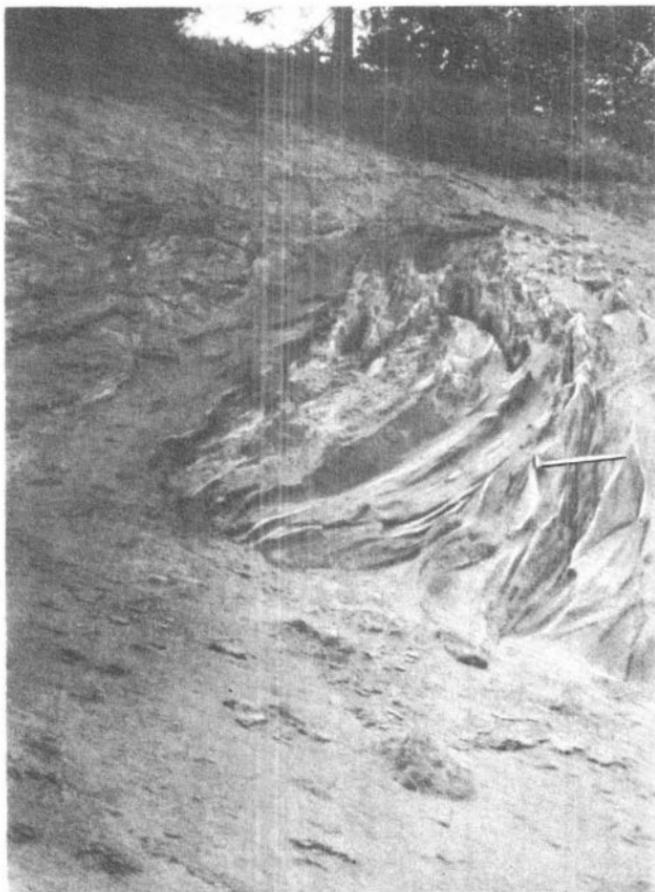


Рис. 26. Нарушения в подморенных песках Марковского яра. Фото автора

Фациально-литологические особенности слоя 4, к которому приурочено первое из рассмотренных местонахождений (46-Т), и сохранность остатков там совершенно иная.

Валунный суглинок этого слоя не имеет никаких признаков, которые позволили бы считать его ледниково-морским образованием. Он совершенно не сортирован, в штуфах и шлифах выглядит типичным хлидолитом (Шумилова, Бузулуцков, 1971). Полимиктовый кластический материал состоит из обломков основных изверженных, карбонатных, хлоритовых пород, алевролитов, кремней, кварцитов, обломков угля, пелитизированных, хлоритизированных, эпидотизированных пород, полевошпат-кварцевых песчаников, перекристаллизованных меловых глин, зерен плагиоклазов и моноклинных пироксенов. Более грубые обломки рассеяны в породе совершенно беспорядочно, не образуя ни

слоев, ни скоплений. Единичные обломки раковин разобщены, произвольно ориентированы, включены в породу в качестве "мертвого" материала наряду с многочисленными другими включениями (от "обломков" песка, меловых глин, конкреций, гравия, галек и щебня до валунов). Нижняя граница слоя неровна и резка, а слои под ней интенсивно дислоцированы. Словом, порода слоя обладает всеми основными признаками морены. Слабые следы участия водных процессов в ее формировании: микрослойки и микролинзы песка — явление, обычное для континентальных морен, и оставлены они (к этому вопросу автор вернется ниже) также континентальными, приледниковыми водами.

Таким образом, в северной части Марковского яра наблюдается та же зависимость в распределении остатков морских моллюсков, что и в обнажениях у пос. Пупково: целые раковины *Masoma baltica* связаны с подморенными песками и алевритами, обломки раковин — с перекрывающей их мореной. В первом случае раковины залегают не только в слое, но и в фациях, свойственных условиям обитания вида, т.е. "in situ" в точном значении термина, во втором — их обломки находятся только в слое, но в породе, чуждой среде обитания, а значит — во вторичном залегании.

В интересующем нас отношении северная часть Марковского яра примечательна тем, что это — крайний к югу выход морских отложений с остатками морских моллюсков in situ. По положению в разрезе, по высоте залегания, литологическому облику и составу фауны нижние слои, выходящие в Марковском яру, являются стратиграфическим аналогом подморенных песков и алевритов с *Masoma baltica* в обн. у пос. Пупково, лежащих севернее, в 90 км ниже по Енисею. Прямое сопоставление разрезов путем прослеживания слоев в промежуточных выходах исключается (береговые обнажения на этом участке вскрывают, как правило, отложения молодых террас, выполняющие Енисейскую впадину), но в 65 км ниже Марковского яра и всего в 25 км выше Пупковского есть промежуточное высокое обнажение, около устья р. Стрельной, изученное С.А. Архиповым (1960) и автором (45-Т), помогающее корреляции и дающее дополнительный материал для суждения о природе нижних песчано-алевролитовых слоев и их соотношении с валунными суглинками.

Там, в 0,18–0,2 км ниже устья реки, от бровки высотой 48,6 м над рекой (57,5 м) обнажены три пачки пород (сверху вниз):

I (слои 13–6). Пачка диагонально-слоистых, желтых, белесых и палевых песков, с чередующимися пачками (2–5 м) мелких, средних, крупных и грубых разностей, песков хорошо промытых, содержащих прослойки гравия, галечника, валунного галечника, обломки и раковины пресноводных моллюсков *Sphaerium corneum*, *Pisidium ammicum*, *Planorbis planorbis*, *Valvata* sp. — 23,8 м.

Четкая граница со следами размыва.

II (слои 5,а; 5,б). Алеврит светло-бурый с рассеянным гравием, галькой, микрослойками желтого мелкого песка (2,6 м);

ниже - суглинок песчанисто-гравелистый, бурый, с рассеянной галькой, единичными валунами; суглинок плотный, имеет полиэдрическую отдельность, местами - слабые горизонтальные слои; встречаются редкие обломки морских раковин в верхней части слоя и нередкие раздавленные раковины пресноводных *Pisidium* в 5 см от нижней его границы; нижняя часть породы (3,6 м) консолидирована глинисто-железисто-карбонатным цементом. - 6,2 м.

Четкая, относительно ровная граница.

III (слои 4-1). Пачка слоев мелкого, среднего и тонкого слоистого желтого песка и серо-голубого слоистого алеврита с микрослойками торфянистого песка, многочисленными целыми раковинами пресноводных моллюсков *Valvata aliena*, *Pisidium amnicum*, *P. casertanum* (определения А.П.Пуминова). видимая мощность - 3,7.

Судя по бечевниковым выходам, пачка III опускается до уровня реки и мощность ее, очевидно, превышает 9 м.

Две нижние пачки разреза в общих чертах близки к нижним пачкам пород северной части Марковского яра; отличие состоит лишь в том, что нижняя пачка чисто пресноводная, представляющая пойменные фации аллювия. Слой 5,а средней пачки и по внешним признакам и по результатам изучения в шлифах (Шумилова, Бузулуцков, 1971) - типичная морена. Литологическое несходство всех трех пачек подчеркивается резкостью границ между ними, и фациальный облик их весьма различен. Примечательно, что морена содержит не только обломки морских раковин, но и остатки пресноводных раковин, ассимилированных непосредственно из подстилающих слоев. На бечевнике под обнажением встречаются обломки створок морских моллюсков *Astarte montagui*, *A. crenata*, *Macoma calcarea*, *Hiatella* sp., *Cyrtodaria* cf. *jenisseae*, неопределимых ближе *Bivalvia* (сборы В.А.Зубакова, С.П.Альтера); обломки морских раковин найдены также, по данным С.А.Архипова, в нижних слоях пачки III. По-видимому, промежуточным источником их является слой морены, так как ни пачка I, ни пачка III не содержит морских слоев. Первоначальным их источником были, вероятно, морские отложения, залегавшие поверх аллювиальной пачки I. Возможно, что остатки их сохранились где-то поблизости, так как около устья р. Стрельной на пляже автор собрал три целые створки *Macoma baltica* - вида, свойственного подморенным слоям Пупковского и Марковского яров. Если это так, то сходство всех трех разрезов становится еще более полным.

Проследив распространение и особенности пород нижней пачки, целесообразно вернуться к валунодержущим породам - валунным суглинкам Марковского яра и посмотреть, какие изменения претерпевают они по простиранию, тем более что этот вопрос имеет прямое отношение как к проблеме их гляциально-морского происхождения, так и к существованию двух типов пород, содержащих обломки морских раковин.

Марковский яр, южная часть. В 0,7 км выше пос. Марково (обн. 48-Т) 8-метровый слой валунного суглинка лежит на высоте 22 -

30 м над рекой и подстилается светлыми мелкими косослоистыми песками, продолжающимися до уровня бечевника (14,5 м над рекой). Он перекрыт 2,5-метровым слоем чистой серо-бурой ленточновидной супеси с ритмическими микрослойками песка. В слое валунного суглинка (в целом аналогичного слою 4 обнажения 46-Т), в средней его части толщиной 2-3 м, появляются многочисленные пропластки мелкого палевого песка и алевроитовые слойки, не содержащие грубообломочного материала. Таким образом, на сравнительно небольшом расстоянии (1,7 км) уже становится заметным усиление роли водных процессов в формировании породы этого слоя. Однако наиболее существенные изменения в облике породы наблюдаются дальше к югу.

В 5 км выше пос. Марково (выше устья ручья Трехверстного) начинается береговое обнажение, на особенности строения валунных суглинков которого впервые обратил внимание С.А.Архипов (1960), совершенно справедливо связавший их с водными процессами. Его превосходное описание можно только дополнить результатами наблюдения автора по разрезу обнажения 49-Т, на правом берегу Енисея, в 1,7 км выше устья ручья Трехверстного. Высота берегового уступа там около 32 м над рекой; (42,5 м над морем) сверху вниз обнажены:

6. Алевроит желто-серый с охристыми потеками и послойной окраской, слоистый, с линзами и наклонными слойками мелкого глинистого песка; около нижней границы слоя - единичная галька - 2,5 м.

5. Суглинок буровато-серый, песчанисто-гравелистый, неслоистый, плотный, с полиэдрической отдельностью; содержание гравия, щебня и гальки высокое, рассеяны они в породе беспорядочно - 0,7 м.

4. Алевроит коричнево-желтый, в верхней части компактный, с нередкой рассеянной галькой, тонкослоистый, ниже - с четкими слойками светло-палевого песка - 2,2 м.

3. Песок мелкий и тонкий, яркого светло-желтого цвета, косослоистый, в нижней части слоя - гравелистый, с галькой; у подошвы песок сцементирован и окрашен в яркий кирпично-красный цвет - 0,4 м.

Резкая ровная граница.

2. Суглинок буровато-серый, песчано-гравелистый, плотный, с многочисленным гравием, галькой, щебнем, нередкими валунами; преобладает гравий и мелкая галька, число грубых обломков (более 1 см) - 2-3 тыс.штук на 1 м² сечения пласта; вся порода разбита на крупные линзовидные тела системой тончайших, окрашенных в ржавый цвет поверхностей отдельности, вдоль которых иногда чуть заметно опесчанивание суглинка; в верхней части слоя эти поверхности почти горизонтальны. В породе имеются многочисленные четкие горизонтальные слои средней, крупной гальки и валунов, пересыпанных гравийным песком или опесчаненным суглинком. Особенно четко выделяются два прослоя с крупными (до 0,8 м)

валунами — один в подошве слоя, второй в 1,5 м ниже кровли (рис. 27). Валуны и галька в этих прослоях лежат в один ряд, при этом их верхняя поверхность часто горизонтально срезана, уплощена (рис. 28), покрыта штрихами и шрамами. Кроме валунно-галечных прослоев в породе есть нередкие слои желтых тонких песков (1–2 см). Верхняя часть слоя на глубину до 0,4 м освещена до чистого серого цвета — 6 м.

1. Суглинок буровато-серый, песчанисто-гравелистый со столь же обильным грубообломочным материалом, но неслоистый, компактный, с полиэдрической отдельностью
 видимая мощность — 5 м.

В этом разрезе четко выделяются водные отложения верхней пачки (слой 6 обн. 49-Т и слои 2–5 в обнажении, описанном А.С.Архиповым) — слоистые, сортированные, хотя и содержащие грубые обломки, и породы нижней, большей по мощности пачки, где преобладают валунные суглинки, как слоистые, так и неслоистые.

Соотношение различных пород (по сумме мощностей) имеет следующий вид (в %):

	Разрез	
	Обн. 49-Т	С. А. Архипова
Валунные суглинки неслоистые	40	66
То же, слоистые	42	20
Слоистые породы (пески, алевриты, галечники)	18	14

Очевидно, что слоистые породы водного происхождения или во всяком случае такие, в формировании которых принимала участие водная среда, либо доминируют, либо составляют не менее 1/3 пачки. Правда, С.А.Архипов считает слоистой и породу наиболее мощного слоя 19 (9,0–9,5 м) так, что по его представлениям, почти весь разрез сложен слоистыми породами, но подробные наблюдения над аналогичной "линзовидной слоистостью" слоя 2 обнажения 49-Т показали, что это не слоистость, а система отдельностей (рис. 16, II), макротекстура иного порядка, которую Ю.А.Лаврушин (1969) называет шпироподобной и связывает с наследованием текстуры мореносодержащего льда. Действительно, невозможно представить себе иначе механизм образования породы, состоящей сплошь из линзовидных тел неслоистого несортированного валунного суглинка с присыпками песчанистого алеврита вдоль разделяющих поверхностей.

Явно слоистые породы нижней пачки имеют черты, указывающие на их принадлежность к ледниковой группе, т.е. на их водно-ледниковое происхождение (ленточновидность, рассеянный или собранный в прослой грубообломочный материал). Однако наиболее примечательной особенностью пачки являются прослой "полукруглых" валунов, разделяющие валунные суглинки слоя 2 на отдельные про-

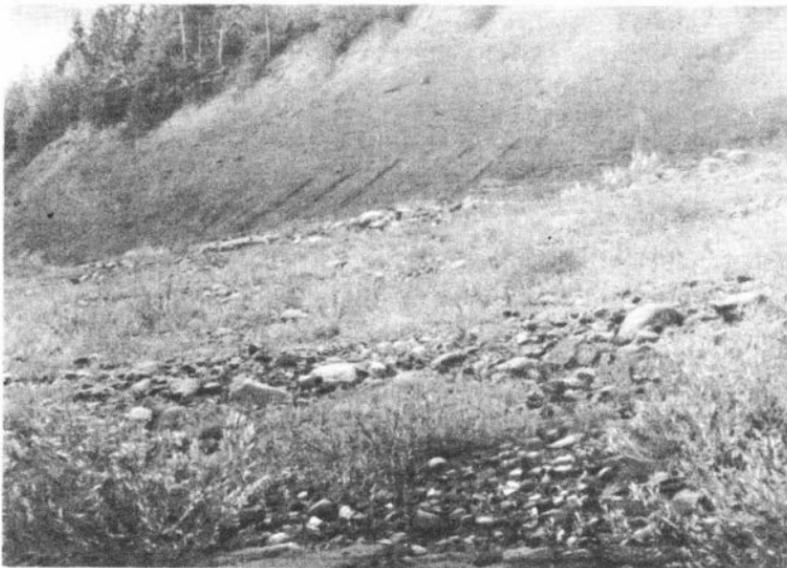


Рис. 27. Слои валунов в морене. Берег Енисея выше устья ручья Трехверстного. Фото автора



Рис. 28. Валунный слой в морене. Видна плоская верхняя поверхность валунов, сточенных ледником. Фото автора

пластики. При этом пропластики не теряют присущих породе текстурных особенностей ни визуально, ни в шлифах (Шумилова, Бузулуков, 1971).

Каким же образом можно представить формирование пород этого слоя и его текстурных особенностей? Я полагаю, что есть единственный вариант объяснения: слой 2 сложен пропластками основной морены, разделенными валунными пляжами приледникового озера, возникавшими и погребавшимися вновь при неоднократных осциллирующих ледникового края. Валунные пляжи формировались при его кратковременных рецессиях за счет размыва части основной морены и концентрации валунов в поверхностном слое. Затем осушенная часть пляжа промерзала и при очередной подвижке ледникового края замерзший валунный панцирь обрабатывался ледником так же, как и любая подстилающая поверхность, — экзарировался, пришлифовывался, покрывался штрихами и шрамами, истирался. Новое колебание ледникового края приводило к повторению процесса.

Остальные водные осадки, входящие в состав нижней пачки, формировались за счет деятельности слабых потоков и разливов талых вод (песчаные слойки) или при кратковременных ингрессиях вод приледникового озера (слои и прослойки песчано-алевритовых пород).

При поздних подвижках ледникового края вся основная часть нижней пачки (слои 1 и 2) была смята в пологие складки с периодом в сотни метров и амплитудой 2–3 м, на крыльях которых заметна система складок меньшего порядка. Эта система деформаций хорошо заметна в самых южных выходах валунных суглинков.

В породах, выходящих в южной части яра, не найдено остатков моллюсков, но, судя по находкам, сделанным В.С.Волковой и В.А.Зубаковым (102–3Б) на пляжах Енисея в 5 и 8 км выше пос. Марково, в них изредка встречаются обломки морских двустворок *Astarte strenata*, *Mya* sp., *Hiatella arctica*.

Переход от погребенных озерно-ледниковых пляжей к отложениям, накопившимся при более стабильных условиях, прослеживается в 45 км южнее, после перерыва, занятого низкими и высокими (до 30–35 м) террасами, в цоколе которых кое-где выходят только валунные суглинки. Там, на 15-километровом участке ниже поселка Канготова, правый берег, обнаженный до высоты 27–33 м над рекой (39–45 м), вскрывает три пачки отложений (по обнажениям 50–54-Т, расположенным в 15; 11,2; 9,7 и 2,5 км ниже поселка).

Верхняя пачка. Пески слоистые мелкие, внизу — средние, с резко подчиненными слойками серого алеврита; у кровли — пласт слоистого серого алеврита (1,5–5 м), в основании — слой рассеянной гальки. = 4–23 м. Верхняя пачка представляет собой отложения 30–35-метровой террасы и ложится на подстилающие с резким размывом, амплитуда которого достигает 21 м. Верхняя часть пачки имеет лёссовидный облик и на глубину 2–3 м захвачена голоценовым почвообразованием.

Средняя пачка. Суглинки темно-серые (сухие бурые), галечно-песчано-гравийные, плотные, с полиэдрической отдельностью. Грубые обломки рассеяны беспорядочно, содержание их относительно невелико (100–200 обломков размерами более 1 см на 1 м² сечения пласта), валунов немного; петрографический состав: основные изверженные, карбонатные, хлоритовые породы, песчаник, кварциты, алевриты, окатыши и фрагменты меловых глин, окатыши и мелкие смятые отторженцы ленточных глин с послыжными мергельными конкрециями (рис. 8), те же конкреции, рассеянные и ориентированные беспорядочно. Встречаются редкие обломки раковин морских и пресноводных моллюсков *Macoma* sp., *M. cf. calcarea*, неопределимых ближе *Bivalvia*, *Unio* sp., *U. cf. tumidus*, мелкие целые раковины *Valvata piscinalis antiqua* (51–Т, определения У.Н. Мадерни). В состав пачки входят также прослои темно-серых и бурых ленточных глин толщиной от нескольких сантиметров до 3 м.

Колебания мощности в основном за счет резкого размыва кровли; по разности отметок подошвы и кровли полная мощность суглинков могла достигать 24,5 м.

Нижняя пачка. Пески тонкие, желтые, слоистые, аналогичные пескам нижней пачки Марковского яра..... видимая мощность 4,4 м.

Весьма характерны изменения в строении пачки валунных суглинков по простиранию. В северном конце разреза (51–Т) она еще относительно монолитна, заметна только очень слабая полосчатость, отражающая изменение глинистости и содержания грубых обломков в отдельных слоях средней части, где встречаются также песчаные микрослойки; конкреции "иматовские камни" и окатыши ленточных глин встречаются в нижней и средней части. В 1,5 км выше по Енисею (обн. 52–Т) в средней части пачки начинают встречаться мелкие отторженцы ленточных глин, измятые, но с послыжным расположением иматовских камней.

Далее, на 2 км к югу (обн. 53–Т) нижняя часть валунных суглинков замешается метровым слоем ленточной глины с тонкими "плавающими" линзами валунного суглинка. Годичные ленты толщиной от доли сантиметра до 1–2 см сложены летними светло-серыми слоями песчанистой глины и зимними – черно-бурой или коричневой блестящей на изломе жирной глиной. Встречаются иматовские камни. Средняя часть становится более рыхлой, менее гравелистой, увеличивается содержание глинистого и алевритового материала; встречаются иматовские камни, но только переотложенные. В самой верхней части пачки (1 м) валунный суглинок содержит тонкие (3–5 см) сильно измятые слойки ленточных глин (часто всего 1–2 годичных ленты) и микрослойки-присыпки белесого мелкого песка. Еще через 4,8 км к югу (обн. 54–Т) на уровне средней части пачки появляется 3-метровый слой ленточного алеврита с четкой диатектической слоистостью, выраженной чередованием зимних слоев бурого глинистого алеврита (0,3–2 см) и летних, сложенных коричнево-желтым алевритом (2–3 см), с тончайшей слоистостью, диагональной или волнистой (рябь течения).

Иначе говоря, на этом 15-километровом участке береговых разрезов хорошо заметно замещение и расслаивание валунных суглинков тремя слоями озерно-ледниковых отложений, т.е. наблюдается именно та картина, которую можно было предположить в южной части Марковского яра.

В следующем к югу обнажении (55-Т), в 14 км выше поселка Канготово, часть разреза, соответствующая средней пачке предыдущих обнажений, сохраняя примерно ту же мощность (19,4 м), сложена уже в основном ленточными глинами, ленточными алевритами, слоистыми песчано-глинистыми отложениями, включающими слойки ленточных глин, а валунные суглинки, составляющие по мощности менее 1/3 разреза, образуют пять подчиненных слоев (0,8-2,6 м), три из которых содержат также внутренние слойки ленточных глин или промытых песков.

Таким образом, совершенно отчетливо выражен постепенный переход валунных суглинков в диатектически слоистые глины и алевриты, который вполне уверенно можно трактовать как замещение морены озерно-ледниковыми отложениями (рис. 24).

Переход этот совершается в общем направлении с севера к югу, что в местных условиях немисливо для перехода ледниковых отложений в морские и, наоборот, совершенно реально при их переходе в пресноводные накопления приледниковых подпрудных бассейнов.

На участке севернее и южнее поселка Канготово помимо редких обломков раковин, заключенных в валунные суглинки, сделан ряд находок на бечевниках и в осыпях. Целая створка *Macoма baltica*, поднятая с пляжа у Канготовского мыса, подтверждает, очевидно, близкое залегание *in situ* остатков тех же морских слоев, что обнажаются около пос. Пупково и в Марковском яру. В остальных местах найдены только малочисленные фрагменты раковин (в порядке встречаемости): *Macoма sp.*, *M. cf. calcarea*, *M. calcarea*; *Astarte sp.*; *Hiatella sp.*, *Hiatella arctica*; *Mya sp.*; *Astarte cf. crenata*, *A. crenata*; *A. montagui*; *Portlandia sp.*, *P. cf. arctica*, *P. arctica*; *Astarte compressa*.

Встречаемость фрагментов на бечевниках стала не реже и не чаще, чем на более северных участках, состав тот же. К ним прибавляются обломки раковин неопределимых ближе *Bivalvia* четвертичного и более древнего облика, пресноводных моллюсков, ростров белемнитов. Заметим, что источником этих бечевниковых находок являются также, по-видимому, валунные суглинки, так как ни в ленточных глинах, ни в породах, слагающих высокую террасу, они практически не встречаются. Отсутствие в слоистых и хорошо сортированных осадках остатков морских моллюсков было бы загадочным, если допустить, что они являются водным компонентом "ледниково-морской" толщи, так как именно в них-то и следовало бы встречаться морским раковинам. В морских приледниковых ленточновидных глинах низовья Енисея (Троицкий, 1969) и бассейна Пясины (Гудина и др., 1968) последние встречаются в огромных количествах

(до 8000 экз. на 1 м² сечения пласта). На этом участке среднего Енисея, как видим, картина совершенно иная. Остатков очень мало, они лежат в валунном суглинке, а слоистые водные отложения — немые. К тому же слоистость в них в отличие от "ленточновидности" упомянутых морских слоев типично ленточная, исключительно четкая. Это также свидетельство в пользу пресноводного характера приледникового бассейна.

Таким образом, С.А. Архипов совершенно прав, подчеркивая признаки, указывающие на переход отложений ледниковой группы в водные осадки и на их тесный парагенез, и дело лишь в определении химизма водной среды и реальности связи приледникового бассейна с морем. Тектурные, структурные особенности отложений, характер взаимоотношений валунных суглинков с водными слоистыми осадками и его изменение в пространстве, а также особенности солевого состава пород (Шумилова, Бузулуцков, 1971) свидетельствуют, что бассейн был пресноводным. Обломки же морских раковин в валунных суглинках не могут быть показателями морской среды, так как являются "мертвым" обломочным материалом, чуждым обстановке осадконакопления.

Проведенный разбор условий захоронения фрагментов раковин и описание характера отложений, заключающих их в ряде разрезов по среднему Енисею, позволяют считать, что и в остальных месторождениях (1,7,8,16, по списку приведенному выше) валунные суглинки вмещают остатки морских раковин как чуждый обломочный материал, ассимилированный из более древних морских слоев.

Рассмотрим породы второй группы — слоистые отложения с обломками раковин (разрезы 9—15). Общий облик этих отложений — слоистые гравийные пески, суглинки и суфеси с рассеянным обломочным материалом — допускает формирование их в приледниковом бассейне, в зоне разгрузки тающего края ледника. Глинисто-алевритовый состав осадков в большинстве разрезов свидетельствует о низкой гидродинамической активности водной массы бассейна, при которой раковины обитавших в нем моллюсков (сделаем такое допущение) должны были бы захороняться в основном целыми. Именно такая картина и наблюдается не только в глинах, алевритах, тонких песках, но и в песчаном гравии всех известных морских местонахождений Енисейского севера. Захоронение же только одних обломков в породах ясно указывает на чуждость их среде отложения и позволяет рассматривать обломки раковин как "мертвый" кластический материал, доставленный ледником и отложенный в приледниковом бассейне. Единственное местонахождение обломков в гравийных песках, где существует кажущееся соответствие фациальной обстановки и характера сохранности раковин, содержит совместно обломки раковин четвертичного и древнего облика (12; р. В. Сарчиха). Однако захоронение этого типа не сопровождается ни в ближайших, ни в отдаленных окрестностях местонахождениями с

целыми раковинами, и оно вполне может быть отнесено к прибрежным отложениям приледникового бассейна.

Остановимся еще на местонахождении на р. Большой Сиговой (15; первичный номер = 1406-AP), поскольку там в слоистых алевролитах с прослоями песка, глины, рассеянными гальками и валунами, среди массы фрагментов раковин найдена одна целая створка *Masoma baltica*. Полный список находок выглядит так: неопределимые обломки толстостенных раковин дочетвертичного облика - в массе; *Masoma baltica* - 1 створка, тонкая, сохранность средняя; *Masoma sp.* - 2 обломка; *Hiatella sp.* - 1 обломок.

Следовательно, утверждение, что "четвертичная фауна представлена тонкостенными мало окатанными, хорошей сохранности обломками и целыми створками раковин..." (Архипов, Матвеева, 1964, стр. 92), как и дальнейший вывод о том, что "... вдоль северных склонов Келлог-Теульческого материка встречается, как правило, *Masoma baltica*..." (там же, стр. 92), сделанные на основании этой единственной находки, выглядят весьма преувеличенными.

Удовлетворительная сохранность створки среди массы обломков различной природы может иметь несколько объяснений: 1) створка и обломки четвертичных форм залегают в слое четвертичных морских отложений, а обломки дочетвертичных толстостенных раковин вымыты из подстилающих меловых пород; 2) весь материал вымыт из подстилающих меловых и четвертичных морских отложений (выходы последних пока неизвестны ближе, чем в 175 км); 3) весь материал вытаял в приледниковом бассейне из донной и внутренней морены ледника; при этом сохранность створки объясняется переносом ее внутри небольшого блока четвертичных морских пород. В первоначальном заключении автор допускал возможность первого варианта, чем определенным образом способствовал установлению представлений о морском происхождении отложений. Однако ему противоречит единичность найденной створки, так как *Masoma baltica* образует в прибрежье массовые популяции. Существование же ее в приледниковом морском бассейне практически исключено в связи с тем, что вид не живет у тающих ледников. Фациальный облик пород свидетельствует о слабой активности водной массы, при которой массовый размыв подстилающих меловых и четвертичных пород не мог иметь места, что противоречит и первому и второму варианту объяснений, так что наиболее вероятным остается третий. В пользу этого объяснения говорит и фациальный облик пород, и плохая сохранность большинства остатков, и единичность целой створки, принадлежавшей к тому же виду, найденному во всех установленных (Пупково, Марково) или предполагаемых (Стрельна, Канготово) ближайших местонахождениях морских слоев.

Приледниковый бассейн, в котором сформировались слоистые породы с обломками раковин, был скорее всего тем же бассейном, который оставил толщу ленточных глин и алевролитов в окрестностях пос. Канготово. Об этом можно судить по близости высотных отметок местонахождений по р. Сарчихе (27-60 м) к отметкам залега-

ния озерно-ледниковых отложений на Енисее (21–50 м), а также по морфологическому единству образуемой ими поверхности. Высокое залегание отложений бассейна на склонах Келлог-Теульчесской возвышенности (129–106 м) может объясняться тем, что они сформировались при более высоком стоянии его уровня в раннюю фазу дегляциации, либо тем, что они отложены в более раннем, но сходном по режиму приледниковом бассейне.

Вопрос о возрасте морских отложений, послуживших источником раковин и фрагментов, представляется достаточно сложным, тем более, что то или иное его решение ведет к пересмотру возраста вмещающей морены, а следовательно, и к ревизии местной стратиграфической схемы. Из геологических материалов видно, что подморенные отложения на всем исследованном участке по отметкам залегания, лито-фациальным особенностям и составу органических остатков, соответствующих ряду смежных фаций (речные, прибрежные, морские), весьма близки как между собой, так и к казанцевским отложениям у поселка Пупково. Значит, морена с обломками раковин должна быть зырянской.

Зырянский возраст морены позволяет считать, что граница этого оледенения на среднем Енисее пересекает долину не по линии поселка Ангутиха – поселок Якуты, как предполагалось ранее, и даже не около 64° с.ш. (Исаева, 1963), а гораздо южнее, возможно около устья р. Бахты. Мысль о широком распространении зырянской (нижнетунгусской) морены была высказана Л.Л. Исаевой, однако она исключала из области ее распространения левобережье Енисея и полосу правобережья, считая, что краевые морены, тянувшиеся вдоль реки, но не доходящие до нее, маркируют предел продвижения предгорных ледников плоскогорья. Однако расположение краевых форм в плане (рис. 22) таково, что они оконтуривают Фарковскую равнину (Енисейскую впадину) и гораздо вероятнее, что эта обширная депрессия вмещала крупную лопасть зырянского ледника, продвигавшегося здесь в меридиональном направлении, с севера на юг, а краевые образования правобережья обозначают восточный край этой лопасти, а не западный фронт предгорных ледников. Широкое участие озерно-ледниковых отложений в составе накопленных, выполняющих впадину и формирующих основную часть поверхности Фарковской равнины, становится при таком предположении также вполне естественным – они занимают языковый бассейн и формировались последовательно у края рецессировавшей к северу лопасти.

Зырянский возраст морены, заключающей остатки моллюсков, был установлен автором после полевых работ 1962 г. и принят в работе Е.В. Шумиловой и Ф.С. Бузулуцкова (1971). Уточнение же возраста в пределах “большого” зырянского оледенения, т.е. отнесение его к ранней (ермаковской) или поздней (сартанской, в широком смысле) стадии пока не может быть сделано главным образом из-за отсутствия радиоуглеродных дат по автохтонному материалу. Вполне вероятно, что в сложении комплекса ледниковых накоплений уча-

ствуют как ранние, так и поздние морены, которые нередко, даже в типовом разрезе ермаковской морены (в северной части Фарковской равнины) разделены только озерно-ледниковыми слоями (Архипов, 1967).

Казанцевский возраст подморенных речных и морских отложений позволяет переместить границу казанцевской трансгрессии к югу, продолжив ее хотя бы в виде узкого ингрессионного клина вдоль долины Енисея, до поселка Марково, а возможно и до поселка Канотово. Сказанное заставляет рассмотреть путь проникновения казанцевского моря в этот район из области сплошного распространения морских фаций.

Ближе всего поле морских казанцевских отложений подходит с северо-северо-запада из верховьев рек Большой Хеты и Таза. Между Тазом и Енисеем расположен ряд местонахождений морских раковин в моренах вдоль долины р. Турухан, начиная от устья р. Маковской (рис. 22). Сборы Ю.А. Лаврушина и С.П. Альтера показали, что источником раковин были морские слои с *Macoma baltica*, *Mytilus*, *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Macoma calcarea*, *Boreotrophon truncatus*, *Sipho*, *Portlandia arctica*, *Astarte crenata*, *Astarte montagui*, *Cyrtodaria* cf. *jenisse*, а перенос был незначительным, местным. В первоначальном заключении по сборам автор указывал на близость этой фауны к "санчуговскому комплексу низовьев Енисея" и отличие от санчуговского комплекса типового разреза около Усть-Порта. Однако впоследствии выяснилось, что рассматриваемый комплекс был частично "составлен" как из фауны санчуговского горизонта, так и из фауны глинисто-алевритовых фаций казанцевского горизонта. Теперь, после "расчистки" санчуговского комплекса (Троицкий, 1972), видовой состав и того и другого вырисовывается гораздо более определенно и можно полагать, что источник фрагментов раковин и в моренах по р. Турухан — казанцевские морские отложения.

Там же, на р. Турухан, скв. № 9 у поселка Фарково вскрыта 30-метровая пачка межледниковых морских накоплений с раковинами моллюсков, морскими диатомовыми, спорово-пыльцевыми спектрами с высоким содержанием пыльцы древесных, ели и пихты. Она расположена на отметках от 14 до 44 м ниже уровня моря и вполне обоснованно относится к казанцевскому горизонту (Алешинская, 1961). Это местонахождение (рис. 22) лежит всего в 105 км к северо-северо-западу от Пупковского яра, между ними нет ни орографических препятствий, ни выступов древнего рельефа, так что можно предполагать беспрепятственное проникновение морских вод и наметить полосу соединения древнего среднеенисейского залива с открытым морем на севере.

Состав фауны, остатки которой найдены в морене среднего Енисея, позволяет считать казанцевский горизонт основным источником переотложения. Помимо местных выходов — сохранившихся кое-где слоев с *Macoma baltica* им должны были служить и более глубоководные фации, так как ряд видов и родов (*Cylichna*, *Nucula tenuis*,

Nuculana, *Astarte compressa*, *Astarte crenata*, *A. montagui*) не свойствен мелководьям. Вероятная область распространения таких фаций — между речью Таза, Турухана и Большой Хеты (рис. 22), но они могли быть и южнее.

Из 19 родов и видов, остатки которых есть в моренах среднего Енисея или в водно-ледниковых осадках, 18 известны из казанцевского горизонта Енисейского севера, при этом 15 из них весьма обычны. Единственный вид, неизвестный в этом горизонте, но присутствующий в моренах у устья р. Девятихи, в трех смежных пунктах — *Batharca glacialis*. Источником его раковин могли быть скорее всего выходы морских глин санчуговского горизонта, расположенные в 65–70 км к северо-западу (рис. 22). В принципе санчуговский горизонт наряду с казанцевским мог поставлять морские раковины в ледниковые отложения, поскольку такие виды и роды, как *Portlandia arctica*, *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Astarte montagui*, *A. compressa*, *Nucula tenuis*, *Batharca glacialis*, *Cylichna* sp., *Mya truncata*, *Cyrtodaria jenisseae*, *Astarte crenata*, принадлежат к довольно широко распространенным в его отложениях (встречаемость от 55 до 6%).

Если исходить только из списков, то для остатков этих видов источник указать невозможно. Однако как в ближайших выходах, так и на всем Енисейском севере, предпочтение следует отдать именно казанцевским отложениям, так как глины санчуговского горизонта (включая "туруханскую" морскую свиту) лежат обычно значительно ниже уровня моря и выходят на поверхность, приближаясь к подошве зырянской морены, в немногих пунктах (около Усть-Порта по правому берегу Енисея, в низовьях рек Большой Авамской и Фокиной, на Енисее около ее устья и на р. Нижней Баихе). Казанцевские же морские отложения залегают большей частью непосредственно под зырянскими моренами, что создавало идеальные условия для массовой ассимиляции раковин. Кроме того, они гораздо обильнее раковинами, чем санчуговские: в низовьях Енисея и бассейне р. Б. Хеты их количество нередко доходит до 2–3 тыс. экземпляров на 1 м² сечения пласта (при глубине выработки — 0,05 м) или 40–60 тыс. экземпляров на 1 м³. Интересно отметить, что для обеспечения морен среднего Енисея тем количеством фрагментов (несколько сотен), которые были собраны за ряд сезонов усердных поисков, леднику было бы достаточно ассимилировать всего 5–10 дц³ такого слоя (!).

Предполагаемое общее направление переноса обломков морских раковин с севера на юг (рис. 22) соответствует оси Фарковской ледниковой лопасти.

Зырянская морена непрерывно прослежена вдоль Енисея до поселка Алинское. Возможно, что она продолжается и до устья р. Бахты, а отложения приледникового бассейна, по данным Ю.А. Лаврушина (1961) и нашим наблюдениям, — до поселка Мирное. Однако и южнее, за возможными пределами зырянских отложений, встречаются редкие обломки раковин, заключенные в отложениях явно более древних или вымытые из их выходов. Рассмотрим их специально.

Выше Кангатовского мыса из-под уровня реки начинает появляться пачка бурых суглинков, очень плотных, с большим числом грубых обломков ("каменная морена"), которую все исследователи считают самаровской (бахтинской). Выходы ее прослеживаются почти непрерывно до о. Косминского, где ее мощность возрастает до 45–50 м и начинается фациальное замещение морены огромной толщей водно-ледниковых отложений (Белый яр, Сумароково, Опльвиной яр), наблюдавшееся автором и весьма подробно описанное и исследованное С.А. Архиповым (1960, Архипов, Матвеева, 1964). На этом участке известно только одно местонахождение неопределимых морских двустворок четвертичного и мезозойского облика (№ 17 по рис. 22 или 1349-AP) у поселка Лебедь, приуроченное к валунным суглинкам на отметках 34–38 м (11–15 м над Енисеем), и одно с обломками мезозойских двустворок в тех же породах на высоте 100–110 м, около устья ручья Гремячего. Сборы из осыпей и с бечевников содержали также преимущественно неопределимые фрагменты древних двустворок и немного – четвертичного облика, в том числе *Astarte montagui*, *Macoma* sp., *Mya* sp., *Hiatella arctica*.

Естественно, что источником в данном случае могли быть только досамаровские морские отложения, к которым автор относит санчуговский горизонт и болгохтохские слои. Ближайшие точки, где они установлены, – бассейн р. Турухан (скв. № 9, 24, 28) и, вероятно, окрестности устья р. Бакланихи и села Нижний Имбак, где скв. № 2 и 1 вскрыты глинисто-алевритовые отложения с фораминиферами на отметках 20–40 м ниже уровня моря (рис. 22). Последние пункты лежат в 180–350 км севернее интересующего нас участка, но, вероятно, морские санчуговские отложения распространялись гораздо дальше к югу, так как трансгрессия в целом была гораздо обширнее казанцевской, покрывала более расчлененный субстрат и происходила при высоком среднем уровне океана. Возможно, что ближе к южным пределам были широко развиты санчуговские мелководные фации, так как именно для них характерны раковины *Mascota calcaea*, *Hiatella*, *Mya truncata*, встреченные в самаровских моренах.

Материалы этого раздела позволяют уверенно отказаться как от представления о широком распространении ледниково-морских фаций на среднем Енисее, так и от "тазовско-санчуговского" возраста валунных суглинков и водно-ледниковых отложений. Несомненно, что самаровские стадийные морены и межстадийные отложения существуют, но их придется искать в другой части разреза, во всяком случае, либо южнее устья р. Бахты, либо в разрезах водораздельных возвышенностей к западу от Фарковской равнины и к востоку от Енисея. Приведенные данные показывают, что обломки морских раковин в моренах, сформировавшихся частично за счет подстилающих морских отложений, – явление достаточно обычное, и простые тафономические наблюдения на разрезах позволяют достаточно твердо установить первичный или вторичный характер залегания в породе не только обломков, но и целых раковин.

Область, где встречаются морены с фрагментами морских раковин, весьма обширна и не ограничивается средним Енисеем. Такие морены, как уже упоминалось, есть на р. Турухане, в истоках р. Б. Хеты (сборы Ю.Ф. Андреева), по рекам Фокиной, Дудинке, Дуромю, Косой (часть коллекции В.С. Волковой, С.А. Архипова, С.И. Симонова, В.Д. Крюкова, В.В. Рогожина, Г.А. Значко-Яворского, В.А. Федоренко), на Норильском плато, где они поднимаются до 150–335 м (сборы Г.И. Шеткиной, В.А. Федоренко), в скважинах Пясинской площади, где валунные суглинки лежат прямо на морских глинах (сборы В.А. Федоренко, Г.И. Шеткиной, С.А. Демина), по Енисею в 15–35 км ниже Дудинки (коллекция В.А. Федоренко), в Таймырской низменности, в бассейне р. Пясины, по рекам Тальми, Икону (сборы В.А. Марковского, Ю.С. Куликова, В.А. Федоренко). На р. Тукаланде, прорезающей Норильское плато, обломки морских раковин найдены в зырянских озерно-ледниковых отложениях на отметках 300–360 м вместе с занесенными фораминиферами (Гольберг и др., 1971). В зырянской морене на Каргинском мысу наряду с обломками найдены целые створки *Astarte borealis* хорошей сохранности, что послужило И.Д. Данилову (1967) поводом для отрицания ледникового происхождения этого слоя. Однако морена ложится там прямо на морские глины и алевроиты с банками астартового ракушняка, содержащего 40–50 тыс. раковин в каждом кубометре породы, и было бы странным, если бы в морену не попадали отдельные раковины.

Таким образом, бассейн среднего Енисея не является исключительной областью особой ледниково-морской седиментации, а отличается от других районов распространения морен с остатками морских обитателей лишь тем, что аллохтонный характер последних выступает там особенно ярко вследствие почти полного отсутствия местных источников переотложения.

ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Различие среды переноса и отложения материала неизбежно отражается на фациальном строении ледниковых, ледниково-морских и морских осадочных толщ. В морских терригенных толщах всегда сохраняется классический парагенез фаций – фациальный треугольник (рис. 29, I). В толще ледниковых континентальных накоплений место трансгрессивных фаций займет основная морена или – при ее редукции – экзарационная поверхность (отрицательная фация ледникового сноса). Ничего похожего на фациальный ряд, образующийся при морской трансгрессии, в этом случае не формируется. Место регрессивных фаций займет специфический комплекс абляционной морены, флювиогляциальных галечников, песков, озерно-ледниковых глин и алевроитов (рис. 29, II). Флювиогляциальные осадки будут резко отличаться от речных отсутствием пойменных и старичных фаций, а ленточные глины – сугубо приледниковое образование, ли-

тологически резко отличное от лагунных и сублиторальных морских фаций.

Элементарные парагенезы могут повторяться по разрезу без существенных перерывов вследствие повторных — стадияльных, фазисальных и осцилляторных подвижек ледникового края и образовывать сложные комплексы, в которых самим моренам не обязательно принадлежит ведущая роль. Представление о единой мощной морене, которую антигляциалисты нередко выдвигают в качестве единственно возможного доказательства покровных оледенений, давно и безнадежно устарело.

В ледниково-морских толщах, образованных невсплывшим ледником (рис. 29, III), основная морена будет покрыта абляционно-бассейновой мореной, переходящей по простиранию и вверх по разрезу в перигляциальные, а затем в обычные морские осадки. На мелководьях у края ледника могут формироваться фации солоноватоводных ленточновидных глин, частично утрачивающих текстурные признаки настоящих ленточных. Фациальный треугольник в этом случае деформирован за счет исчезновения базальных слоев и трансгрессивных фаций. Он превращен в односторонний "морской клин" с мореной в основании.

Модель распределения фаций при стационарном положении ледника, край которого находится в морском бассейне, в общих чертах дана Г.И. Лазуковым (1960) на схеме строения салемальской свиты. Ее основа — простой латеральный двучленный ряд: морена — ледниково-морские фации. Модель статична и не учитывает даже однократного продвижения и рецессии ледника, соответствующего представлениям Г.И. Лазукова о ходе максимального оледенения в Западной Сибири.

Модель шельфово-ледниковой формации, данная В.А. Зубаковым (1968), является динамической. Она учитывает повышение уровня моря и колебания края шельфового ледника, обеспечивающие "эффект бульдозера" — сгребание части осадков, накопившихся за предыдущий ритм, и накопление накладывающихся одно на другое дельтовидных геологических тел, состоящих из основной морены и окаймленных вдоль подводного склона дельт узкой зоной бассейновой или айсберговой морены с остатками диатомовых и морских животных (рис. 29, IV).

В этой интересной схеме не учитывается, однако, накопление отложений в ходе рецессии ледникового края, когда, собственно говоря, должна аккумулироваться основная масса осадков. Остается весьма уязвимой и основная идея быстрого истечения ледяных масс из областей сетчатого горного оледенения на "скользкие" морские мелководья. Такое явление, по мнению В.А. Зубакова, должно обеспечить каждую очередную агрессию шельфового ледника, имевшего ничтожную (40–70 м) мощность, но распространявшегося в Западной Сибири на огромной площади между 66 и 62° с.ш. (830 000 км² — подсчет автора по рис. 1 из цитированной статьи В.А. Зубакова). Чтобы покрыть такую территорию, равную примерно половине пло-

щади шельфовых ледников Антарктиды (1 565 000 км², по В.Х.Буйницкому, 1964), хотя бы тонкой (50 м) ледяной плитой, нужно израсходовать около 42 500 км³ льда. Такое его количество даже современный Антарктический шит в состоянии поставить своим шельфовым ледникам не менее чем за 53 года (790 км³/год, Кручинин, 1965). Относительно же слабое горное (по В.А.Зубакову) оледенение Урала и плато Путорана явно не смогло бы справиться с подобной работой. Кроме того, всплывшая часть тонкого шельфового ледника была бы абсолютно нестабильной.

Мощность льда, допускаемая В.А.Зубаковым (40–70 м), составляет как раз мощность годичного слоя стаивания "снизу" антарктического шельфа. Вобрав в себя за один присест все сетчатые ледники горных окраин, тощий шельфовый ледник растаял бы "на глазах у удивленных зрителей". Достаточно быстрым было бы и уничтожение части покрова, оставшейся на грунте, части, ушедшей далеко за линию равновесия аккумуляции–абляции и лишенной поддержки горных ледников, уже истощивших свои вековые запасы на создание шельфовой плиты и заметно деградировавших. Не приходится уже говорить о малой физической вероятности одновременного выброса из горной страны ледяных масс, не соответствующей современным представлениям о механизме перемещения льда в теле ледников (Шумский, 1961).

Превосходным примером одноактной динамической модели геологической деятельности ледника, спускающегося в море (при постоянном уровне последнего), служит схема накопления и строения лед-

Рис. 29. Теоретические схемы накопления и строения комплексов морских, ледниковых и ледниково-морских отложений

I – отложения, накопившиеся в ходе трансгрессии и регрессии моря; II – комплекс ледниковых отложений на суше; III – комплекс отложений у края ледника, опускающегося на морское дно; IV – комплекс моренных свалов ("бульдозерных дельт"), подводных морен и айсберговых отложений шельфового ледника (по В.А.Зубакову, 1968, схематизировано); V – накопление и строение отложений шельфового ледника (по Ю.А.Лаврушину, 1969, обобщено и дополнено автором); 1–13 – отложения: 1 – речные; 2 – дельтовые; 3 – прибрежно-морские; 4 – мелководные морские; 5 – открытого моря (шельфа); 6 – флювиогляциальные; 7 – озерно-ледниковые; 8 – ледниково-морские, ленточновидные; 9 – основная морена; 10 – абляционная морена; 11 – подводная морена; 12–айсберговые отложения; 13 – основная морена "мертвого льда" (по В.А.Зубакову); 14 – экзарационная поверхность; 15 – ложе морских и ледниковых накоплений; 16 – последовательные положения ледникового края; 17 – генерация айсбергов; 18 – уровень моря; 19–фациальные замещения в латеральных рядах; 20 – последовательные положения уровня моря и генерации морен (по В.А.Зубакову)

никово-морских отложений в осевой части фиордов Шпицбергена, разработанная Ю.А. Лаврушиным (1969). Она, несомненно, имеет гораздо более общее теоретическое значение и в принципе вполне применима в качестве модели размещения фаций при морском оледенении глубоких, но открытых бассейнов (рис. 29, V). Из анализа этой схемы можно сделать ряд выводов.

Различные соотношения наземной и надводной (шельфово-ледниковой) частей ледникового покрова, а также величина площади его контакта со скальными породами на суше и мелководье будут сильно влиять на абсолютное количество грубых обломков в тех или иных фациях, но в подводной абляционной морене их относительное обилие должно быть всегда больше, чем в айсберговых ледниково-морских отложениях. Даже если допустить, что содержание грубых обломков в айсберге такое же, как в соответствующей по объему части шельфового или наземного ледника, они будут рассеяны на большей площади. Если же учесть, что абляция нижнего слоя (наиболее богатого включениями моренного материала) начнется с переходом к шельфовому леднику, до отделения айсберга, концентрация их будет еще меньше. Насколько велика абляция шельфового ледника "снизу", можно судить по расчетам Ю.А. Кручинина (1965), определявшего, что в расходной части годового баланса ледяного шельфа Антарктиды она составляет 21% или около 1/5 его мощности.

Таким образом, в реальной динамической модели шельфово-ледниковой аккумуляции неизбежен своеобразный фациальный треугольник с концентрацией наиболее насыщенных грубыми обломками фаций абляционной подводной морены в его осевой зоне и расположением по периферии фаций айсберговых отложений. Этот треугольник будет обращен основанием в сторону наземного ледникового покрова (рис. 29, V). Более полная модель, учитывающая стадийность морского оледенения, будет состоять из сочетания таких фациальных треугольников низшего порядка, сливающихся в сторону оснований и образующих главный, соответствующий оледенению в целом. Подобное размещение фаций возможно лишь при сохранении высокого стояния уровня моря на протяжении всего оледенения. При его существенных колебаниях, приводящих к посадке ледника на грунт, фациальные треугольники будут заменяться односторонними фациальными "клиньями", а при полных осушках сформируется обычный наземный ледниковый комплекс фаций.

ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ

Ленточные глины — особый тип пород, свойственный исключительно комплексу ледниковых отложений. Это далеко не просто "слоистые глины". Их индивидуальность настолько резка, что может быть установлена даже после метаморфизации, при которой они превращаются в ленточные сланцы, а ассоциирующиеся с ними мо-

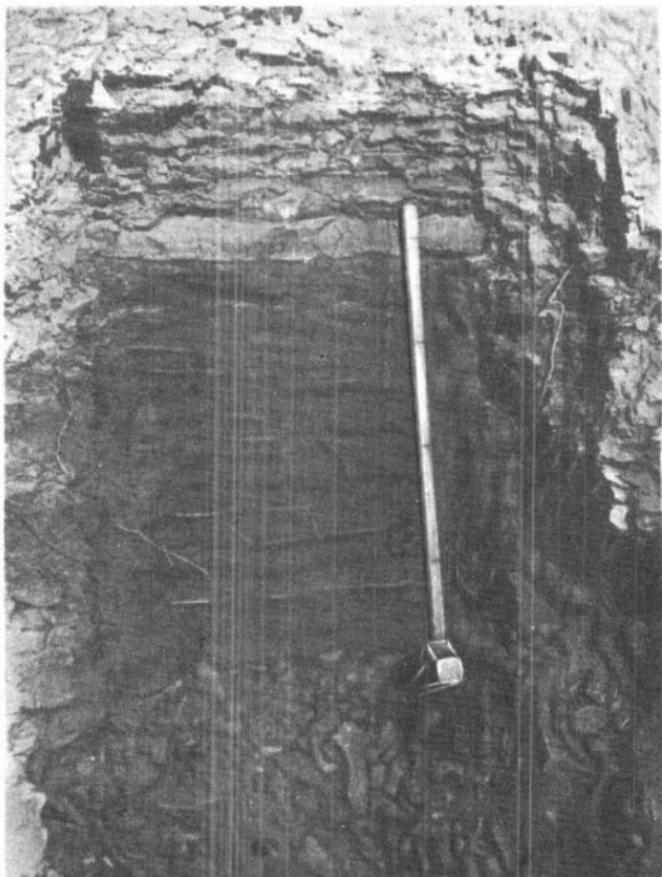


Рис. 30. Диатектическая слоистость континентальных ленточных отложений. Правый берег Енисея, выше пос. Новоселово. Фото автора

рены — в тиллиты (Sayles, 1929; Washburn, 1930; David, Süsmilch, 1931; Krige, 1931). Главный их признак — четкая диатектическая слоистость, отражающая сезонный ритм седиментации (рис. 30). Годичная лента состоит из летнего более светлого и грубого слоя песчаной глины или алевролита и зимнего, сложенного жирной блестящей глиной черного, темно-серого или коричневого цвета. Переход между летним и зимним слоями постепенный, а верхняя граница зимнего — резкая. Мощность годичных лент и сезонных слоев варьирует от долей сантиметра до десятков сантиметров. Встречаются гипертрофированные летние слои — косослоистые песчаные дренажные ленты, возникновение которых связывают со спуском в основной приледниковый бассейн смежных с ним мелких во-

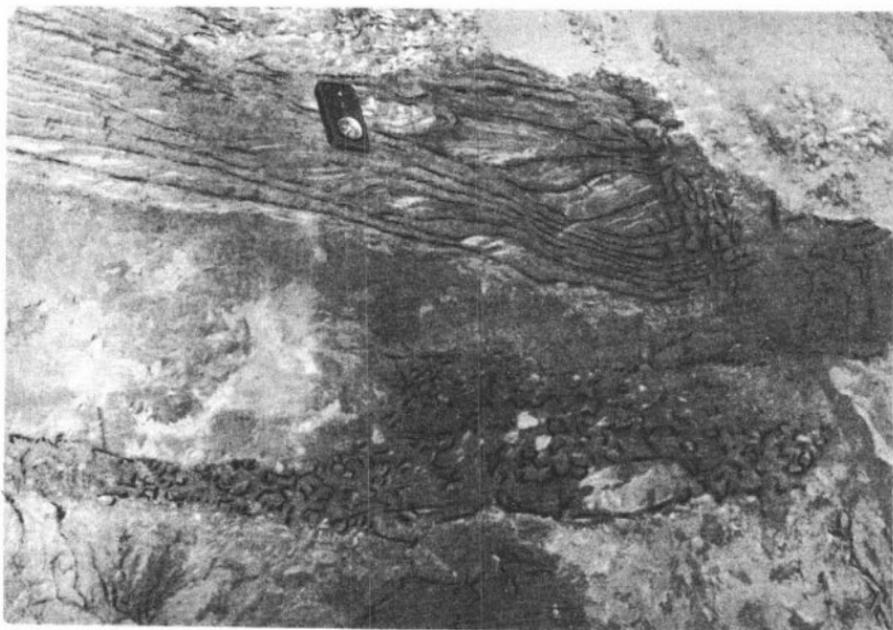


Рис. 31. Микродельты у проксимального края летних лент в ленточных глинах. Правый берег Енисея, выше поселка Верхне-Имбатского. Фото автора

доемов. Помимо типичных ленточных глин встречаются ленточные алевриты и пески, сохраняющие общие с ними текстурные особенности.

Литологический профиль пласта ленточных пород обычно асимметричен. Прибрежные фации встречаются только у открытых берегов бассейна, а у ледникового фронта формируется узкая зона, состоящая из микродельт и конусов солифлюкционного материала (рис. 31), быстро переходящих по простиранию в летние слои. В редких случаях, когда бассейн находится у края ледника, но непосредственно с ним не граничит, прибрежные фации окружают все поле ленточных глин.

Минеральный состав ленточных пород почти идентичен одновозрастным моренам.

Длительность накопления пачек ленточных отложений исчисляется десятками, сотнями или немногими тысячами лет и зависит от размера бассейна (Hansen, 1965). За эти краткие с геологической точки зрения интервалы успевают накопиться десятки метров отложений. По нашим подсчетам, 15-метровая пачка ленточных глин на р. Сухой Дудинке, в 2,4 км от ее устья, накопилась всего за 2300 лет, а по данным В.Н. Сакса (1952), 18-метровый пласт таких же глин в окрестностях пос. Малой Хеты — за 3-4 тысяче-

летия. Скорость их накопления составляла 4,5–6,5 м в тысячу лет.

Ленточные глины отлагаются, как правило, в пресноводных водоемах, редко – в слабо осолоненных (Kindle, 1923; Donner, 1965; Lundquist, 1965; Andersen, 1965). Осолонение вызывает быструю коагуляцию коллоидов, выпадение взвесей и “смазывание” диатектической слоистости. При увеличении солености вод слоистость исчезает совершенно и формируются породы со сплошной массивной “симмиктовой” текстурой (Hansen, 1965).

Все особенности строения и состава ленточных глин связаны со специфической приледниковой обстановкой седиментации. Тесное пространственное и парагенетическое сочетание их с валунными глинами, суглинками и песками – прекрасный диагностический признак ледниковых толщ.

На севере Западной Сибири и в Таймырской низменности ленточные глины распространены очень широко. Одним из первых их описал И.Я.Ермилов (1937) на озере Хассейн-то (Гыданский полуостров); многочисленные разрезы в окрестностях Усть-Енисейского порта, в Норильской котловине и Игарке установил В.Н.Сакс (1939, 1945, 1951), в смежных частях Средне-Сибирского плоскогорья – С.М.Шейтлин (1961), по среднему течению Енисея – С.А.Архипов (1960). Автор наблюдал их почти во всех низинах западной части Таймырской низменности: от предгорий Западного Таймыра до подножья Норильского плато, на Гыданском полуострове, а также почти во всех низинах, прорезанных Енисеем от устья р.Подкаменной Тунгуски до Енисейского залива, в бассейнах рек Малой и Большой Хеты.

В низовьях р.Оби Р.Б.Крапивнер (1965) очень обстоятельно исследовал и описал разрезы ленточных глин. Он подчеркнул некоторые особенности этих отложений, сближающие их с осадками ваттов, накапливающихся также ритмично (суточный и сезонные ритмы), но из-за увлеченности своей идеей и критической направленности статьи (против гляциалистов!) забыл остановить внимание на отличиях ваттовых отложений от озерно-ледниковых, что лишает его выводы убедительности, а внимательному читателю дает лишний довод в пользу признания приледниковых условий накопления ритмично-слоистых глинистых пород, слагающих там третью террасу р.Оби.

Весьма странно, что данные о распространении ленточных глин и их положении в последовательности отложений так мало использовались до сих пор на севере Сибири в качестве доказательств распространения покровных оледенений, их повторности, многофазности, а сами разрезы – для точных геохронологических подсчетов. Как самостоятельный тип отложений они выпадали из поля зрения исследователей, и даже площади их распространения на картах четвертичных отложений чаще всего все еще заняты цветом и символами “озерно-аллювиальных” накоплений.

О ГРАНИЦАХ МОРСКИХ И ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ СЛОЯМИ И НЕКОТОРЫХ ЯВЛЕНИЯХ, СВЯЗАННЫХ С ИХ ФОРМИРОВАНИЕМ

Нижний контакт морской кластической толщи всегда ровный, горизонтальный или слабо наклонный, чаще всего с грубым базальным слоем над абразионной поверхностью. Постепенный переход к подстилающим речным или лагунным слоям наблюдается редко. Базальный слой из валунного галечника, гравия или грубого песка формируется только на скальном субстрате или на рыхлых толщах с мегакластами. На песчано-глинистых породах они нередко редуцированы до тонкого слоя промытого песка, чистого или содержащего окатыши глин, растительный "мусор", конкреции, кости, цепочки галек или гравийных частиц. Тем не менее его всегда можно найти при подробном и тщательном изучении разрезов. Ровные контакты и базальные слои над ними одинаково характерны для основания пачек, накопившихся при трансгрессиях соленых и пресных бассейнов, но те и другие всегда резко отличны от контакта с подстилающими слоями моренных отложений.

Нижняя граница слоя морены чаще всего несет следы резкого несогласия с подстилающим слоем и динамического воздействия движущегося ледника на субстрат. Морена ложится на любые фации континентальных или морских отложений вследствие предшествовавшего перерыва седиментации или экзарации. Граница морены, прослеженная сколько-нибудь значительно по простиранию, всегда неровна, осложнена гляциодинамическими текстурами. Остатки кор выветривания, межледниковых и межстадиальных почв под мореной сохраняются редко и только вследствие неравномерности экзарации. В тех редких случаях, когда под ее покровом уцелели участки доледниковой поверхности или близких к ней слоев, в разрезах можно видеть и нарушения иного типа — следы мерзлотных процессов, проявившихся

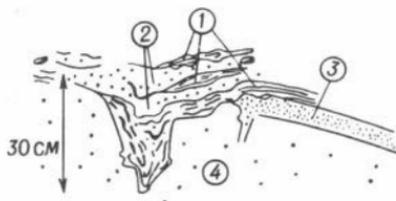


Рис. 32. Псевдоморфоза по зачаточному ледяному клину под мореной зырянского оледенения, Возвышенность 110 м в 30 км северо-восточнее Усть-Енисейского порта

1 — слойки коричневой глины; 2 — песок тонкий глинистый; 3 — песок мелкий оранжево-красный; 4 — палевый слоистый песок. Полевая зарисовка.



Рис. 33. "Котел кипения" грунта и дислоцированные казанцевские слоистые пески под зырянской мореной. Таймырская низменность, р. Яръяхамал. Фото автора

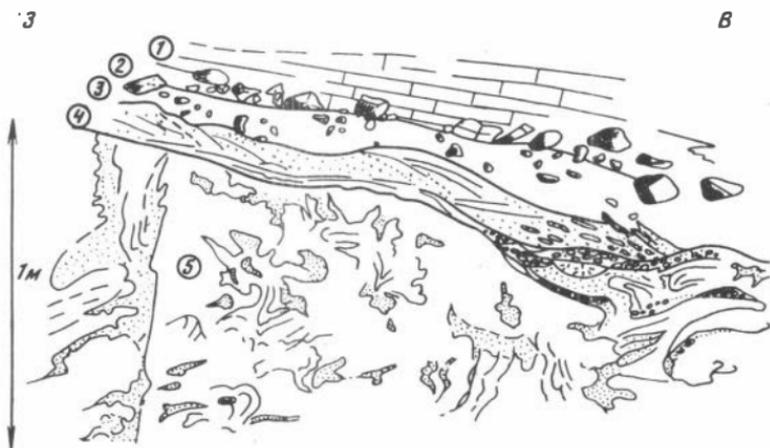


Рис. 34. Мерзлотные деформации каргинских речных отложений под ледниковыми слоями. Река Малая Хета, правый берег

1 - глины ленточные; 2 - галька и щебень в основании глин; 3 - галечный суглинок (морена); 4 - лента флювиогляциального песка с галькой; 5 - песок алевритово-глинистый - пойменные фации каргинского аллювия. Полевая зарисовка

перед надвиганием ледникового края в перигляциальных условиях: котлы кипения грунта, псевдоморфозы по ледяным клиньям и др., являющиеся климатическими свидетельствами близящегося оледенения и геологическими документами, подтверждающими отложение морены в субаэральных условиях (рис. 32–34). Иногда противники покровных оледенений пишут о находках единичных выходов коры выветривания в областях, где следы оледенений разнообразны и несомненны (Норвегия, Кольский полуостров), и считают это доказательством их отсутствия (Чувардинский, 1967), совершенно игнорируя то обстоятельство, что выходы эти составляют в сумме едва ли миллионную долю поверхности, ободранной, стертой и перепаханной ледниками до скального субстрата, и что исключительность их – лучшее подтверждение площадной ледниковой экзарации (Хольтедаль, 1958).

ЛЕДНИКОВО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА СЕВЕРЕ СИБИРИ

Настоящими ледниково–морскими отложениями следует называть только те, которые формируются под шельфовыми ледниками или ледниковыми покровами, движущимися по морскому дну, не всплываая. Основная морена таких ледников не должна существенно отличаться от наземной, а абляционная может сближаться с морскими отложениями, содержать прижизненно захороненные остатки арктических морских организмов (наряду с грубообломочным материалом, не менее обильным, чем в моренах, отложенных при прочих равных условиях).

С палеогеографической точки зрения возможность формирования подобных парагенезов основной морены с абляционными ледниково–морскими отложениями невсплывших ледников на равнинах северной Сибири наиболее вероятна, так как ее плейстоценовые бассейны были относительно мелководными (Сакс, 1953; Троицкий, 1966), а края горного обрамления несут следы существования ледниковых покровов значительной – не менее 700–900 м мощности (Сакс, 1953, Урванцев, 1957; Старосельцев, Гилькин, 1962; Старосельцев, 1965). Единственным непременным условием их возникновения должен быть свободный доступ морских вод к ледниковому краю.

Описания конкретных “морских морен” из разрезов Северной Сибири почти неизвестны, если не считать весьма общей характеристики целых горизонтов или указаний на ледниково–морское происхождение тех или иных слоев, обладающих какими–либо отдельными признаками (наличие валунов, гальки, слоистости, обломков морских раковин), которые сами по себе еще не являются определяющими. Только О.В.Суздальский в статье под многообещающим заглавием “К диагностике ледниково–морских отложений” приводит описание разреза “морской морены”, изученного им весьма подробно и тщательно (Суздальский, 1967).

Разрез расположен на правом берегу Игарской протоки Енисея, в 1–2 км выше той части г. Игарки, которую называют Старым городом. Там выходят валунные суглинки. По нашим описаниям 1960–1962 гг. слой валунного суглинка имеет мощность 4,5–7 м; местами порода содержит до 60% гальки, щебня, гравия и валунов. Суглинок с четким неровно-волнистым или "смятым" контактом (рис. 13) дождется на светло-палевые тонкие косослоистые прибрежные пески с морскими раковинами. Он перекрыт слоем песка и гумусированной супеси с растительными остатками, имеющими радиоуглеродный возраст $35\,800 \pm 600$ лет (Чердынцев и др., 1966) и более поздними накоплениями.

По данным О.В. Суздальского, описавшего участок той же морены с меньшим содержанием грубых обломков, на 1 м^2 стенки обнажения приходится 1–4 валуна, 24–45 галек и 25–35 зерен гравия. Распределены они неравномерно. Уплощенные гальки и валуны разнонаправлены по оси А и обладают исключительной пестротой наклонов по оси Б, что отличает породу от морских осадков и отложений потоков. Форма валунов разнообразная, часто неправильная. Большая часть их оглажена, изредка встречаются остроугольные обломки. Окатанность галек невысокая (40,2%). О.В. Суздальский считает, что она не хуже, чем у лежащих выше морских отложений, но над мореной лежат не морские слои, а флювиогляциальные или речные галечники, содержащие перемытый на месте материал из той же морены, так что сходство вполне естественно. В поглощенном комплексе мелкозема морены $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (94,6%) резко преобладают над $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ (5,4%). Содержание CaCO_3 очень высокое (10–16%). Раковин моллюсков и фораминифер нет, что, как считает О.В. Суздальский, дополняет характеристику морской (!?) морены.

Остается совершенно непонятным, какие критерии позволяют считать эту морену морской? И что поучительного для диагностики ледниково-морских отложений можно извлечь из особенностей ее состава и строения, которые достаточно типичны как для местных наземных морен, так и для любых континентальных морен вообще?

Тем не менее ледниково-морские отложения существуют на севере Западной Сибири и в Таймырской низменности, однако они совершенно не похожи ни на морену в Игарке, ни на валунные суглинки и супеси с обломками морских раковин на среднем Енисее, ни на мощные толщи салехардской свиты обского севера. Они приурочены к двум вполне определенным стратиграфическим уровням – слоям, подстилающим морские отложения санчуговского горизонта, а также к позднеледниковым накоплениям низин – дюрюсским слоям и их аналогам, образующим обширные береговые террасы на побережьях Карского моря и широкие ингрессионные террасы вдоль понижений, занятых современными долинами рек Енисея, Пясины, Агапы, Джангоды, Тарей, Горбиты, Верхней Таймыры и др. Эти террасы носят название "каргинских", но оно не соответствует их реальному

геологическому возрасту (Троицкий, 1967, 1969, 1972; Гудина и др., 1968).

Разрезы отложений, непосредственно подстилающих морские глины и алевроиты санчуговского горизонта, довольно редко выходят на поверхность, но они весьма характерны и некоторые из них подробно изучены. Один из них находится на правом берегу Енисея в его низовьях, в 10–11 км ниже устья р. Яковлева, у развалин зимовья Пустого. Он кратко описан в обзоре морского плейстоцена Сибири (Троицкий, 1969) и более подробно в специальной статье (Шумилова, Троицкий, 1974); комплексы фораминифер, встреченные в отложениях, описаны В.И. Гудиной (1969). Там, в дислоцированной ледником толще четвертичных пород, под морскими песками и алевроитами казанцевского горизонта с богатой фауной моллюсков и базальным валунным галечником в основании, несогласно залегают морские отложения санчуговского горизонта и подстилающие их слои.

Последовательность пород, прослеженная по 15 расчисткам вдоль 1,5-километрового фронта обнажения, весьма характерна (сверху-вниз):

а) пески мелкие и тонкие, серо-желтого цвета, с пропластками глины, алевроита, знаками яри и раковинами моллюсков (7–8 раковин на 1 м² сечения слоя по вертикали) *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Axinopsis orbiculata*, редкими (2–15 экземпляров на 100 г породы) фораминиферами, относящимися к 10 видам -16,3 м.

б) глины серые с прослоями алевроита и мелкого песка, раковинами моллюсков *Hiatella arctica*, *Mya truncata* и обильными (10–155 экз.) фораминиферами 11 видов -6,6 м.

в) глины серые ленточновидные, со слабо выраженной диатектической слоистостью; в верхней части (5 м) с ритмичными прослоями песка или алевроита и единичными раковинами *Portlandia arctica*, очень редкими (2 экз.) фораминиферами; в средней части (3,6 м) с тонкими ритмичными слоями бурого алевроита, к которым приурочены массовые послойные захоронения раковин *P. arctica*; в нижней части (2,4 м) – те же глины, сперва (0,5 м) с единичными *Portlandia arctica*, затем – немые -11 м.

г) те же глины, без раковин моллюсков, но с фораминиферами (12 экз., 7 видов): *Buccella frigida*, *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium obesum*, *E. subclavatum*, *Cribronion obscurus*, *Planocassidulina porcrossi*, *C. subacuta*; встречаются рассеянные по разрезу "плавающие" гальки, четко отграниченные от глины слоя, гравийные зерна (8–10 штук на 1 м²). -0,5 м.

д) суглинок серо-бурый, слабо слоистый в верхней части, неслоистый – в нижней, с обильным гравием, щебнем, галькой и редкими валунами; обломки беспорядочно рассеяны в породе, но число

их увеличивается вниз по разрезу; встречаются редкие (1-6 экз./100 г) фораминиферы, относящиеся к 13 арктическим и бореально-арктическим видам: *Cribronion obscurus*, *Elphidium obesum*, *E. subclavatum*, *Protelphidium lenticulare*, *Pr. orbiculare*, *Pr. parvum*, *Criboelphidium goesi*, *Elphidiella groenlandica*, *E. tumida*, *Cassandra teretis*, *Cassidulina subacuta*, *Islandiella islandica*, *Planocassidulina norcrossi* -6-7 м.

е) суглинок бурый и черно-бурый, плотный, немой, с гравием, галькой, щебнем, валунами, рассеянными беспорядочно или образующими неправильные скопления, со смятыми слойками и линзами серого мелкого песка. Количество обломков (более 1 см) варьирует от 30-80 до 270-300 на 1 м² сечения слоя; более 90% обломков составляет гравий, валунов немного. Мегакласты составляют от нескольких до 30% веса породы; объемный вес варьирует в пределах 1,8-2,25 г/см³ (среднее из 5 определений - 1,93 г/см³). В 1-2,5 км севернее зимовья Пустого в этом слое заключены отторженцы альбских угленосных глин до 60 м длиной и не менее 5 м мощностью (по В.Н.Саксу, 1953)
 видимая мощность - 7 м.

В буровых скважинах (3-к и 4-к), пройденных с пляжа Енисея около этого обнажения, мощность слоя "е" достигает 20 м. Его подстилают желто-бурые, серые слоистые пески, серые алевроиты и валунно-галечные пески мессовской свиты общей мощностью до 50 м, лежащие на верхнемеловых породах.

Порода слоя "е" совершенно не сортирована; содержание пяти фракций от 0,5-0,28 мм до менее 0,01 мм варьирует в пределах 9-11% - 38-33%, причем ни одна из фракций не дает четкого максимума. В шлифах под микроскопом обнаруживается та же неупорядоченная неслоистая текстура, что и визуально наблюдающаяся в срезах слоя. Обломочный материал представлен экзотическими породами: преобладают обломки, происходящие из метаморфических толщ (кварциты, кремнистые сланцы, эпидотизированные породы), встречаются обломки кремнисто-слюдистых, углисто-кремнистых сланцев, кислых и средних изверженных пород, т.е. пород, находящихся в ближайшем коренном залегании только на Северном Таймыре. Кроме них представлены породы из складчатой зоны Бырранга: различные песчаники, черные аргиллиты, карбонатные породы, долериты, базальты, туфопесчаники, редко - местные породы Таймырской изменности - мезозойские глины, песчаники, уголь.

В образцах из слоя "д" разброс фракций такой же, сортировка отсутствует, но в шлифах изредка наблюдаются слоистые текстуры, заметные и в разрезе слоя, на обнажении.

Все породы, лежащие выше этого слоя, имеют ясные слоистые текстуры и определенно выраженный максимум содержания глинистых, алевроитовых или песчаных частиц. Со слоя "г" практичес-

ки исчезают обломки экзотических пород, но в отдельных прослоях встречаются обильные мелкие окатыши и кусочки местных глин. Экзотический материал (в том же составе) появляется вновь — и очень резко — в базальных слоях морских казанцевских отложений.

По совокупности структурных, текстурных и палеонтологических особенностей четко вырисовывается закономерная смена фаций (сверху вниз):

- а) мелководные морские пески холодноводного бассейна;
- б) сублиторальные морские алевритовые глины, накопившиеся в холодном неглубоком море;
- в) ленточновидные глины высокоарктического солонатоводного приледникового бассейна;
- г) ленточновидные глины с мегакластами, отложившиеся в приледниковом морском бассейне;
- д) морская слабо слоистая морена, сформировавшаяся в приледниковом море;
- е) континентальная основная морена.

Смена по разрезу континентальных ледниковых отложений ледниково-морскими, затем приледниковыми солонатоводными и, наконец, нормальными морскими отложениями отражает закономерное изменение во времени седиментационной обстановки и климатических условий: от продвижения ледника к его рецессии, сопровождавшейся вторжением моря вслед за сокращавшимся ледниковым покровом, затем — к интенсивному таянию ледяных масс и опреснению приледниковых вод, и в результате — к установлению нормального морского режима и накоплению осадков в холодном, арктическом, но неледниковом (межледниковом — по местному стандарту) море — сперва относительно глубоком, впоследствии — обмелевшем.

Масштаб оледенения и тип ледника очевидны из местных условий (обширная равнина), расположения разреза вдаль от горных областей, свойств морены и состава грубообломочной части: только ледниковый покров значительного размера и мощности мог перенести через горы Бырранга на расстояние около 400 км обломки северотаймырских пород. Никакой шельфовый ледник, никакой айсберговый или ледово-морской разнос не мог ни выполнить подобной работы, ни сформировать морены такой плотности и с таким набором обломков пород.

В другом разрезе, лежащем в 165 км к юго-юго-востоку от первого, на правом берегу Енисея выше Усть-Енисейского порта, около устья р. Зырянки и получившем название "Никитинский яр" (по о. Никитинскому на Енисее, лежащему напротив обнажения), обнажена близкая последовательность пород. В обрывах и логах, прорезающих высокий берег (110–115 м), вскрыта мощная толща дислоцированных четвертичных отложений, поднятых выше обычного уровня их залегания в напорной морене, образующей краевую зону Ньяланской стадии. Под зырянской (позднезырянской, сартанской) мореной и казанцевскими прибрежно-морскими песками, в основании

которых находится мощный (5–6 м) слой базального валунного конгломерата, лежат санчуговские морские отложения, представленные двумя пачками (сверху вниз).

I. Пески светло-серые, мелкие и средние, слоистые, с фораминиферами и раковинами моллюсков *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Astarte* sp. (никитинские, малышовские пески или верхнесанчуговская подсвита) – 30 м.

II. Глинисто-песчаные и глинистые темно-серые слоистые алевролиты, переходящие в нижней части в одноцветные алевролитовые или чистые глины; содержат раковины фораминифер и морских моллюсков – 42–47 м.

Примечательны некоторые особенности строения нижней пачки и распределения в ней органических остатков. По материалам автора, исследовавшего разрез в 1960 г., а также И.Г. Данилова и Г.Н. Недешевой (1967, 1969), В.Я. Слободина и О.В. Суздальского (1969), С.С. Сухоруковой и В.И. Гудиной (1969), Ф.С. Бузулуцкова (1971), ее слагают (сверху вниз):

а) алевролиты глинистые и глинисто-песчаные, слабо или скрытослоистые, изредка содержащие тонкие прослойки песка, галечного песка, редкую "плавающую" гальку, единичные валуны, раковины фораминифер, немногочисленные (от 1 до 27 экз./100 г) – 24–30 м.

б) прослой глинистого алевролита с солоноватоводными остракодами – 1 м.

в) глины алевролитовые и чистые, слоистые, с раковинами *Yoldiella lenticula*, *Astarte montagui*, *Macoma calcarea*; встречаются карбонатные конкреции; количество фораминифер возрастает от кровли слоя (1–9 экз./100 г) к прослою, лежащему ниже ее на 3–7 м, где достигает 100–690 экз./100 г; в том же прослое обильны (до 50 экз./100 г) створки морских остракод. – 8,5–10 м.

Тонкий пропласток мелкого песка отделяет слой "в" от подстилающих;

г) глины алевролитовые серые, темно-серые и алевролиты глинистые или глинисто-песчаные с тонкой ритмичной слоистостью, карбонатными конкрециями, редкими (1–13 экз./100 г) фораминиферами и раковинами моллюсков *Portlandia arctica*; в нижней части слоя встречается рассеянная галька. – 3–9 м.

Под глинами лежит 5–6-метровый пласт светло-желтых мелких песков с прослойками плохо сортированного алевролита и единичными фораминиферами, либо слой серого неслоистого галечно-валунного суглинка мощностью до 6 м (обн. 39, описанное Ю.Н. Михалюком в устье р. Зырянки).

Таблица 7

Гранулометрический состав валунных суглинков

№ скважины	№ образца	Фракции, %		
		> 1	1-0,5	0,5-0,25
24-к	131	6	2	16
24-к	132	6	2	11
70-к	211	1	2	14

В этом разрезе набор и общая последовательность фаций в принципе те же, что и у зимовья Пустого.

I. Мелководные морские пески, отложившиеся в холодноводном бассейне.

II. а) Ледово-морские слабо слоистые алевриты - накопления относительно глубокого и холодного моря;

б) прослой солоноватоводных алевритов;

в) морские ниже-среднесублиторальные глины с моллюсками и обильной микрофауной - отложения максимальной фазы трансгрессии;

г) ритмично-слоистые глины и глинистые алевриты с *Portlandia arctica* - отложения приледникового опресненного морского бассейна.

Подстилающие нижнюю пачку пески, алевриты с очень бедной микрофауной и валунные суглинки, вероятно, следует рассматривать как ледниково-морские и ледниковые слои.

Комплекс моллюсков из санчуговского горизонта стратотипической местности - окрестностей Усть-Енисейского порта, где расположен и описанный выше разрез, В.Н. Сакс (1939) с самого начала исследований охарактеризовал как позднеледниковый (в смысле гидроклиматической обстановки обитания), и с этим можно вполне согласиться. Впоследствии больше внимания обращалось на межледниковый возраст всего горизонта, но нахождение фауны в нижней части разреза межледниковых отложений оставляло за ним значение раннемежледникового (Сакс, 1952; Троицкий, 1966), т.е. переходного от условий ледниковых к неледниковым, анагляциального по современной терминологии. Положение слоев с морскими раковинами в описанных выше разрезах весьма точно соответствует общей температурной характеристике санчуговского комплекса, данной В.Н. Саксом.

Переход от валунно-галечно-гравийных суглинков к перекрывающим их морским глинам санчуговского горизонта прослеживается на обширной площади. Автор наблюдал его по колонкам керн сква-

Фракции, %

0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01
29	14	9	24
33	11	14	23
24	15	11	33

жин Малохетской разведочной площади (24-к, 37-к, 44-к, 70-к), в стратотипической местности, в 15-16 км к югу от Никитинского яра. В этих разрезах бурый суглинок с валунами и галькой туфа, базальта, долерита, габбро, пироксенита, черного аргиллита (мощностью 5-7 м) перекрывается серыми или желтовато-серыми глинами и глинистыми алевролитами, чистыми, со следами слоистости и остатками морских раковин из родов *Portlandia*, *Leda*, *Macoma*, *As-tarte*. Судя по сульфидной рудной вкрапленности в валунах и гальках основных пород, взятых из морены, они принесены из района Норильских месторождений, лежащих в 150-170 км к востоку. Весьма показателен гранулометрический состав валунных суглинков и супесей, подстилающих санчуговские глины (табл. 7).

Такие же породы залегают непосредственно под санчуговскими морскими глинами в скв. 1-к Междухетской разведочной площади, на правом берегу р. Б. Хеты (Стрелков, Троицкий, 1953), в скв. П-1 и П-10 около озера Пясино, под песками с санчуговской фауной на р. Пур, у пос. Самбург (по описанию Г.И. Лазукова, 1970). В скв. 24 Туруханского профиля (на р. Турухан) под санчуговскими ("туруханскими") чистыми серыми глинами с *Yoldiella fraterna* лежит 10-метровый слой валунного галечника, подстилаемый мощной пачкой валунного суглинка, в самой верхней части которого, в 3 м ниже кровли, есть довольно многочисленные (29 экз./100 г.) фораминиферы (Гудина, 1969). В этой последовательности пород вполне могут быть намечены ледниковые, переходные (ледниково-морские) и морские слои. Аналогичные переходные слои выделяются также в скважине 28-к на р. Турухан, а также в скв. 31 Большехетской площади, под "усть-соленинскими" слоями (которые автор относит к санчуговскому горизонту), в верхней части "варомыяхинских слоев" (Слободин, Суздальский, 1969). Наконец, по правому берегу Енисея, ниже Усть-Енисейского порта, по наблюдениям В.Н. Сакса - автора и материалам С.С. Сухоруковой и В.И. Гудиной (1969), под алевролитами с санчуговским комплексом фораминифер, залегают согласно мощная (до 25 м) пачка слоистых алевролитов, которые по типовому разрезу у м. Селякина можно назвать "селякинским алевролитом". Ли-

тологические и палеонтологические особенности алевроита: четкая диатектическая (ленточная и ленточновидная, многопорядковая, вплоть до варвоподобной листоватости) слоистость, наличие карбонатных конкреций, пресноводных диатомовых (Белевич, 1961) и остракод, перигляциальные палинологические спектры (Левина, 1971) и низкое содержание бора позволяют считать этот слой отложением приледникового пресного или очень слабо осолоненного бассейна. Селякинский алевроит прослежен С.С. Сухоруковой вплоть до села Караул на Енисее и вполне вероятен его фациальный переход в северном направлении к солоноватоводным ленточновидным глинам с поргландиями, выходящими у зимовья Пустого.

Валунные суглинки и приледниковые водные отложения в основании санчуговского горизонта прослеживаются не дальше долины р. Пур. В скважинах на юго-западном берегу Гыданского и на большей части Тазовского полуострова (Лазуков, 1970) они не встречаются. Только в низовьях Оби можно вновь увидеть аналогичную картину налегания морских глин с санчуговской фауной моллюсков и обильными фораминиферами обского комплекса (обские слои по В.И. Гудиной, 1966, казымская свита по Г.И. Лазукову, 1970) на ледниково-морские валунные суглинки полуйской свиты (или тильтимских слоев) с редкими фораминиферами и обильными мегаклас-тами.

Соответственно можно полагать, что оледенение, оставившее морену, ледниково-морские и перигляциальные морские отложения, описанные или перечисленные выше, было достаточно обширным, покрывным, но не перекрывало сплошь северную часть Западной Сибири. Оно немногим превышало по размерам последнее (позднезырянское, сартанское) оледенение края, при котором покровные ледники с запада не переходили р. Надым, а с востока — главный водораздел Гыданского полуострова (Троицкий, 1967, 1966).

Перейдем к краткой характеристике позднеледниковых (позднезырянских, сартанских) морских отложений, образующих второй ледниково-морской горизонт. Впервые их описал В.Н. Сакс (1945) в низовьях р. Пясины, где около устья р. Тарей слоистые глины с *Portlandia arctica*, *P. arctica siliqua* слагают 50-метровую (по абсолютной высоте площадки) террасу ингрессионного бассейна, прислоненную к водораздельным возвышенностям, несущим покров ледниковых отложений последнего оледенения. Впоследствии сходные глинисто-алевритовые отложения с *Portlandia arctica* были прослежены Ю.Н. Кулаковым (1959) на северном Ямале, где они формируют 35-метровую и 20-метровую террасы, найдены они Е. В. Германом в центральной части того же полуострова на высоте около 60 м, отмечены автором и Н.Н. Куликовым в северо-восточной части Гыданского полуострова, а также обнаружены на правом берегу Енисея в его низовьях, у пос. Кареповского, а в бассейне р. Пясины — по рекам Агапе и Джангоде (Троицкий, 1966, 1967; Гудина и др., 1968). Распространение этих отложений, слагающих систему береговых и ингрессионных



Рис. 35. Распространение позднеледниковых (позднезейрянских) морских глин, алевроитов и песков с *Portlandia arctica*

1 - области за пределами равнин; 2 - морские фации; 3 - солончатоводные и пресноводные фации; 4 - местонахождение *Portlandia arctica*; 5 - морские реликты в современных озерах

террас, местами расширяющихся до размера прибрежных равнин, показано на составленной автором сводной схеме (рис. 35).

Наиболее интересные из местонахождений позднеледниковых накоплений - давно известные, но не попадавшие в поле зрения исследователей и авторов геологических сводок обнажения на Гыданском и Тазовском полуостровах.

В восточной части полуострова Явай, в бассейне р. Сямптуйяха, В.С. Ломаченков в 1952 г. описал систему древних береговых валов, сложенных косослоистыми песками и алевроитами с раковинами *Portlandia arctica*, линзами гравия, галек, пропластками намывного торфа. Береговые валы расположены на границе береговой равнины с водораздельными возвышенностями на высоте около 50 м.

На Тазовском полуострове, по р. Поеловояха, В.С. Ломаченков в 1953 г. нашел несколько разрезов 30-метровой (по абсолютной высоте) террасы, в которых под 5-6-метровым слоем мелких и тонких песков с волнистой слоистостью и пропластками намывного торфа залегает 10-метровый слой глинистых алевроитов с *Portlandia arctica*, перекрывающий казанцевские алевроиты и пески с богатой фауной моллюсков (*Macoma baltica*, *Mytilus edulis* - в массе, *Astarte borealis*, *A. montagui*, *Acrybia islandica* и др.), образующие цоколь террасы.

На северо-восточном выступе Гыданского полуострова, называемом полуостровом Дорофеевским, по р. Дорофеевской есть ряд выходов морских глин с *Portlandia arctica*, залегающих в пределах низины и не покрытых позднейшими накоплениями. В водораздельной части полуострова, в истоках р. Нарзой, прямо на поверхности залегают серые глины, где в 1966 г. Ю.Н. Михалюк нашел раковины *Portlandia arctica*. Местонахождение их находится на высоте около 100 м у самой границы зырянского оледенения и возможно, что это также позднеледниковые отложения, испытавшие гляциодинамическое поднятие.

В лучших разрезах позднеледниковых слоев, в обнажениях "Чугунковые яры" на правом берегу р. Агапы, исследованных автором в 1963 и 1973 гг., серые ленточновидные и ленточные глины имеют мощность 12–14 м, а полная мощность позднеледниковых отложений, включая лежащие на них ритмично-слоистые алевриты и пески – до 22–25 м. Они налегают на глубоко размытую кровлю казанцевских алевритов и песков, содержащих богатейшую фауну беспозвоночных (двустворок, гастропод, баянусов, морских ежей, декапод, фораминифер), но сами содержат остатки раковин только одного вида моллюсков – *Portlandia arctica* и бедный комплекс фораминифер. Раковины портляндий захоронены послойно в летних слоях годовичных лент, сложенных коричневым алевритом или разноточечным песком, либо в "норках", вырытых на 1,5–2 см в подстилающий глинистый (зимний) слой. В базальном песчаном слое встречаются гравий, галька, отдельные мелкие валуны, а норки портляндий, начинающиеся в нем, вкопаны на несколько сантиметров в кровлю казанцевских алевритов.

Раковины портляндий обильны только в нижних двух–трех метрах слоя, где их количество достигает 100–120 экз./м² вертикального сечения, выше они редки, а на высоте 9–10 м от подошвы исчезают совсем.

В поверхность позднеледниковой террасы (высотой 50–55 м над уровнем моря), сложенную этими приледниковыми солоноватоводными и пресноводными отложениями, врезаны современные долины рек с одной–двумя надпойменными террасами, а на позднеледниковой террасе лежат только тонкие линзы озерных отложений и голоценовых торфяников.

Эти позднеледниковые морские слои, получившие название дюрюсских (Гудина и др., 1968), распространены в бассейне р. Пясины и во всей Таймырской низменности очень широко. По р. Агапе они прослежены более чем на 100 км от устья, где переходят в прибрежные фации – ленточные пески с редкими глинистыми слоями, заключающими раковины *Portlandia arctica*. По правому притоку р. Агапы – р. Джангоде они доходят по крайней мере до устья р. Бура.

Местами, на р. Агапе и на Енисее у пос. Кареповского, под ленточными глинами с портляндиями лежит тонкий пласт неслоистого суглинка с галькой, гравием, отдельными валунами, раздробленными раковинами, ассимилированными из казанцевских слоев, либо – четко

видный слой валунов и крупных галек — остатки маломощной зырянской морены. Возраст дюрюсских слоев по косвенным данным, включающим соотношение террасы со стадиальными краевыми комплексами, оценивается в пределах 14–11 тыс. лет (Троицкий, 1967, 1959).

Для всех описанных выше или упомянутых выходов слоев с *Portlandia arctica*, распространенных на огромной территории, характерны общие черты — сходная геоморфологическая позиция, залегание над морскими межледниковыми накоплениями казанцевского горизонта, от которого они отделены поверхностью размыта или остатками морен. За границами последнего оледенения (Северный Ямал, Тазовский полуостров, западная, северная и южная части Гыданского полуострова) террасы прислонены к водоразделам, не несущим покрова ледниковых осадков, а в его пределах — к возвышенностям со свежим ледниковым рельефом, покровом морены или водно-ледниковых накоплений.

Слоистые, ленточновидные и ленточные диатектические текстуры отложений и исключительное однообразие монодоминантной фауны моллюсков, состоящей из одного единственного вида — *Portlandia arctica* и его разновидностей, — типичны только для приледниковых гляциально-морских отложений.

Характерно, что ни в одном из разрезов нет перехода от солончатых перигляциальных глин с портландиями к более поздним морским слоям с разнообразной фауной. Это — опять-таки типичная черта накоплений позднеледниковых террас, сформировавшихся во время последнего оледенения, накопившихся вблизи ледникового края в период рецессии и испытавших быстрое поднятие над уровнем моря после его отступления. Однако в этом кроется и определенное отличие позднезырянских ледниково-морских отложений от предсанчуговских.

Прежде чем подвести итог описанию двух горизонтов ледниково-морских отложений, следует отметить, что по крайней мере на обском севере и, вероятно, на енисейском, в досанчуговской, нижнеплейстоценовой части разреза ледниково-морские слои есть не только в самом верху, близ контакта с санчуговскими (обскими, казымскими) отложениями, но, вероятно, и в каких-то частях разрезов полуйской свиты (Лазуков, Рейнин, 1961; Лазуков, 1970), а также тильтимских слоев, выделенных В.И.Гудиной (1966). В типовых разрезах тильтимских слоев (скважины профиля Мужа-Тильтим) можно наметить два слоя ледниковых отложений и разделяющие их морские глины или алевроиты с фораминиферами. Верхний слой непосредственно подстилает обские слои и, как указывалось выше, вероятно, объединяет наземную морену и ледниково-морские осадки. Однако и в нижнем слое несортированных, большей частью немых пород с мегакластами изредка встречаются раковинки фораминифер, что свидетельствует о более раннем существовании ледниково-морских условий. Нижний слой валунных суглинков тильтимского горизонта распространен примерно в тех же пределах, что и верхний, так что

раннетильтимальское оледенение было, очевидно, не крупнее, чем поздне- тильтимальское, предшествовавшее санчуговской (казымской, обской) трансгрессии.

Особенности распространения и стратиграфическое положение ледниково-морских отложений позволяют сделать некоторые общие выводы.

Во-первых, следует отметить, что ледниково-морские слои приурочены к комплексам ледниковых отложений нижнего и верхнего плейстоцена и не встречаются в среднем (ледниково-морские слои в основании санчуговского горизонта следует относить еще к нижнему плейстоцену, а границу его со средним проводить по появлению неледниковых морских фаций). Среднеплейстоценовые морены на енисейском севере часто размыты, превращены в базальные валунно-галечные слои в основании казанцевского горизонта, а там, где они сохранились, — не имеют в кровле переходных ледниково-морских слоев (вопрос о "санчуговско-тазовской" свите был рассмотрен выше). Распространенная на обском севере салехардская свита, которой приписывается ледниково-морское происхождение (Лазуков, Рейнин, 1961; Лазуков, 1970), может быть разделена на нижнюю часть, содержащую фораминиферы (нижняя часть салемальских слоев В.И. Гудиной), которую автор вместе с обскими слоями и казымской свитой относит к санчуговскому горизонту, и верхнюю, практически не содержащую органических остатков морского происхождения, которые можно было бы считать, бесспорно, автохтонными (Троицкий, 1969). Эта часть может составлять комплекс ледниковых и водно-ледниковых, но пресноводных отложений. Во всяком случае, переходные ледниково-морские слои нигде не найдены в основании казанцевского горизонта, разрез которого начинается повсеместно либо континентальными, либо литоральными и верхнесублиторальными накоплениями, содержащими органические остатки, свидетельствующие об умеренно-теплых, но уже не ледниковых и не приледниковых, а межледниковых условиях (Троицкий, 1966).

Во-вторых, судя по большинству более или менее подробно изученных разрезов, как нижнеплейстоценовые, так и верхнеплейстоценовые ледниково-морские слои либо подстилаются моренами и перекрываются морскими слоями, либо лежат на моренах и продуктах их перемыва, либо вложены в морены и прислонены к ним. Во всех случаях они занимают промежуточную стратиграфическую позицию между ледниковыми и межледниковыми или межстадиальными отложениями, т.е. являются позднеледниковыми.

В-третьих, ледниково-морские слои слагают относительно небольшую часть седиментационных ритмов и не превышают по мощности 15–20 м. Это свидетельствует о краткости периода их накопления, особенно, если иметь в виду высокую скорость формирования приледниковых водных отложений (5–20 м/1000 лет и более), а следовательно, и краткость времени существования ледниково-морского режима. По периферии ледниковых покровов при их максималь-

ном распространении они могли формироваться и дольше, однако в морской бассейн должно было поступать очень мало терригенного материала, так как до начала рецессии ледники несли его "в себе" и "под собой", а речной сток сокращался до минимума.

Какие же из общих и местных условий распространения и динамики плейстоценовых оледенений и колебаний уровня моря, а также движений суши могли создавать и поддерживать границу "ледниково-море", т.е. обеспечивать формирование ледниково-морских отложений, если иметь в виду хотя бы самые общие представления о главных геологических событиях плейстоцена и исходить из особенностей и распространения местных комплексов ледниковых отложений?

Мощное оледенение должно было неизбежно перекрыть северные равнины Сибири, так как в их пределах нет точек, удаленных более чем на 510 км от горных окраин, и ледниковый покров при максимальном распространении исключал бы доступ морским водам. Кроме того, такое оледенение вызывало мощное гляциоэвстатическое падение уровня океана, при котором трудно предполагать встречу ледникового края с морем в пределах сибирских равнин. С другой стороны, мощное оледенение должно было вызывать и существенное гляциоизостатическое погружение ледниковой области на северном краю континента (Артюшков, 1969), облегчающее такой контакт, но уже за пределами ледникового покрова, перекрывающего низменности, т.е. за границей предполагаемой области широкого распространения ледниково-морских фаций. При рецессии мощного оледенения ледниковый покров сохранялся бы дольше всего именно в северных областях, вблизи центров оледенения (или центра, если формировался единый), и доступ морским водам открывался бы только в самые заключительные стадии его распада. Такие условия очевидны для времени максимального оледенения Сибири и времени рецессии самаровского ледникового покрова. Выпуклость к югу его границы в Западной Сибири достаточно определено указывает на существование крупного (сместенного по отношению к начальным горным центрам оледенения) центра истечения ледяных масс, располагавшегося где-то на севере равнины (где его помешал еще В.А.Обручев), скорее всего на Карском шельфе. До самого распада ледникового щита этот центр должен был блокировать проникновение с севера морских вод и преграждать речной сток, идущий с юга, создавая огромные приледниковые пресноводные бассейны, подобные Мансийскому озеру-мору (Волков, Волкова, 1964). Отложения этих бассейнов и образуют, очевидно, салехардскую свиту и ее аналоги. В составе этих озерно-ледниковых толщ могут быть представлены самые разнообразные фации, весь тот набор, который предлагает В.А.Зубаков (1968) для шельфово-ледниковой формации: от мелководных сорочных, среднеглубинных ленточных до глубоководных - слабо слоистых и даже шельфовых или айсберговых (Опльвной яр на Енисее), но пресноводных накоплений. Ко времени распада ледяных масс на севере

большая часть располагавшихся южнее озерно-ледниковых бассейнов должна была прекратить свое существование вследствие продолжавшегося гляциоизостатического поднятия; озерно-ледниковые равнины осушались и начинали осваиваться эрозионной сетью. В этом, очевидно, и кроются причины отсутствия ледниково-морских фаций в основании казанцевского горизонта, регионального размыва и позднего, уже межледникового проникновения казанцевской трансгрессии в пределы равнин.

При оледенении средней интенсивности, когда ледниковые покровы не перекрывали равнин полностью, не смыкались, не создавали сплошной ледяной плотины на севере, но вызывали гляциоизостатическое погружение земной коры, достаточно глубокое, чтобы справиться с гляциоэвстатическим падением уровня моря (достигавшим, к примеру, в вюрме 120 м)¹, условия для существования морской границы у края ледниковых покровов были наиболее благоприятными. Отлично сознавая это обстоятельство, авторы гипотез ледниково-морского происхождения салехардской свиты или гипотезы шельфово-ледниковой формации ограничивают размеры среднеплейстоценового оледенения и "удобно" располагают его подальше к югу, дабы не перекрыть самого узкого места между горами Пай-Хоя и нагорьем Западного Таймыра, а для компенсации снижения уровня океана привлекают еще и спасительное, но весьма умозрительное тектоническое погружение, проявляющееся неожиданно, но как нельзя более кстати.

Ледниковые покровы раннего и позднего плейстоцена на равнинах Северной Сибири, судя по имеющимся данным, имели именно средние размеры, наиболее благоприятные для формирования ледниково-морских фаций и при максимальном распространении, и особенно при рецессии.

Зырянское оледенение перекрывало только Таймырскую низменность, а в Западной Сибири распространялось на востоке до главного водораздела Гыданского полуострова, междуречий Большой Хеты и Мессо, Таза и Турухана. К югу от долины Турухана предгорные ледники плато Путорана формировали лопасть, заполнявшую Фарковскую низину. В Зауралье наибольшего распространения ледниковый покров достигал на Южном Ямале. Он переходил на правый берег Оби у г. Салехарда и, вероятно, образовывал крупные и мелкие обращенные к югу лопасти, достигавшие Белогорского материка, водораздела рек Северной Сосьвы и Конды, истоков р. Пелым. Бассейны рек Надыма, Пура и Таза оставались свободными ото льда.

Раннеплейстоценовое оледенение, судя по ограниченному распространению валунных суглинков в подошве санчуговского горизонта, было почти таким же или немного большим, поскольку сибирские

¹ По Е.В. Артюшкову (1969) ледник порядка нескольких сотен километров в поперечнике мог вполне обеспечить гляциоизостатическое погружение такого масштаба.

ледники доходили до р. Пура. Косвенные данные о его размерах могут быть получены из амплитуды досанчуговского размыва. По данным В.Н.Сакса (1951, 1953), она была не менее 80 м. Поскольку поверхность эрозионного несогласия лежит не только под санчуговскими глинами, но и под подстилающими их валунными суглинками, ее формирование вполне резонно связывать с гляциоэвстатической регрессией. При отнесении к санчуговскому горизонту "древних морских глин", пройденных скважинами под низовьями р. Сухой Дудинки (Троицкий, 1974), амплитуда составит 120–125 м, т.е. окажется близкой к масштабу регрессии во время последнего оледенения. И хотя величина регрессии отражает масштабы оледенения всей планеты, а не размеры местных ледников, можно полагать, что в местных условиях общее похолодание, сходное по глубине, приводило к близкому по размерам местному оледенению. Средние размеры ледниковых покровов раннеплейстоценового и позднеплейстоценового оледенений и создавали возможность накопления ледниково-морских фаций.

Небольшая мощность ледниково-морских слоев и узость временного интервала существования соответствующих условий при ретрессии ледниковых покровов определенно связана с большой скоростью гляциоэвстатического поднятия областей, освобождавшихся от ледниковой нагрузки. Как показывают результаты определения темпов дегляциации, повышения уровня моря и поднятия древнеледниковых областей: Кольского полуострова, Фенноскандии, Канады (Лаврова, 1960, 1968; Артюшков, 1969; Sauramo, 1958; Anderson, 1965; Andrews, 1968) период ледниково-морского режима был довольно кратковременным, не более нескольких тысячелетий.

Остается рассмотреть причины упомянутого выше различия в строении разрезов позднеледниковых комплексов нижнего и верхнего плейстоцена, заключающегося в наличии полной последовательности фаций (морена – ледниково-морские – морские) в первом и сокращенной (морена – ледниково-морские) во втором. Это различие могло быть обусловлено двумя причинами. Во-первых, нижнеплейстоценовые слои Северной Сибири лежат обычно в глубоких депрессиях древнего эрозионного рельефа, на многие десятки метров ниже уровня моря. Во-вторых, средний уровень океана в раннем плейстоцене был на несколько десятков метров выше, чем в конце позднего (Шейнер, 1963; Марков, Величко, 1967). При равном гляциоэвстатическом понижении (на 120 м) он опускался на 40–60 м ниже нынешнего в первом случае и на 120 м – во втором. Соответственно даже при общей регрессии в раннем плейстоцене древние долины и низины могли вмещать остаточные морские заливы, а общие условия для формирования гляциально-морских отложений были гораздо благоприятнее, чем в позднем. Этим объясняется и полный набор фаций и, вероятно, формирование в морском бассейне не только позднеильтимских морен Мужинского Урала, но и среднетильтимских межстадиальных отложений с фораминиферами и части раннетильтимских морен. К концу позднего плейстоцена мощные толщи

нижне-, средне- и верхнеплейстоценовых отложений заполнили впадины дочетвертичного субстрата, в значительной мере выровняли рельеф, поверхность равнин стала выше, средний уровень океана снизился, а гляциоэвстатическая регрессия опускала его до 120 м. Таким образом, границу "ледник-море" обеспечивало одно лишь гляциоизостатическое погружение, а быстрое поднятие при дегляциации сокращало до минимума время существования переходных, ледниково-морских условий и приледниковых морских бассейнов.

ВОЗМОЖНОСТЬ ПОЛЕВОЙ ДИАГНОСТИКИ ЛЕДНИКОВЫХ, ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ И МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Разносторонний разбор различных взглядов и признаков отложений, содержащих грубообломочный материал, и их фациальных связей может породить у читателя представление, что каждый раз для выявления этих основных групп требуется сложный комплекс специальных полевых и лабораторных исследований и что иначе они неразличимы. Следует заметить, что это далеко не так, и в большинстве случаев самые простые, но детальные и тщательные наблюдения над составом, структурой, текстурными особенностями пород, слоистостью, взаимоотношениями пластов, их последовательностью, наличием и распределением грубых обломков и ископаемых остатков животных и растительных (с простейшими тафономическими наблюдениями), проведенные на хорошо подготовленных разрезах или полном керне скважин, позволяют достаточно точно и определенно восстановить условия формирования отложений.

В последние годы наблюдается увлечение лабораторными методами исследования четвертичных пород. Дело это, несомненно, полезное и нужное, но не следует забывать, что образец, взятый для изучения в лаборатории, это только часть породы, характеризующий ее слой односторонне и ограниченно. Самые тонкие аналитические данные нередко нельзя ни понять, ни полноценно использовать без знаний "грубой реальности" — строения и особенностей геологических тел, их последовательности и взаимоотношений. Записать в полевом дневнике: "слой глины с галькой" и надеяться, что лабораторные исследования помогут дать исчерпывающую информацию о его происхождении — по крайней мере наивно. Необходимо развивать умение и искусство изучения геологических тел и слагающих их пород в полевых условиях, широко использовать и совершенствовать арсенал полевых методов исследований и наблюдений. Это поможет избежать многих ошибок, которые потом не удастся исправить самыми тщательными и разносторонними лабораторными анализами. Разрез не столько место сбора образцов для анализа, сколько поле исследовательской работы, результаты которой будут дополнены и лишь иногда в какой-то части изменены полученными в лаборатории данными.

Исследование сотен естественных обнажений и десятков разрезов скважин убедили автора в том, что морские отложения сибирских равнин почти всегда можно отличить от ледниковых и водно-ледниковых отложений непосредственно на разрезах. Никто не путает пачки казанцевских морских отложений с их обильными морскими раковинами и слоистыми макротекстурами с мореной, даже если в них есть валуны или гальки. Точно так же более древние морские глины, алевроиты и пески имеют ясные структурные, текстурные признаки и палеонтологические особенности, присущие среде накопления. Несортированные немые уплотненные породы с гравийно-галечным материалом легко от них отличимы, как и промежуточные по признакам водно-ледниковые отложения. Кроме того, как было показано выше, эти различные по своим особенностям и облику породы образуют определенные парагенетические последовательности, закономерно сменяя друг друга по разрезу. Лишь в отдельных случаях маловалунные глинистые морены с ассимилированными из подстилающих слоев морскими раковинами бывают несколько сходны со слабо сортированными неслоистыми морскими глинами или алевроитами и можно говорить о какой-то конвергенции признаков. Но можно ни в чем не разобравшись, объединив разнородные породы и назвав эту искусственную конструкцию ледниково- или ледово-морскими отложениями.

Автор вполне согласен с Е.В. Шанцером (1968), который следующим образом оценивает "диагностичность" морских отложений (стр. 35). "Изучая морские отложения, в большинстве случаев удается получить достаточно разностороннюю генетическую информацию уже из состава, структуры и текстуры каждой осадочной породы, взятой в отдельности, т.е. из признаков, определяющих литогенетический тип исходного для нее индивидуального осадка. По одним этим признакам чаще всего можно с известной уверенностью судить не только о частных особенностях динамики и физико-химии среды в месте и в момент образования данного осадка, но и о его положении в общем фациальном ряду морских отложений, иными словами — делать как собственно литогенетические, так и более широкие палеогеографические выводы". Не меньшей четкостью диагностических признаков обладают морены и водно-ледниковые отложения, особенно если рассматривать их, имея в виду совокупность их литологических особенностей, контактов слагаемых ими тел, положение последних в фациальных комплексах, а также проводя тафономический анализ органических остатков.

Строение рельефа и происхождение его отдельных форм

Представления об общем плане строения рельефа, происхождении его крупных черт, отдельных форм и их сочетаний играют существенную роль в дискуссии о былых оледенениях сибирских равнин.

Противники оледенений (Кузин, 1963; Кузин, Чочиа, 1965) изображают север Западной Сибири в виде ступенчатой равнины, состоящей из пяти основных аккумулятивных террас, разделенных денудационными уступами или склонами: V (150–160 м) – ямальской, IV (70–60 м) – казанцевской, III (45–30 м), II (25–18 м), I (12–10) – гыданских. Существование ледникового аккумулятивного мезорельефа они отрицают.

Три низкие террасы выделяет и большинство сторонников оледенений (как позднеледниковые и "каргинскую" террасы), так что дискуссия касается в основном IV и V террас.

Существование IV (казанцевской) террасы в том или ином виде не вызывает особых разногласий, можно различать лишь участки, лучше сохранившиеся и сильнее расчлененные и денудированные. Ясно, что за границами зырянского оледенения ее морфологическая выраженность осталась более четкой. В то же время соответствующий уровень сохранился и под покровом зырянских ледниковых накоплений (Троицкий, 1966), образовавших на нем местами ледниковый аккумулятивный мезорельеф, но не нарушивших на значительных пространствах общей равнинности IV террасы. Только в зонах краевой аккумуляции и напорных образований остатки казанцевской террасы не сохранились совершенно. Одновозрастная и близкая по высоте (80–70 м) терраса также сохранилась под покровом ледниковых отложений последнего оледенения в бассейне Северной Двины (Лаврова, 1937, 1946).

Само существование соответствующего морфологического уровня, как видно, еще не свидетельствует против последнего покровного оледенения. Различие лишь в том, что вне его границы действительно сохранились остатки некогда сплошной морской террасы или равнины, а внутри ее существуют одновысотные участки ледниковых равнин, наследующих общую равнинность погребенной морской аккумулятивной поверхности и ее высотное положение.

Наиболее спорно существование пятой террасы. К ней, собственно говоря, относят поверхность возвышенностей. Однако основным элементом их рельефа являются не ровные поверхности или площадки, а склоны, так что в лучшем случае речь может идти о неясных реликтах каких-то аккумулятивных или денудационных поверхностей, "тенях террас". Слабая изученность разрезов возвышенностей не позволяет в большинстве случаев определить, в каких отложениях выработаны эти площадки или вместе с какими слоями они сформировались, так что их объединение в единую "террасу" преждевременно. Тем более недопустим чисто гипсометрический принцип такого объединения, так как хорошо изученные местные уровни высотой 150–100 м имеют различное происхождение и возраст. Среди них ялбыньинская (казанцевская) озерно-аллювиальная равнина Северного Зауралья (Захаров, 1965) высотой до 120 м, 100-метровая терраса Норильского позднеледникового озера в юго-западной части Таймырской низменности (Сакс, 1953), а также 120–100–

метровая среднеплейстоценовая терраса Мансийского приледникового озера (Волков, Волкова, 1964).

Не исключено, что на поверхности водораздельных возвышенностей могут быть найдены и остатки террас морского плейстоценового бассейна, более древнего, чем казанцевский, но и тогда их наличие не будет свидетельствовать против былого оледенения, если на них будут найдены остатки ледниковых отложений.

Возражения антигляциалистов против существования на севере Западной Сибири краевых ледниковых гряд — форм ледникового мезорельефа — имеют вполне конкретную отправную точку. Исследование Хадуттейских гряд в южной части Тазовского полуострова (которые ошибочно считали зырянскими краевыми образованиями), выполненное Ю.Ф. Андреевым (1960), показало, что эта сложная система невысоких субпараллельных гряд возникла при избирательной денудации дислоцированных палеогеновых пород. Ю.Ф. Андреев предложил мерзлотное происхождение дислокаций. Его материалы показывают, что мерзлотные процессы играют роль в моделировании гряд, но не доказывают, что дислокации вызваны именно этими процессами. Ю.Ф. Захаров (1966) и автор (Троицкий, 1966) пришли к выводу, что главным условием возникновения подобных систем невысоких гряд является именно дислоцированность пород субстрата, имеющая ледниковое или тектоническое происхождение. Они не обязательно связаны с краевыми ледниковыми комплексами, но нередко к ним приурочены (рис. 36, 37). Сами гряды нередко являются не аккумулятивными, а деструктивными формами и связь их с ледниковыми процессами не прямая, а косвенная. Причиной первоначальной ошибки послужило морфологическое сходство грядовых систем с годичными краевыми моренами.

Выявление деструктивной природы систем малых гряд послужило сперва поводом к отрицанию существования любых гряд ледникового генезиса, а затем — и любых форм ледникового аккумулятивного мезорельефа. На этот раз отрицание не базировалось уже на каких-либо конкретных результатах исследований, а было в значительной мере декларативным. Описанные и изображенные на детальных и региональных картах рельефа и четвертичных отложений ледниковые формы, их комплексы не исследовались повторно, известные в их пределах разрезы ледниковых и водноледниковых накоплений не изучались, а всему характерному сочетанию отложений и рельефа не было дано никакого иного реального объяснения, кроме общих ссылок на возможность их термокарстового, эрозионного или мерзлотного происхождения.

Остановимся на особенностях некоторых форм рельефа, их сочетаниях и строении подробно. Краевые ледниковые гряды в области последнего оледенения установлены на севере Западной Сибири и в Таймырской низменности. Они приурочены только к возвышенностям и к полосам с холмисто-озерным рельефом. Гряды образуют прерывистые и сплошные "фестончатые" цепи, прослеживающиеся на десятки километров субпараллельно горному обрамлению на удалении

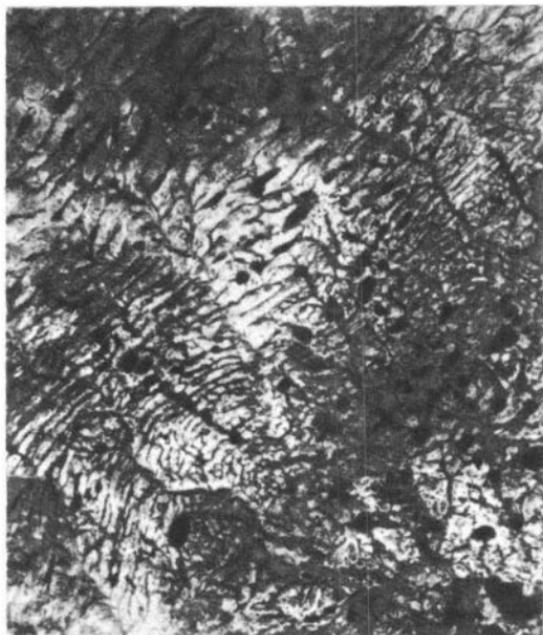


Рис. 36. Система низких субпараллельных гряд в краевой зоне гыданской стадии зырянского оледенения. Левобережье р. Большой Хеты около возвышенности 181. Аэрофото, масштаб 1:120000. Съемка 1950 г.

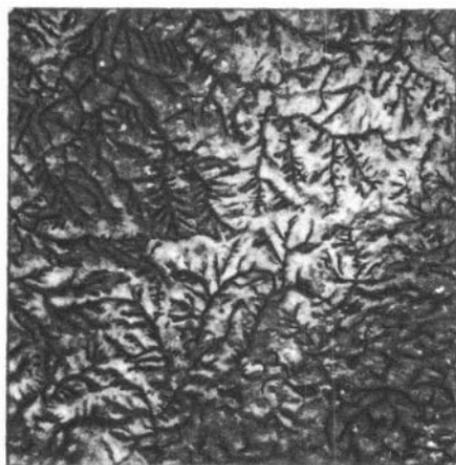


Рис. 37. Заложение системы деструктивных субпараллельных грядок при эрозионном расчленении дислоцированного субстрата. Дорофеевская возвышенность, Гыданский полуостров. Аэрофото, масштаб 1:100000. Съемка 1950 г.

до 200–350 км от его края. Против западного окончания Таймырской низменности они вместе с полосой холмисто-озерного рельефа образуют огромную дугу, проходящую по главному водоразделу Гыданского полуострова.

Длина отдельных гряд лежит в пределах от 2–3 до 10–15 км, высота от 10 до 50 м, ширина по основанию – от 0,3–0,5 до 1–3 км. Поверхность гряд волниста, они пересечены пологими широкими поперечными ложбинами. Проксимальные склоны гряд круче

дистальных. С проксимальной стороны образуемых ими фестонов располагаются обширные депрессии, занятые озерно-ледниковыми или моренными равнинами. По мере приближения к горному обрамлению извилистость гряд в плане увеличивается (в связи с уменьшением мощности ледников) и они огибают лежащие за ними депрессии.

На крупномасштабных аэрофотоснимках хорошо видны только мелкие гряды, крупные же с их "литыми" массивными склонами не дают контрастного рисунка, зато особенности их морфологии отчетливо выявляются на детальных гипсометрических картах.

В границах гряд многочисленны выходы валунных суглинков или песков; валуны, щебень, галька загромаждают тальвеги ручьев и рытвин, образуют на поверхности мостовые и "плащи". Присутствие в некоторых разрезах гряд подморенных отложений — от морских плейстоценовых песков и глин до палеогеновых опок и меловых алевроитов и песков — может свидетельствовать о напорном происхождении гряд или приуроченности к выступам доледникового субстрата, что никоим образом не противоречит их ледниковой природе.

Морфология гряд, их размещение в пространстве, сочетания между собой совершенно не характерны для эрозионных форм. Такие образования неизвестны за пределами древнеледниковых районов и не формируются денудационным путем. Их "водораздельное" положение — свидетельство молодости рельефа; следы начавшегося недавно эрозионного освоения поверхности гряд — рытвины, овраги, верховья эрозионных систем — резки и отчетливы, делювиальные накопления на склонах и у их подножья — ничтожны. В локальных впадинах поверх ледниковых слоев лежат только линзы озерных отложений и голоценовые торфяники. На поверхности гряд нет ни покровных отложений, ни мощных межледниковых почв.

Очевидно, что по особенностям морфологии эти гряды совершенно не сходны с системами мелких невисоких субпараллельных грядок, и распространение на них выводов, полученных при изучении последних, ничем не обосновано.

Моренные холмы, камы, озы, зандры, ложбины стока ледниковых вод (Rinnenseen), описанные на севере Западной Сибири и в Таймырской низменности (рис. 38–40) аналогичны найденным в других древнеледниковых и современных ледниковых районах мира (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Стрелков, 1965; Троицкий, 1966). Их расположение по отношению к крупным формам доледникового субстрата, плановая группировка, морфология отдельных форм и их ассоциаций (холмисто-моренный рельеф, камовые массивы и т.д.), взаимная пространственная связь и сочетание с отложениями определенного типа — моренами, флювиогляциальными песками, ленточными глинами — вполне закономерны и могут быть объяснены только процессами ледникового морфогенеза и литогенеза.

Попытки объяснить возникновение подобных форм термокарстом и мерзлотным пучением грунтов, денудацией (моренные холмы, ка-



Рис. 38. Ледниковый холмисто-моренный рельеф на возвышенности Лыдде. Таймырская низменность. Аэрофото, масштаб 1 : 60000. Съемка 1946 г.

мы, ложбины стока) или береговыми процессами (озы) совершенно несостоятельны. Термокарст, интенсивно проявившийся в послеледниковое теплое время (Баулин и др., 1967), несомненно, моделировал зырянский ледниковый рельеф, но он не в состоянии был создать ни полос холмисто-озерного ландшафта шириной до 20–25 км, тянущихся на десятки и сотни километров по вершинам и склонам возвышенностей субпараллельно горному обрамлению равнин, ни разности моренных и камовых холмов, ни закономерных уклонов задровых полей. Морфологические же отличия ледниковых холмов

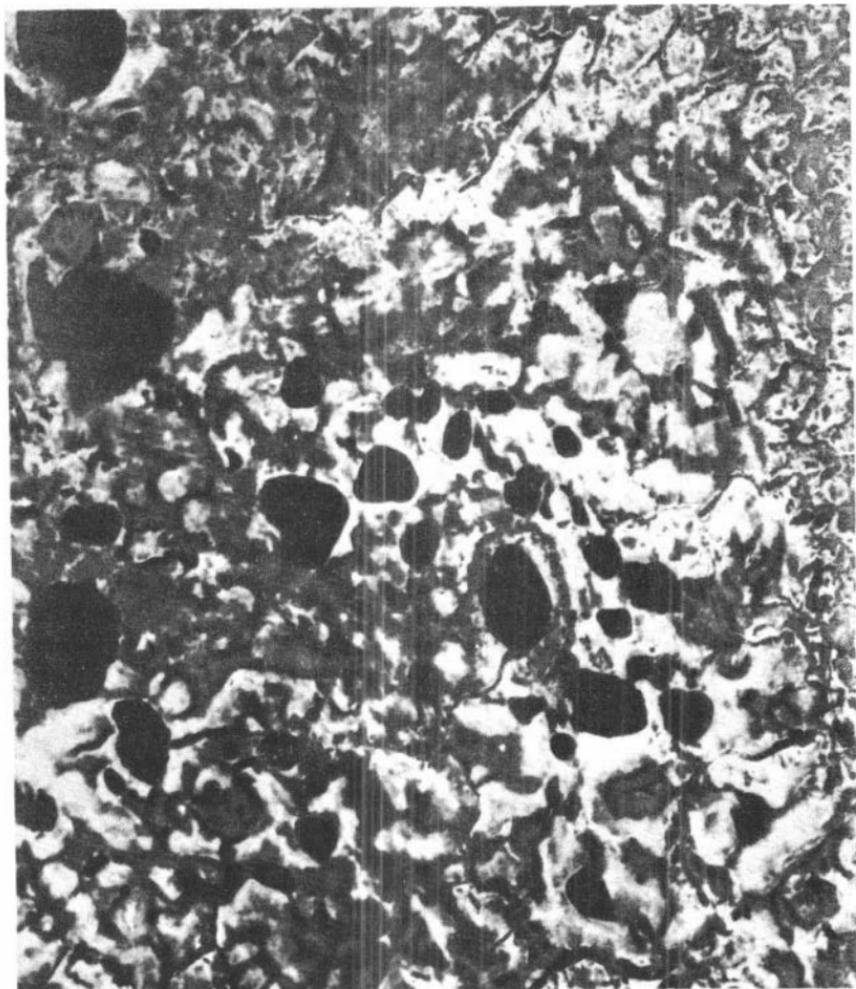


Рис. 39. Камы. Западная часть Таймырской низменности. Аэрофото, масштаб 1:60000. Съемка 1947 г.

и камов от гидролакколитов настолько велики, что сравнивать их совершенно недопустимо. Кроме того, гидролакколиты всегда одиночны, расположены в пределах осушенных озерных котловин и никто никогда не наблюдал многотысячных скоплений тесно сближенных разновысотных и различных по плановой конфигурации гидролакколитов. Полигонально-блочный рельеф имеет совершенно иную "планировку" и морфологические характеристики.

Термокарстовое происхождение в границах последнего оледенения и за его пределами имеют многочисленные округлые озерные кот-

ловины — аласы на озерно-ледниковых равнинах и зандровых полях (рис. 40). Местами последние "изъедены" ими настолько, что от первоначальной поверхности остаются только треугольные в плане крутосклонные плосковершинные одновысотные останцы — "едомы", разделенные слившимися днищами аласов (Бойшов, 1965), но эта "останцово-котловинная" разновидность рельефа даже отдаленно не напоминает холмисто-озерные ландшафты, ни в плане, ни на профилях, и к тому же располагается всегда в низинах.

Ледниковые холмистые ландшафты, образованные при вытаивании и отложении материала из тела ледников — своеобразном "термокарстовом" процессе, могут иметь какие-то отдаленные черты сходства с обычным термокарстовым мезорельефом, но различия между ними выражены гораздо резче, чем сходство.

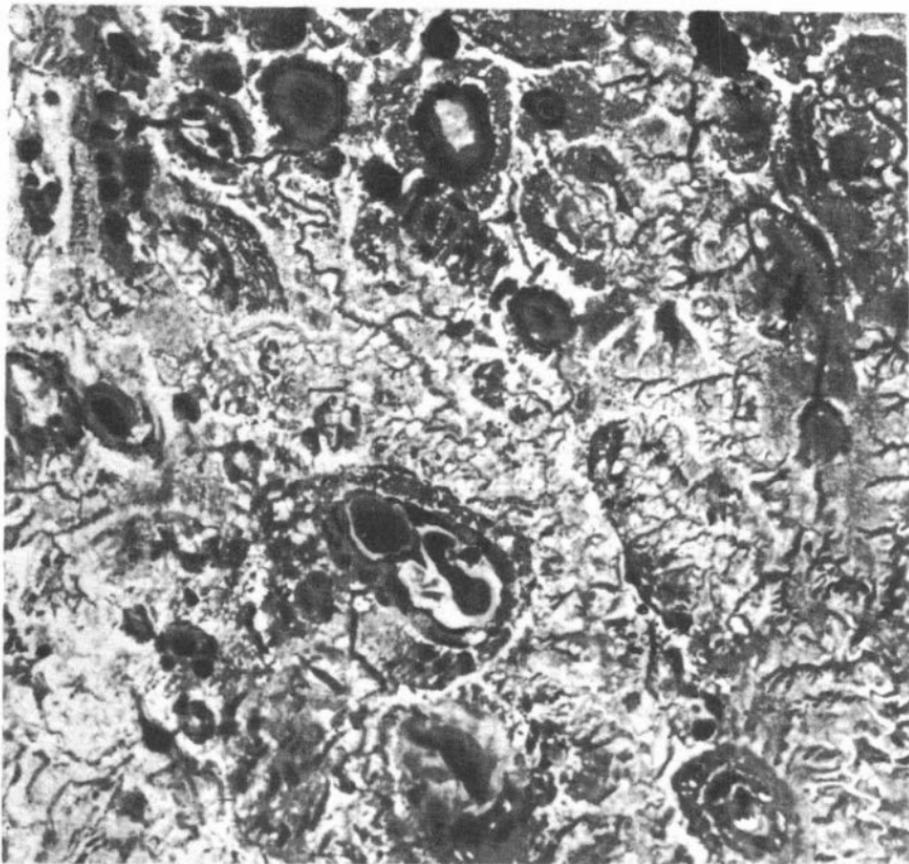


Рис. 40. Термокарстовые котловины, гидролакколиты и эрозионные системы. Зандр Моховая Лайда, Таймырская низменность. Аэрофото, масштаб 1:60000. Съемка 1948 г.

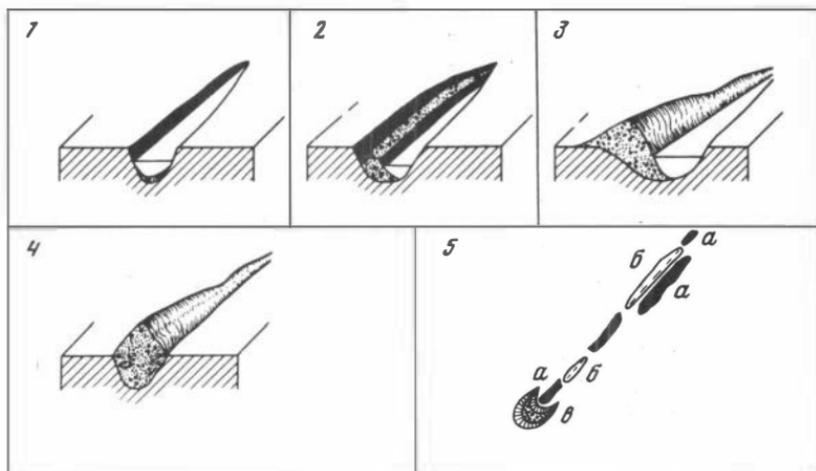


Рис. 41. Генетический ряд линейных водно-ледниковых форм рельефа

1 - флювиогляциальная рытвина, ложбина стока, занятая озером (риннензее), господствует размыв субстрата (Таймырская низменность, р. Н.Агапа); 2 - ложбина стока, занятая озером с односторонней террасой, слабая аккумуляция (бассейн р. Б.Хеты); 3 - оз, сопровождаемый ложбиной стока, преобладает аккумуляция (Таймырская низменность, Мядованские озы); 4 - оз, погребавший флювиогляциальную рытвину, гипертрофированная аккумуляция (Ленинградская обл., Ордовикское плато); 5 - соотношение ложбин стока (а), оз (б) и флювиогляциальной дельты (в) (Таймырская низменность, Мядованские озы)

Озы в отличие от береговых валов не подчиняются крупным формам рельефа в своем расположении, не оконтуривают равнинных участков, которые можно было бы считать остатками дна бассейнов. Они нередко пересекают возвышенности. В случае параллельного расположения группы оз их гребни часто ундулируют независимо друг от друга, а сами они располагаются на самых различных отметках. На наклонных равнинах (Мядованское озовое поле, Троицкий, 1966) озы размещаются вдоль общего уклона поверхности, а не поперек его, как следовало бы вести себя береговым валам.

Нередко озы связаны с ложбинами стока и, по-видимому, образуют с ними единый генетический ряд форм, отдельные члены которого возникают при том или ином соотношении эрозионной и аккумулятивной деятельности подледниковых или наледниковых потоков (рис.41).

Речная эрозия никогда не создает беспорядочно-холмистых ландшафтов с многочисленными котловинами между холмами, она лишь разрушает их, преобразуя в эрозионные ландшафты с едиными уклонами тальвегов и едиными системами склонов (Дик, 1946). Ко-



Рис. 42. Эрозионное разрушение ледниковой равнины и камов вблизи долины р. Сарихи, Таймырская низменность. Аэрофото, масштаб 1:60000. Съемка 1948 г.

нечно, все эрозионные системы в молодой ледниковой стране, как образования более поздние, подчинены плану ледникового рельефа. Было бы весьма странно, если бы они прежде всего перерезали холмы и гряды, а не закладывались между ними, как это и имеет место. Эта "обратная связь" лошин, оврагов, долин ручьев и речек с понижениями не свидетельствует в пользу эрозионного происхождения холмов, гряд и тем более котловин. Все эрозионные формы резко врезаны в более плавную поверхность ледникового рельефа, морфологически отграничены от ее пологих, "замкнутых на себя" и не террасированных склонов (рис. 42).

Ложбины стока ледниковых вод, тянувшиеся иногда на десятки километров, не сопряжены с долинными эрозионными системами, их полье формы замкнуты, заняты озерами, а размеры совершенно не соответствуют ни современным слабым потокам, вытекающим из озер или их соединяющим, ни их узким долинам. Нередко они прорезают возвышенности на глубину до 60–80 м (озера в бассейне верховьев р. Нижней Агапы, на водоразделах рек Агапы и Муксунихи, Малой и Большой Хеты, Б. Хеты и Мессо). В плане они иногда раздваиваются, образуют резкие коленчатые изгибы и даже пересекаются, как, например, крестообразное озеро Поколко в истоках р. Б. Авамской, южнее г. Дудинки. Между склоном Средне-Сибирского плоскогорья и бассейном р. Таз ложбины имеют исключительно субширотную ориентировку, поперечную к главным речным долинам, но радиальную по отношению к границам оледенения и его стадий. На склонах ложбин встречаются локальные галечные или песчаные террасы, не связанные с террасами долин и не имеющие пойменных фаций.

Между границами зырянского и максимального оледенений ледниковый рельеф сильно стерт эрозионно-денудационными процессами. Уцелели лишь формы, находившиеся в благоприятных местных условиях, – пояс зандров к югу от Сибирских увалов, моренные холмы в их восточной части, часть напорных краевых морен у г. Ханты-Мансийска (Земцов, 1959; Земцов, Шацкий, 1959; Шацкий, 1965; Архипов, Матвеева, 1964). В этой зоне котловины ледниковых озер почти не сохранились, большая часть озерных ванн может иметь термокарстовое происхождение и даже быть связана с несколькими генерациями термокарста (казанцевской, зырянскими межстадиальными, голоценовой).

Некоторые вопросы истории фауны и флоры

Дискуссия затрагивает два вопроса истории местного органического мира – палеоботанические свидетельства масштаба похолоданий и проблему современных реликтовых форм как индикаторов стабильности природных условий. Оба они имеют непосредственное отношение к проблеме оледенений.

Палеоботанические свидетельства масштаба похолоданий

Р.Ф. Флинт сформулировал очень четкий тезис, отражающий суть дела: "...климатические изменения реставрируются по окаменелостям более определенно, чем по физическим характеристикам отложений" (Flint, 1965, стр. xvii)*. Связь оледенения с глубоким по-

* Перевод автора (С.Т.)

холоданием несомненна, и перемещение его границы в прошлом южнее современного положения можно рассматривать как часть общего смещения ландшафтно-зональных рубежей в результате похолодания (Бюдель, 1955). Соответственно по величине этого смещения можно дать примерную оценку глубины похолодания, располагая даже небольшим числом местонахождений характерных ископаемых остатков фауны и флоры.

Удобнее всего рассмотреть данные по Западной Сибири с ее равнинным рельефом, почти широтным расположением природных зон и закономерным изменением среднегодовых температур на 1°C с каждым градусом широты (Кац Н.А., Кац С.В., 1946), а для определения величины смещения избрать южную границу тундры (северную границу древесной растительности). Эта граница пересекает низменность с запада на восток между 68 и 70° с.ш., в 1100 – 1200 км южнее рубежа современного оледенения на уровне Карского моря.

Палеоботанические свидетельства существования безлесной тундровой растительности в низовьях Иртыша (Волкова, 1966), близ устья р. Томи (Гричук, 1961) и лесотундры у г. Красноярска (Левина, 1970) позволяют определить смещение зон к югу на 11 – 12° широты или на 1200 – 1300 км, а минимальное снижение среднегодовых температур оценить в 11 – 12°C . Даже если считать, что граница оледенения на уровне моря смешалась почти параллельно отступанию лесной зоны, как это имело место в Западной Европе, то оно охватило бы на равнине всю современную тундровую зону и северную часть лесной, а горное обрамление было бы покрыто мощным оледенением и значительно южнее. Если же учесть сильное сближение северной границы тайги с краем ледникового шита, наблюдающееся уже в Восточной Европе (Бюдель, 1955), то максимальная граница оледенения вполне могла проходить там, где ее проводят сейчас по геолого-геоморфологическим данным — около 60° с.ш.

Смещение тундровой зоны на 1200 – 1300 км к югу, вплоть до границы современной лесостепи, позволяет уверенно говорить о былом оледенении северной части Западно-Сибирской низменности. Глубина же смещения в 400 км, приводимая И.Л. Кузиным и Н.Г. Чочиа (1965), действительно мало подходит для ледниковых условий и получена, очевидно, по спорово-пыльцевым спектрам из отложений более холодного, чем ныне, но неледникового времени.

Критика взглядов видных палеокарпологов П.А. Никитина (1940) и П.И. Дорофеева (1963), не находящих следов глубоких похолоданий в особенностях плейстоценовых флор европейской части СССР и Западной Сибири, дана недавно Н.И. Красновым (1968), указавшим, что они исследовали, как правило, семенные флоры только из межледниковых фрагментов разрезов, по которым, естественно, нельзя судить об истории и характере перемен в составе растительного покрова столь же определенно, как по спорово-пыльцевым данным, полученным для более полной последовательности отложений.

Проблема реликтовых форм

В озере Пясино, на границе Таймырской низменности со Средне-Сибирским плоскогорьем, в глубине древнеледниковой области, внутри границ максимального, а также гыданской и ньяпанской стадий зырянского оледенения живут типичные эстуарные рачки — *Limnocalanus grimaldii* var. *macrurus* Guerne и *Mysis oculata relicta* (Loven), обычно отсутствующие в пресных водоемах (Сакс, 1945). Еще дальше в глубь плоскогорья, за краевыми моренами норильской ("сартанской") стадии, в озерах Лама, Кета, Глубоком, Мелком, Собачьем, Накомьякен, Гудке обитают рачки морского происхождения *Limnocalanus grimaldii* var. *macrurus* Guerne, *Mysis oculata relicta* (Loven), *Pontoporeia affinis* Lindstr., *Pallasea quadrispinosa* G.O. Sars, *Gammaracanthus loricatus* var. *lacustris* G.O.Sars, морской бычок *Myoxocephalus* (*Cottus*) *quadricornis* L., а также байкальские виды и роды *Hispia placoides* Korot., *Manayunkia baicalensis* Nusb., *Eulimnogammarus viridis* Dyb., *Turbellaria* sp.

В.В.Рогожин (1967), приводящий общий список по материалам, собранным гидробиологами, и по его личным сборам, считает эти формы "третичными", байкальскими и морскими реликтами, свидетельствующими об отсутствии оледенений северо-западной окраины плоскогорья. Отдельное неопределенное указание В.В.Рогожина на присутствие в озерах Тонель, Дынкенда-Омутканен, лежащих на высоте 230–280 м, морских реликтовых форм не сопровождается их перечнем, а привлечение "форм многих сиговых рыб" ничего не добавляет к этой неопределенности, так как они весьма обычны в озерах равнинной и горной части этого района.

В озере Налимьем, лежащем у западного края Фарковской равнины (Енисейская впадина), в 67 км к западу от Енисея, несколько южнее 64° с.ш. П.Л.Пирожников (1931) обнаружил морских иммигрантов *Mysis oculata relicta* (Loven), *Pallasea quadrispinosa* G.O. Sars и байкальского — *Gmelinoides* (*Brandtia*) *fasciatus* Stebb.

Надо полагать, что переселение морских видов имело место во время трансгрессии, а то обстоятельство, что они дожили до наших дней в пресных водах является свидетельством достаточной экологической пластичности видов и явным указанием на то, что с тех пор эти места или по крайней мере смежные водоемы не покрывались ледниками. В этом автор вполне согласен во всеми противниками оледенений. Дело лишь в том, что он вслед за В.Н.Саксом (1945) считает, что их расселение связано с недавней ингрессией, которую В.Н.Сакс считал каргинской (32–20 тыс.лет тому назад), а я (Троицкий, 1966) — еще более молодой — позднеледниковой (14–12 тыс.лет), имевшей место между ньяпанской и норильской стадиями последнего оледенения. Естественно, что после нее ни оз.Пясино, ни оз.Налимье не исчезали под ледником. Что же касается системы озер в предгорьях и по окраине плато Путорана (Норильские озера), лежащих позади краевых морен норильской стадии, то их заселение было еще более поздним, предголоценовым или ранне-

голоценовым. Льды норильской стадии, как это хорошо известно (Сакс, 1945, 1953; Урванцев, 1957; Старосельцев, 1965), спу-скались в обширное Норильское позднеледниковое озеро, пережившее эту фазу оледенения и служившее – вплоть до снижения уровня и распада его на дочерние озера (Пясино, Мелкое и другие) – общим местом обитания морских иммигрантов.

Следы глубокой ингрессии в долинах рек Енисея и Пясины уста-новлены весьма определенно (Сакс, 1945; Троицкий, 1966, 1967; Гудина и др., 1968), ее отложения найдены на отметках до 54–55 м в низменностях и вполне вероятно, что уровень моря сопрягался у гряды Няпан, подпруживающей оз. Пясино, с уровнем Норильского бассейна. Древняя береговая линия бассейна была поднята до со-временного уровня (100 м) лишь позже, в ходе дегляциации и гля-циоизостатического поднятия предгорий плато. Современный уровень озер: Пясино – 33 м, Мелкого и Лама – 53 м, Глубокого – 57 м, Собачьего – 69 м, Кета – 93 м, Накомякен – 91 м, Гудке – ме-нее 100 м, так что все они лежат внутри береговой линии Нориль-ского озера (около 100 м).

В Налимье озеро морской элемент мог проникнуть в то же са-мое время по долине Енисея, затопленной ингрессией, вызвавшей слабое осолонение вод приледникового бассейна, занимавшего Фар-ковскую равнину (Архипов, 1960). С.А. Архипов наблюдал отложе-ния бассейна и поверхность его дна (террасу) до отметок 50–60 м, так что уровень водоема мог быть еще выше и достигать или почти достигать современного уровня озера Налимьего – 77 м.

Современному массовому расселению байкальских видов по сис-теме рек Ангара – Енисей препятствует эутрофность вод Енисея, хотя некоторые байкальские формы диатомовых найдены в его пой-менном современном аллювии, в межстадиальном – каргинском и межледниковых казанцевских алевритах (Белевич, 1961; Алешин-ская, 1961, Халфина, 1968) вплоть до Усть-Порта. В позднелед-никовых условиях холодные ультрапресные ультраолиготрофные или олиготрофные воды подпрудных приледниковых озер являлись идеаль-ной средой для расселения байкальских видов. Соединение озер, за-нимавших долину Енисея, с Норильским озером вполне вероятно через Хантайскую и другие депрессии, пересекающие водораздел, если иметь в виду, что современная разница в уровнях их береговых линий (40–50 м) – следствие гляцио-изостатического поднятия предгорий плато Путорана.

Одновременность появления байкальских и морских реликтов, тре-бующих различной среды для переселения, может вызвать законное удивление, но дело, очевидно, в том, что эта одновременность от-носительна. Я подчеркивал, что приледниковые бассейны севера Западной Сибири и Таймырской низменности были солоноватоводны-ми не все время, а лишь перенесли фазу осолонения (Троиц-кий, 1967). Первая стадия их существования – пресноводная – от-крыла путь байкальским переселенцам, последующая – солоновато-водная – морским.

Пути появления морских реликтов в высоких горных озерах Топель и Дыкенда – Омутканен (230–280 м над уровнем моря) трудно обсуждать, не имея конкретного списка видов для того, чтобы решить – возможно ли их субсовременное расселение вследствие специфики образа жизни, либо его следует относить к более раннему, позднеледниковому времени, когда гляциоизостатическое погружение окраин плоскогорья могло быть весьма существенным. В том, что такая амплитуда недавних перемещений областей, освобожденных от ледниковой нагрузки, вполне вероятна, убеждает очень высокое положение послеледниковых морских отложений, возраст которых не старше 10 000 лет. В Норвегии они известны в вершине Осло-фиорда на высоте 221 м, у Трондхейма – около 200 м (Хольтедаль, 1958; Andersen, 1965), а в Канаде, на побережье залива Джеймса – до 300 м (Richards, 1962).

Важно отметить, что все местообитания морских арктических реликтов в современных пресных или солоноватых водах умеренных и высоких широт – Великие озера Северной Америки, озера Швеции, Финляндии, Кольского полуострова, Балтийское море (Лаврова, 1960; Берг, 1962; Хольтедаль, 1958; Segerstrale, 1956; Lund-

Таблица 8

Распространение морских арктических реликтовых форм в современных водоемах Северной Евразии

Виды, подвиды	оз. Налимье	оз. Пясино	Норильские озера	Озера Карелии	Озера Финляндии	Озера Швеции	Озера Норвегии	Балтийское море
<i>Muoxocephalus quadricornis</i>	-	x	x	-	-	x	-	x
<i>Gammaracanthus lacustris</i> (<i>G. loricatus</i> v. <i>lacustris</i>)	-	-	x	x	-	-	x	x
<i>Pallasea quadrispinosa</i>	x	-	x	x	-	x	x	x
<i>Pontoporeia affinis</i>	-	-	x	-	-	-	x	x
<i>Mesidothea entomon</i>	-	-	-	-	-	-	-	x
<i>Mysis oculata relicta</i> (<i>M. relicta</i>)	x	x	x	-	-	x	x	x
<i>Limnocalanus grimaldii</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Limnocalanus macrurus</i> (<i>L. grimaldii</i> v. <i>macrurus</i>)	-	x	x	-	x	-	x	-

Примечание. В Балтийском море эти формы рассматривают как реликты ледникового времени.

qvist, 1965; Donner, 1965) – расположены в границах последнего покровного оледенения и позднеледниковых морских ингрессий (или в непосредственной близости к последним), что явно указывает на недавнее их переселение из арктических солоноватых вод. Круг реликтовых форм довольно постоянен в различных бассейнах (табл.8). Характерно, что все виды или подвиды – обитатели солоноватых вод, обладающие высокой экологической пластичностью.

Несомненно, что последняя иммиграция, следы которой мы наблюдаем сейчас, не была единственной за четвертичный период. Приспособленность этих видов к колебаниям температуры и солености должна была вырабатываться весьма длительно. Они, по-видимому, не раз вторгались в пресные или слабоосолоненные водоемы по периферии сибирских плейстоценовых ледников и морей, однако удержаться в этих областях до наших дней им помешали последующие события геологической истории четвертичного времени, среди которых не последняя роль принадлежала, по-видимому, как покровным оледенениям, так и межледниковым потеплениям.

В.В.Рогожин (1967) совершенно напрасно зачислил, хотя бы условно, в число эндемичных или реликтовых форм девять видов и подвидов сиговых рыб, а также пресноводного моллюска *Pisidium souventus* Clessin, имеющих в Голарктике широкие ареалы, включающие равнины Северной Сибири.

О БИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДОВОДАХ ПРОТИВ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Из числа биогеографических доводов против покровных оледенений Сибири следует остановиться на данных, приводимых нашим крупнейшим ихтиологом Г.У. Линдбергом (1955, 1972). Прежде всего можно отметить, что представления Г.У. Линдберга о роли многократных (в том числе трех главных) морских трансгрессий и значительных регрессий (в особенности – предчетвертичной и предголоценовой) в формировании современной картины расселения типичных пресноводных рыб никоим образом не противоречат теории покровных оледенений. Предполагаемые Г.У. Линдбергом масштабы регрессий (по крайней мере до 200 м) вполне укладываются в пределы, которые допустимы для понижений уровня океана, имеющих гляциоэвстатическую природу. Несомненно также, что наиболее высокие уровни трансгрессий не могут быть объяснены только гляциоэвстазией и связаны с изменениями емкости океанических впадин (последние, кстати, также хорошо объясняются как с позиций мобилизма, так и фиксизма).

Однако можно и следует высказаться против представления о распространении максимальной (санчуговской, по принятой в Сибири номенклатуре) трансгрессии в раннечетвертичное (калабрийское) время, так как в синхронных ей (и более ранних) речных отложениях

тобольского горизонта известны, как это отметил Г.И. Лазуков (1965), остатки плейстоценовых, а не виллафранских млекопитающих, как этого следовало бы ожидать при калабрийском возрасте.

Кроме того, в Сибири неизвестны ни следы столь ранней мощной трансгрессии, ни столь раннего покровного оледенения. Даже сибирские антигляциалисты и сторонники широкого распространения ледниково-морских фаций относят явления широкого "морского оледенения" никак не раньше, чем к концу среднего плейстоцена.

Предлагаемая Г.У. Линдбергом плотина из смерзшихся айсбергов в полосе Сибирских увалов, изолирующая пресные бассейны юга Западной Сибири от морских вод севера, выглядит довольно искусственной конструкцией, призванной заменить куда более надежный и реальный ледниковый покров.

Из всех особенностей состава типичной пресноводной ихтиофауны равнинных рек Сибири непосредственное отношение к проблеме оледенения имеют две, отмеченные Г.У. Линдбергом: обедненный состав и экологическая приуроченность большинства видов и форм к озерам или холодным быстрым потокам предгорного и горного типа с песчано-каменистым дном. С проблемой оледенения связаны соответственно два основных вопроса.

1. Могло ли обширное покровное оледенение вызвать резкое обеднение состава ихтиофауны?

2. Могли ли пережить обширное оледенение формы, приспособленные к обитанию именно в предгорных и горных районах, если последние исчезали под ледниками?

Представление о богатстве и разнообразии доледниковой (и дочетвертичной вообще) ихтиофауны Сибири вполне соответствует геологическим данным, позволяющим восстановить длительный этап континентального развития сибирских гор и равнин, с позднего олигоцена вплоть до раннего плейстоцена. В это время ихтиофауна могла развиваться, не испытывая воздействия со стороны трансгрессий и оледенений. Раннеплейстоценовые трансгрессии и оледенения охватывали ограниченные территории и не должны были сильно сказаться на изменении состава ихтиофауны. Начало обеднению фауны положило, по-видимому, прогрессирующее общее похолодание, начавшееся в миоцене (Марков, Величко, 1967). Плейстоценовые трансгрессии — санчуговская (средний плейстоцен), казанцевская (поздний плейстоцен) и позднесырянская (позднеледниковая) заметно сокращали протяженность речных систем за счет затопления окраин Сибири — Таймырской низменности и северной части Западной Сибири, что могло вызвать также частичное обеднение фауны видами, типичными для низовьев рек, но их влияние не сказывалось южнее 62–61⁰ даже в глубоких магистральных долинах Оби и Енисея.

Можно считать, что наиболее катастрофическим могло быть именно воздействие максимального оледенения. При надвигании ледниковых покровов вплоть до 61–60⁰ с.ш. исчезли все реки и водоемы ледниковой области, часть их населения погибла, другая — эмигрировала к югу. Во время максимума оледенения рыбы равнинных рек

оказались в совершенно необычных для них условиях: постоянно холодных олиготрофных и ультраолиготрофных водах огромных приледниковых озер, впадавших в них с оледенелых гор быстрых потоках, тундровых или лесотундровых реках и озерах приледниковых равнин. Очевидно, что только немногие озерные рыбы и хищники могли перенести подобную кардинальную перемену экологической обстановки. Кроме того, они должны были испытывать сильнейшую конкуренцию со стороны предгорных и горных рыб, вытесненных в эти же водоемы и водотоки из прежних местообитаний оледенением горных областей. Дело в том, что для этих-то групп новая обстановка была отнюдь не столь далекой от условий жизни на их исконной родине. Именно приспособленность к жизни в холодных озерах и холодных быстрых потоках гор и предгорий создавала наилучшие шансы на их выживание в приледниковой обстановке.

Очевидно, что "молотом и наковальней", между которыми погибла значительная часть древней ихтиофауны сибирских равнин, могли быть не только одновременные максимальная морская трансгрессия и горное оледенение, но с не меньшим успехом одновременное оледенение равнин, с одной стороны, и их горного обрамления — с другой.

Для горных и предгорных рыб приледниковые воды были приемлемым, но не единственным убежищем: значительные пространства Средне-Сибирского плоскогорья и гор Южной Сибири не покрывались ледниками и оставались областью их постоянного обитания.

В конце оледенения, вслед за отступающим ледниковым краем, из полосы приледниковых вод и экстрареглициальных горных областей, по восстанавливавшимся или возникавшим вновь речным системам и озерам ледниковых ландшафтов расселялись до равнин, возвращались в предгорья и горы рыбы, оказавшиеся способными пережить суровое время: обитатели горных областей, озерные рыбы, хищники.

Таким образом, представление о мощном синхронном оледенении гор и равнин Сибири позволяет вполне удовлетворительно объяснить формирование основных особенностей местной фауны типично пресноводных рыб.

Последующие события местной геологической истории вряд ли существенно повлияли на местную ихтиофауну. Казанцевская межледниковая трансгрессия, затопившая значительную часть Таймырской низменности и северную окраину Западно-Сибирской, могла обогатить местную ихтиофауну проходными и полупроходными, но не типичными пресноводными формами. Последнее покровное (зырянское) оледенение воздействовало на фауну, уже прошедшую жестокий отбор во время самаровского оледенения. Продвижение ледника не достигало прежних границ и вызывало, очевидно, эмиграцию рыб в приледниковую и внеледниковую зону, а процесс репатриации при сокращении ледникового покрова был короче и быстрее.

Следы последнего переселения горных рыб на равнины можно, по-видимому, видеть еще и сейчас. По наблюдениям автора, в северо-восточной части Западной Сибири, на водораздельных возвышен-

ностях левобережья р. Большой Хеты, в 150–180 км от гор, в глубоких озерах ледниковых ландшафтов с чистой водой, валунно-галечными грунтами и вытекающими из них быстрыми ручьями с крутым падением русла, существуют чистые поселения сибирского хариуса, типичные для труднодоступных горных озер и рек плато Путорана. Возможно, что они сохранились там со времени последнего оледенения, как это полагает и П.Л. Пирожников (1931) в отношении фауны пресноводных рыб Лобового материка – водораздельной возвышенности между бассейнами Енисея и верховьев р. Таза.

И.И. Краснов (1968) весьма точно заметил, что некоторые биогеографические доводы против былых покровных оледенений имеют общую причину – недооценку миграционных возможностей растений, животных и их сообществ, а также вероятной скорости миграций. Помимо приведенных им примеров быстрых изменений флоры и растительности ледниковой области Европы в голоцене можно указать на аналогичные данные по позднеплейстоценовым и голоценовым переселениям беспозвоночных Северной Америки (Frey, 1965), а также на историю появления и исчезновения аллередской лесной флоры в Дании и Нидерландах.

Остановимся подробнее на аллередском эпизоде, поскольку он восстановлен не только по палинологическим данным (к которым антигляциалисты испытывают недоверие), но и по результатам исследования многочисленных местонахождений листовых и семенных флор.

С максимума главной фазы вюрма – З, имевшей место около 18–20 тыс. лет назад, и вплоть до 14-го тысячелетия край ледника лежал в северной и восточной Ютландии, ее юго-западная часть и территория Нидерландов были заняты арктической (“морозно-солифлюкционной”) тундрой, а граница сосново-березового леса проходила от северо-западной Испании (м. Финистерре) на южный склон Центрального французского массива и в северную Ломбардию (Бюдель, 1955). Спустя всего 1300–1600 лет, во время бёллингского потепления, в Голландии (12 700 лет тому назад) и Дании (12 400 лет назад) появились ландшафты лесотундрового типа (“парковые тундры”) с высокоствольной березой, рябиной и облепихой, а еще через 900 лет, после краткого возврата тундровой растительности (средний или “второй ранний” дриас), уже появились аллередские березово-сосновые леса (Бурк и др., 1959; Hammen, 1957; Hansen, 1965). Таким образом, даже если не учитывать возвратных смещений границы леса, потребовалось всего около 2200–2500 лет для перемещения лесной растительности на 1000–1100 км, со “средней скоростью” около 400–500 м за год.

Аллередские леса существовали всего 800–900 лет. Их исчезновение около 10 850 лет тому назад было настоящей катастрофой. Судя по тому, что аллередские слои Уселло в Нидерландах кончаются прослоями с древесным углем (Hammen, 1957), можно полагать, что леса вымерзли и сгорели. Время этого события весьма точно совпадает с продвижением края ледника до линии среднешведских морен и гряды Сальпаусселькя в Финляндии (Lundqvist, 1965;

Donner, 1965), отражавшим новое глубокое похолодание. На место аллередских лесов в южную Данию и Голландию вернулась "парковая тундра" позднедриасового времени. Весь аллередский ритм занял меньше тысячелетия, т.е. время жизни нескольких поколений деревьев.

Отрицание существенных изменений в растительном покрове за плейстоценовое время настолько противоречит накопленному палеоботаниками и палеопалинологами громадному мировому фактическому материалу, что его следует рассматривать как анахронизм. Подчеркнем еще раз, что речь идет об изменении местных флор и характера растительности, имевшем миграционный характер, а не о эволюции флоры, требующей неизмеримо больших интервалов времени.

ВЫВОДЫ

Общая дискуссия между гляциалистами, антигляциалистами и сторонниками дрейтовой или шельфово-ледниковой гипотез затронула все основные вопросы строения и истории формирования четвертичных отложений и рельефа сибирских равнин, тесно связанные с системой стратиграфических представлений. Она заставила исследователей неоднократно возвращаться к истокам их теоретических представлений, побудила расширить объем информации, усовершенствовать технику и методы полевых и лабораторных исследований, а также интерпретацию их результатов.

Дискуссия обратила внимание на особенности морского полярного литогенеза, на возможность существования ледниково-морских отложений, на необходимость совершенствования литолого-фациальной диагностики глинисто-алевритовых отложений, содержащих грубый обломочный материал. В этом ее несомненные положительные стороны. Вместе с тем в известной мере она отвлекла время и силы на возвращение к ряду уже решенных наукой вопросов.

В ходе дискуссии и активный ортодоксальный антигляциализм, и умеренный (ледниково-морской) гляциализм обнаружили собственные слабости: слишком общий, неконкретный подход к литолого-фациальному анализу и палеонтологической характеристике отложений, непоследовательность и противоречивость историко-геологических концепций и палеогеографических реконструкций, сделанных на их основе.

Разбор основных положений сторонников трех концепций позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Особенности геологического строения сибирских равнин обусловили своеобразие моренообразования в их пределах — сравнительно низкое абсолютное содержание в моренах грубообломочных фракций.

2. Несмотря на своеобразие местных морен, они отличаются от глинисто-алевритовых накоплений ледово-морского или ледниково-морского генезиса относительным обилием мегакластов, структурными, текстурными особенностями, объемным весом, минераль-

ным составом основной массы породы, скудностью, составом, сохранностью и особенностями захоронения органических остатков, соотношениями со смежными слоями, положением и местом в фашиальных комплексах.

3. Ледниковые отложения, сохранившие поверхность аккумуляции, отличаются специфическими чертами ее рельефа, которые не могли быть созданы иными экзогенными процессами.

4. Глубина похолоданий, восстанавливаемая по палеоботаническим данным, обеспечивает возможность обширных оледенений в границах, определяемых распространением ледниковых отложений и рельефа. Наличие в местной фауне реликтовых солоноватоводных и байкальских видов не исключает бывших оледенений вследствие сравнительно недавнего расселения этих видов.

5. Особенности географического положения сибирских равнин, их размеры и расположение между горными областями, установившиеся и сформировавшиеся задолго до начала плейстоцена, исключали одновременное развитие мощного оледенения и крупной морской трансгрессии с севера. "Морское оледенение" в местных условиях могло существовать ограниченное время по периферии ледниковых шитов среднего размера или во время их рецессии, а особенно благоприятные для него условия существовали при общем высоком уровне океана в раннем плейстоцене. Ледниково-морские фации входят в комплексы ледниковых отложений нижнего и верхнего плейстоцена, но имеют небольшую мощность и сравнительно ограниченное распространение.

6. Ледниковая теория является надежной основой для формирования общих стратиграфических, геоморфологических и палеогеографических представлений, необходимых для успешного проведения геологической съемки и поисков полезных ископаемых в северных областях Западной и Восточной Сибири, а также, очевидно, и на северо-востоке европейской части СССР. Блестящим примером ее приложимости для решения практических задач является открытие Талнахской группы месторождений медно-никелевых руд в Норильском районе, сделанное валунно-ледниковым методом.

В заключение работы автор выражает благодарность и признательность члену-корреспонденту АН СССР В.Н. Саксу, профессору Е.В. Шанцеру, докторам геолого-минералогических наук С.А. Архипову и Ю.А. Лаврушину, давшим ряд ценных советов, всем коллегам по исследованию плейстоцена сибирских равнин, чьи материалы, наряду с результатами исследований автора, послужили основой для дискуссии, а также непосредственным помощникам, вложившим труд в оформление рукописи и графики — Л.А. Кузнецовой, Л.А. Дьяконовой и Л.С. Троишкому.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В.А., Кинд Н.В., Матвеева О.В., Троицкий С.Л. Новые данные по абсолютной геохронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири. — Докл. АН СССР, 1965, т.160, № 5, с.1147–1151.
- Андреев Ю.Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами. — Сб. "Геология и геохимия", вып. 3 (IX). Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 76–94.
- Алешинская З.В. К стратиграфии средне- и верхнечетвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. Сб. "Палеогеография четвертичного периода". М., Изд-во МГУ, 1961, с.150–159.
- Артюшков Е.В. Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 7, с. 98–114.
- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 172.
- Архипов С.А. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с ее геологическим строением. — Сб. "Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности". Новосибирск, изд. Ин-та геол. и геофиз. СО АН, 1967, с. 20–33.
- Архипов С.А., Алешинская З.В. Новые находки фауны и флоры в таежских слоях в долине Енисея между Игаркой и Подкаменной Тунгуской. — Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 4, с. 901–904.
- Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.Л. Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валунных отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении. — Сб. "Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири". М., "Наука", 1968, с. 98–112.
- Архипов С.А., Матвеева О.В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН, вып. 29. Новосибирск, 1964, 128 с.
- Архипов С.А., Лаврушин Ю.А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахты и Турухан. — В кн. "Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири". Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 410–422.
- Архипов С.А., Лаврушин Ю.А. Некоторые особенности строения бечевников среднего и нижнего Енисея. — Булл. Москов. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 33, вып. 6, 1958, с. 127–136.
- Афанасьев Б.Л. Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение, т. 3. Вильнюс, "Baltica", 1967, с. 287–302.
- Афанасьев Б.Л., Белкин В.И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры. — Сб. "Кайнозойский покров Большеземельской тундры". М., Изд-во МГУ, 1963, с. 4–9.

- Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., "Наука", 1967.
- Белевич А.М. Диатомовые водоросли четвертичных отложений района Усть-Порта. — Труды НИИ геологии Арктики, т. 124, 1967, с.186-197.
- Берг Л.С. О распространении рыбы *Muohoscephalus quadricornis* L. из сем. Cottidae и о связанных с этим вопросах. Избранные труды, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бойцов М.Н. Об эволюции котловин термокарстовых озер. — Сб. "Антропогенный период в Арктике и Субарктике". М., "Недра", 1965, с. 327-340.
- Боч С.Г. Материалы к четвертичной геологии Ляпинского, Нижнесосвинского и Кондинского края Западно-Сибирской низменности. — Труды Комиссии по изуч. четв. периода АН СССР, т. 5, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 98-148.
- Бузулуцков Ф.С. Литолого-минералогический состав четвертичных отложений низовьев Енисея как показатель условий их формирования. — Сб. "Морской плейстоцен сибирских равнин". М., "Наука", 1971, с. 55-73.
- Буйницкий В.Х. Движение и баланс массы шельфовых льдов Антарктики. — Вестник ЛГУ, серия геогр., № 6, 1964, с. 57-70.
- Бурк Х.Д.М., Ван-Эрде Л.А., Харсвелдт Х.М. и др. Геология Нидерландов. М., ИЛ, 1959, 216 с.
- Бюдель Ю. Климатические зоны ледникового периода. — Сб. "Вопросы геологии четвертичного периода". М., ИЛ, 1955, с.7-21.
- Васильев В.Н. Реликты и эндемы Северо-западной Европы. Матер. по истории флоры и растительности СССР, т. IV. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963, с.237-284.
- Васильев В.Н. Плейстоцен, каким он был в действительности. — Бюлл. Москов. об-ва испыт. природы, 1968, т. 73, № 5, с.56-67.
- Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964, с.109-129.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Воробьев А.И. Расчленение и корреляция четвертичных отложений западной части Обь-Иртышского междуречья по их физическим и литологическим свойствам. — Сб. "Проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука", 1972, с.143-153.
- Воронцов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., "Наука", 1968, 123 с.
- Герман Г.Е., Кисляков В.Н., Рейнин И.В. Геология и геоморфология полуострова Ямал — нового района, перспективного для поисков нефти и газа. — Труды Всес.научно-иссл. геол.-развед.нефт.инст., вып.225, 1963, с. 311-329.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Бадженсайского антиклинория, ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гольберт А.В., Гудина В.И., Крюков В.Д. и др. Комплексные геологические исследования четвертичных отложений верховьев р. Тукаланды. — "Морской плейстоцен сибирских равнин". М., "Наука", 1971, с. 113-138.
- Горещкий Г.И. Карельское межледниковое море. — Сб. "Вопросы географии", вып. 12. М., Географгиз, 1949, с.97-132.

- Гричук М.П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений. — Сб. "Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода", т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с.44—57.
- Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., "Наука", 1966, 132 с.
- Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып.63. М., "Наука", 1969, 80 с.
- Гудина В.И., Нуждина Н.И., Троицкий С.Л. Новые данные о морском плейстоцене западной части Таймырской низменности. — Геология и геофизика, 1968, № 1, с. 40—48.
- Гуртовая Е.Е., Троицкий С.Л. К палинологической характеристике сангомпанских отложений Западного Ямала. — Сб. "Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири". М., "Наука", 1968, с.131—140.
- Данилов И.Д., Недешева Г.И. Рельефообразующие плейстоценовые отложения нижнего течения Енисея от г. Игарки до пос. Караул и их микрофаунистическая характеристика. — Сб. "Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий". Л., изд. НИИ геол. Арктики, 1967.
- Данилов И.Д., Недешева Г.И. Значение ледово-морского фактора в формировании рельефа и слагающих его отложений нижнего течения р.Енисея. — Сб. "Проблемы криолитологии", вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1969, с.80—92.
- Данилов И.Д. Мерзлотные текстуры морских каргинских отложений в низовьях Енисея и условия их формирования. — Сб. "Подземный лед", вып.3. М., Изд-во МГУ, 1967, с. 102—117.
- Дик Н.Е. О переработке озерно-холмистого рельефа. — Сб. "Вопросы географии", вып. 1. М., Географгиз, 1946, с. 75—82.
- Дорофеев П.И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области. Матер. по истории флоры и раст. СССР, т. IV. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—180.
- Емельянцева Т.М. Геологические исследования в районе рек Хеты, Хатанги и Таймырского полуострова в 1935/36 г. — Сб. "Геологические исследования Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова по работам 1933—1936 гг." Л., Изд-во Главсевморпути, 1939, с.5—36.
- Ермаков И.Г., Воробьев А.И., Гребенюков П.Г. Инженерно-геологические условия железной дороги Тюмень—Сургут. — Сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ч. II. Новосибирск, "Наука", 1969, с.104—122.
- Ермилов И.Я. О находке ленточных глин в Ыданской тундре. Труды Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 5, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 167—171.
- Заводский Г.А., Зайонц И.Л., К новейшей истории Мужинского Урала. — Сб. "Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя". Л., изд. НИИ геол. Арктики, 1969, с.100—104.
- Загорская Н.Г. Оледенение равнин северной части СССР. — Труды НИИ геол. Арктики, т.130, Л., 1962, с.148—158.
- Загорская Н.Г., Кайялайнен В.И., Кулаков Ю.Н. К вопросу о возрасте отложений усть-енисейской серии. — Сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука", 1965, с.43—52.
- Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Стратиграфическое расчленение ямальской серии в свете новых данных. — Сб. статей по геологии и инженерной геологии", вып. 6. М., "Недра", 1967, с.11—20.

- Зайонц И.Л., Холодова З.И. Новые данные о распространении новейших морских отложений в Западной Сибири. – Сб. "Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий". Л., Изд. Всес. геогр. общества, 1968, с. 63–64.
- Заррина Е.П., Краснов И.И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских "мореноподобных" отложений на севере Западно-Сибирской низменности. – Труды Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та, новая серия, т. 64, 1961, с. 45–60.
- Захаров Ю.Ф. Атектонические структуры Северного Зауралья. Труды Зап.-Сиб. научно-иссл. геол. нефт. ин-та, вып. 1. Тюмень, 1965, с. 118–129.
- Захаров Ю.Ф. Плейстоцен Северного Зауралья. – Сб. "Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала". М., "Надра", 1965, с. 88–99.
- Захаров Ю.Ф. Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири. – Геология и геофизика, 1968, № 6, с. 148–155.
- Захаров Ю.Ф. Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья. – Сб. "Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири, т. 3. Новосибирск, "Наука", 1970, с. 118–124.
- Земцов А.А. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности. – Сб. "Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири". М., Изд-во МГУ, 1959, с. 321–330.
- Земцов А.А., Шацкий С.Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. – Сб. "Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири". М., Изд-во МГУ, 1959, с. 309–320.
- Земцов А.А., Шацкий С.Б. К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. – Сб. "Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода", т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 32–38.
- Зубаков В.А. К стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея на участке Осиново-Туруханск. – Труды Межведомств. совещ. по стратигр. Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 422–434.
- Зубаков В.А. О ледниково-морских отложениях и границе санчуговской трансгрессии в Приенисейской Сибири. – Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 6, с. 1161–1164.
- Зубаков В.А. О наличии межледниковых условий в Приенисейской Сибири в самбургское время. – Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 3, с. 628–631.
- Зубаков В.А. Стратиграфическое подразделение четвертичных отложений и их место в единой стратиграфической шкале. Информационный сборник № 58. Л., Изд. Всесоюзн. научно-иссл. геол. ин-та, 1962, с. 7–35.
- Зубаков В.А. Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Приенисейской Сибири. – Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1963, т. 95, № 2, с. 126–133.
- Зубаков В.А. Плейстоценовые отложения Енисейской впадины. – Труды Всесоюзн. научно-иссл. геол. ин-та, новая серия, т. 145, М., "Недра", 1967, 304 с.
- Зубаков В.А. Шельфо-ледниковая формация Западной Сибири. – Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1968, № 34, 35, с. 22–39, с. 57–72.
- Зубаков В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., "Наука", 1972, 200 с.
- Зубаков В.А., Семевский Д.В. Новые данные о южной границе бо-реальной трансгрессии в Приенисейской части Сибири. – Бюлл. научно-техн. информ. Минист. геол. и охраны недр, 1958, № 1 (13), с. 3–5.

- Ильин М.М. Полиплоидия, видообразование и миграция. Материалы по истории флоры и растит. СССР, т. IV. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 181-237.
- Исаева Л.Л. Следы четвертичного оледенения в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2, с. 90-98.
- Казанский Ю.П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рек Дубчеса, Сыма и Б.Каса. - Труды Томского гос. ун-та, т. 135. Томск, 1956, с. 273-276.
- Кайо А. Успехи литологических исследований во Франции за последние годы. - Сб. "Материалы по генезису, литологии и геологии четвертичных отложений". Минск, Изд-во АН БССР, 1966, с. 25-32.
- Калесник С.В. 1968. Предисловие к кн. П.С. Воронова "Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли". Л., "Наука", 1968, с. 3-4.
- Кац Н.Я., Кац С.В. История растительности болот севера Сибири как показатель изменений послеледникового ландшафта. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37. М., 1946, с. 331-348.
- Кленова М.В. Процессы литогенеза в полярных морях. - Труды XVII сессии Межд. геол. конгресса, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 281-282.
- Кордилов А.А. Осадки Карского моря. - Труды НИИ геол. Арктики, т. 56. Л.-М., Изд-во Главсевморпути, 1953, 104 с.
- Костяев А.Г. О некоторых общих вопросах развития конвективных структур в четвертичных отложениях. - Сб. "Геология кайнозоя севера Европейской части СССР". М., Изд-во МГУ, 1966, с. 223-248.
- Крапивнер Р.Б. Ваттовые отложения бассейнов Печоры и Нижней Оби и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода. - "Сб. статей по геологии и гидрогеологии", вып. 4. М., "Недра", 1965, с. 130-155.
- Краснов И.И. Дискуссионные вопросы ледниковой теории и антигляциализм. - Сб. "Проблемы стратиграфии и палеогеографии". Труды Всесоюз. научно-иссл. геол. ин-та. Л., 1968, с. 226-251.
- Кручинин Ю.А. Шельфовые ледники Земли Королевы Мод. Л., Гидрометиздат, 1965, 108 с.
- Кузин И.Л. Об отсутствии материковых оледенений в северо-западной части Западно-Сибирской низменности. - Сб. "Геология и геохимия", вып. 3 (IX). Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 102-110.
- Кузин И.Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири. - Труды Всесоюз. научно-иссл. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 225. Л., 1963, с. 330-339.
- Кузин И.Л., Рейнин И.В., Чочиа Н.Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенении. - Труды Всесоюз. научно-иссл. геол. ин-та, новая серия, т. 64. Л., 1961, с. 61-70.
- Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. - Сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука", 1965, с. 177-187.
- Кулаков Ю.Н. Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности. - Труды НИИ геол. Арктики, т. 107. Л., 1959, с. 116-126.
- Кулаков Ю.Н. Новейшая тектоника Таймырской низменности. - Труды НИИ геол. Арктики, т. 106. Л., 1960, с. 275-277.
- Куликов Н.Н. Осадконакопление в Карском море. - Сб. "Современные осадки морей и океанов". М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 437-447.

- Лаврова М.А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р.Ваги до Конешгорья. – Труды Сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четв. периода, вып.1. М., Изд-во ОНТИ Наркомтяжпрома СССР, 1937, с.152-177.
- Лаврова М.А. О географических пределах распространения бореального моря. – Труды Ин-та геол. АН СССР, вып.37. М., 1946, с.64-79.
- Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960, 234 с.
- Лаврова М.А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря. – Сб. "Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири". М., "Наука", 1968, с.140-163.
- Лаврова М.А., Троицкий С.Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. Доклады советских геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. – Сб. "Хронология и климаты четвертичного периода". М., Изд-во АН СССР, 1960, с.124-136.
- Лаврушин Ю.А. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. – Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 47. М., 1961, 95 с.
- Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., "Наука", 1969, 181 с.
- Лазуков Г.И. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений бассейна нижней Оби. – Труды Межведомств. совещ. по разработке унифици. стратиграфич. схем Сибири 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957, с.388-400.
- Лазуков Г.И. О гляциально-морских отложениях на севере Евразии. – Вестн. МГУ, 1960, № 3, с.48-53.
- Лазуков Г.И. Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития севера Западной Сибири. – Сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука", 1965, с.53-62.
- Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М., Изд-во МГУ, 1970, 322 с.
- Лазуков Г.И., Рейнин И.В. Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961, с.389-399.
- Ламакин В.В. О понимании и терминологии остаточных отложений. – Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1948, № 11, с.96-98.
- Лапина Н.Н., Значко-Яворский Г.А., Куликов Н.Н., Семенов Ю.П., Таманова С.В. Полярный тип литогенеза. XXIII сессия Межд. геол. конгр. – Доклады сов. геологов, проблема 8 – "Генезис и классификация осадочных пород". М., "Наука", 1968, с.212-217.
- Левина Т.П. Спориво-пыльцевая характеристика основных разрезов позднеплистоценовых и четвертичных отложений. Приенисейская часть низменности. – В кн. "История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. М., "Наука", 1970, с.95-119; 220-245.
- Левина Т.П. К палинологической характеристике морского плейстоцена западной части Таймырской низменности. – Сб. "Морской плейстоцен сибирских равнин", Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН, вып.104, 1971, с.85-99.
- Лидер В.А. К вопросу о генезисе валунных суглинков в северной части Евразии. – Сб. "Проблемы изучения четвертичного периода" (тезисы докладов). Хабаровск, изд. Приамурского филиала Географического общества СССР, 1968, с.29-30.

- Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М., Изд-во АН СССР, 1965, 334 с.
- Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л., "Наука", 1972, 548 с.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., "Наука", 1966, 574 с.
- Македонов А.В. Некоторые закономерности географического распространения современных конкреций в осадках и почвах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4, с.43-58.
- Малясова Е.С., Спиридонов М.А. Новые данные по стратиграфии голоцена Баренцева моря. - Сб. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука", 1966, с.106-111.
- Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. М., Географгиз, 1955, 347 с.
- Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период, т. 3. М., "Недра", 1967, 440 с.
- Мизеров Б.В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. - Труды Межведомств. совещ. по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957, с.435-447.
- Мизеров Б.В., Шацкий С.Б., Богдашев В.А. и др. Схема стратиграфии четвертичных отложений Каргасокского, Нарымского и Томского Приобья. - Сб. "Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности". Новосибирск, изд Инст. геол. и геофиз. СО АН, 1967, с. 50-62.
- Никитин П.А. Четвертичные флоры с берегов р.Оби. Материалы по геологии Западной Сибири, № 12(54). Томск, Изд-во Томского ун-та, 1940, 33 с.
- Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. - Труды Геол. ин-та АН СССР, вып.155. М., "Наука", 1966, 290 с.
- Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде, вып. 1. Киев, Изд-во Киевского гос. ун-та, 1946, 171 с.
- Пидопличко И.Г., Макеев П.С. О климатах и ландшафтах прошлого в свете данных палеозоологии и физгеографии, вып. 1. Киев, Изд-во АН УССР, 1952, 87 с.
- Пирожников П.Л. К географическому познанию области, находящейся между Тазом и Енисеем. - Землеведение, 1931, т.33, вып.1-2, с.3-15.
- Приклонский В.А., Грунтоведение, т. II. М., Госгеолтехиздат, 1952, с.137-151.
- Проводников Л.Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Масштаб 1:5 000 000. Краткая объяснительная записка. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, 54 с.
- Рейнин И.В. Новые данные о четвертичных отложениях бассейна р. Недым. - Труды Всесоюз. научно-иссл. геол.-развед. нефт. ин-та, вып.158. Л., Гостоптехиздат, 1960, с.126-143.
- Рогожин В.В. Реликтовая фауна Норильских озер и ее палеогеографическое значение. - Сб. "Природная обстановка и фауна прошлого", вып. 3. Киев, "Наукова думка", 1967, с.77-83.
- Рудкевич М.Я., Волков А.И. О природе дизъюнктивных дислокаций Казымского района в нижнем Приобье. - Советская геология, 1959, № 5, с.149-152.

- Рудкевич М.Я., Ослоповский А.П. О природе дислокаций палеогеновых отложений в бассейне р.Полуя в нижнем Приобье. – Труды Сиб.НИИ геол., геофиз. и мин. сырья, серия геол., вып.14. Л., Гостоптехиздат, 1961, с.15–20.
- Рухина Е.В. Литология моренных отложений. Л., Изд-во ЛГУ, 1960.
- Сакс В.Н. Новые данные о геологическом строении района Усть-Енисейского порта. – Проблемы Арктики, 1939, №10–11, с.41–51.
- Сакс В.Н. Новые данные о геологическом строении бассейна р.Пясины. – Труды Горно-геол. управл. Главсевморпути, вып. 16. М.–Л., Изд-во Главсевморпути, 1945, с.3–64.
- Сакс В.Н. Условия образования донных осадков в арктических морях СССР. – Труды НИИ геол. Арктики, т.35. М.–Л., Изд-во Главсевморпути, 1952.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. – Труды НИИ геол. Арктики, т.77. Л.–М., Изд-во Мин.морск. и речн.флота, 1953.
- Сакс В.Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири. – Труды НИИ геол. Арктики, т.96, Л., 1959, с.151–163.
- Сакс В.Н., Ширяев И.Е. Основные итоги маршрутных геологических исследований по левым притокам Енисея – Пелятке, Яре и Танаме. – Труды горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 16. М.–Л., Изд-во Главсевморпути, 1945, с.118–143.
- Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И., Басов В.А., Бондаренко Н.М. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Семевский Д.В. Плейстоценовые отложения Шпицбергена. – Сб. "Материалы по стратиграфии Шпицбергена". Л., изд. НИИ геол.Арктики, 1967, с.205–238.
- Сергеев Е.М., Поляков С.С., Одинцова Л.И., Шевелева Н.Н. Особенности литологического состава и инженерно-строительных свойств четвертичных отложений нижнего течения долины р.Оби. – Сб. "Материалы Всесоюз.совещ. по изуч. четвертичн.периода", т.3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с.77–82.
- Слободин В.Я., Суздальский О.В. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена северо-востока Западной Сибири. – Сб. "Материалы к проблемам позднего кайнозоя". Л., Изд. НИИ геол. Арктики, 1969, с.115–130.
- Старосельцев В.С. Применение валунно-поискового метода при открытии Талнахского месторождения медно-никелевых руд. – Сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука", 1965, с.455–461.
- Старосельцев В.С., Гилькин В.Н. Опыт применения валунного метода поисков медно-никелевых руд. Информационный сборник, вып.32. Л., Изд. НИИ геол. Арктики, 1962, с.45–51.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Стрелков С.А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Север Сибири. М., "Наука", 1965.
- Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Г. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. – Труды НИИ геол. Арктики, т.91. М., Госгеолтехиздат, 1959, 232 с.
- Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А., Волкова В.С. Проблема четвертичных оледенений Сибири. – Сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука", 1965, с.188–205.
- Стрелков С.А., Троицкий С.Л. Геологическое строение и рельеф междуручья Большой Хеты и Мессо. – Труды НИИ геол. Арктики, т.60. М.–Л., Изд-во ГУСМП, 1953, с.5–55.

- Солоневич К.И. К вопросу о существовании позднеледниковых лесов в Восточной Прибалтике. - Сб. "Проблемы палеогеографии четвертичного периода". Труды Ин-та геол. АН СССР, вып. 37. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1946, с.293-306.
- Суздальский О.В. Конкреции послепалеогеновых отложений Усть-Енисейской впадины. - Ученые записки НИИ геол. Арктики, серия регион. геол., вып. 5. Л., 1965, с.127-153.
- Суздальский О.В. О генезисе моренных суглинков и подстилающих их отложений на севере Западной Сибири. - Труды НИИ геол. Арктики, т.143. Л., "Недра", 1965, с.180-189.
- Суздальский О.В. К диагностике ледниково-морских отложений. - Сб. "Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий". Л., Изд. НИИ геол. Арктики, 1967, с.49-50.
- Суздальский О.В. Основные типы захоронения морских моллюсков в четвертичных отложениях Усть-Енисейской впадины. - Палеонтологический журнал, 1967, № 1, с.127-130.
- Суздальский О.В., Комарова А.Е. Аутигенные минералы морских послепалеогеновых отложений низовьев Енисея. - Ученые записки НИИ геологии Арктики, серия регион. геол., вып. 4, 1964, с.167-178.
- Сухорукова С.С. Литологические особенности морских санчуговских отложений на Енисейском севере. - Сб. "Морской плейстоцен сибирских равнин". Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 104. М., "Наука", 1971, с.44-54.
- Сухорукова С.С., Гудина В.И. Некоторые условия образования осадков и распределения фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири. - Сб. "Проблемы четвертичной геологии Сибири". М., "Наука", 1969, с.97-106.
- Тофанюк Ф.С., Шаров В.И., Швецов Г.И. Некоторые инженерно-геологические свойства лёссовых пород Новосибирского Приобья. - Сб. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука", 1966, с.484-487.
- Троицкий Л.С. О масштабах оледенения Полярного Урала в четвертичном периоде. - Сб. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука", 1966, с.202-209.
- Троицкий С.Л. Количественные характеристики комплексов морской фауны в санчуговских и казанцевских слоях четвертичных отложений Енисейского севера. - "Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии", вып. 12. Л., Изд. НИИ геол. Арктики, 1958, с.80-93.
- Троицкий С.Л. Современная и ископаемая *Musoma baltica* (L) на побережье моря Лаптевых. - Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 2, с. 449-452.
- Троицкий С.Л. Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нюкне-Печорской депрессии. - Сб. "Палеогеография четвертичного периода Сибири". - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 9. Новосибирск, 1964, с.48-65.
- Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., "Наука", 1966.
- Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. - Докл. АН СССР, 1967, т.174, № 6, с.1409-1412.
- Троицкий С.Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири. - Сб. "Проблемы четвертичной геологии Сибири". М., "Наука", 1969, с.32-43.
- Троицкий С.Л. Палеозоогеографическое районирование плейстоценовых морских бассейнов северной Евразии по распространению моллюсков. -

- Сб. "Географические проблемы Сибири". Новосибирск, "Наука", 1972, с.178-191.
- Троицкий С.Л. О морских аналогах тобольского горизонта на севере Сибири. - Сб. "Тобольский горизонт сибирского плейстоцена". Новосибирск, "Наука", 1974.
- Урванцев Н.Н. Четвертичное оледенение Таймырского края. - Природа, 1930, № 4, с.421-434.
- Урванцев Н.Н. Следы четвертичного оледенения центральной части севера СССР. - Труды Главн. геол.-разведочн. управления, вып. 113, 1931.
- Урванцев Н.Н. Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы. - Труды Межведомств. совещ. по стратигр. Сибири. Л., Гос-топтехиздат, 1957, с. 502-508.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 2. М., ИЛ, 1958.
- Цейнер Ф. Плейстоцен, М., ИЛ, 1963.
- Цейтлин С.М. Озерно-ледниковые глины северо-запада Сибирской платформы и их возраст. Материалы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961, с.171-176.
- Черноусов С.И. Использование некоторых физических свойств глинистых пород при решении вопросов генезиса и стратиграфии кайнозойских отложений Среднего Приобья. - Сб. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука", 1966, с.474-483.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. - Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161, 1966.
- Шанцер Е.В. О принципах генетической классификации континентальных осадочных образований. - Сб. "Генезис и классификация осадочных пород". Межд. геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геол. М., "Наука", 1968, с.35-40.
- Шацкий С.Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. - Труды Томского ун-та, т.133, 1957, с.115-123.
- Шацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Б. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. - Сб. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука", 1965, с.206-217.
- Шумилова Е.В. К вопросу о минералогическом составе и условиях формирования моренных отложений Карым-Кары (р. Обь) и горы Пионерской. - Сб. "Кайнозой Западной Сибири". Новосибирск, "Наука", 1968, с.159-163.
- Шумилова Е.В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных отложений нижнего течения р. Агапы. - Сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ч. II. Новосибирск, "Наука", 1969, с. 3-25.
- Шумилова Е.В. Петрографический состав грубообломочного материала четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. - Сб. "Морской плейстоцен сибирских равнин". Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 104. М., "Наука", 1971, с. 37-43.
- Шумилова Е.В., Бузулуков Ф.С. Минералого-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения. - Сб. "Морской плейстоцен сибирских равнин". Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 104. М., "Наука", 1971, с.8-36.
- Шумилова Е.В., Троицкий С.Л. Гранулометрический и минералогический состав четвертичных отложений в разрезе у зимовья Пустого. - Сб.

- "Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии". Новосибирск, Изд. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974, с.38-69.
- Шумский П.А. К теории движения ледников. Материалы гляциологических исследований. Хроника и обсуждения, вып.1. М., Изд. Ин-та географ. АН СССР, 1961.
- Чувардинский В.Г. Вопросы формирования валунных отложений и рельефа на Кольском полуострове. - Сб. "Природная обстановка и фауны прошлого", вып. 3. Киев, "Наукова думка", 1967, с.121-123.
- Ян А. Геоморфологические исследования польской научной экспедиции на Шпицбергене. - Труды НИИ геол. Арктики, т.123. Л., Гостоптехиздат, 1962, с.141-157.
- Andersen B.G. The Quaternary of Norway. - In: The Quaternary, v. 1. N.Y., London, Sydney, Intersci. Publishers, 1965, p. 90-138.
- Andrews J.T. Postglacial rebound in Arctic Canada: similarity and prediction of uplift curves. - Canad. J. Earth. Sci., 1968, v. 5, N 1, p. 39-47.
- Chatwin C.P. British regional geology. London, East Anglia and adjoining areas, 1948, 99 p.
- David T.W.E., Sü ssmilch C.A. Upper Paleozoic glaciation of Australia. - Bull. Geol. Soc. America, 1931, v. 42, N 2, p. 481-552.
- Dewey H. South-west England. In: British regional geology. 2-nd ed. London, Geol. Survey and Museum, 1948, 72 p.
- Donner J.J. The Quaternary of Finland. In: The Quaternary, v. 1. N.Y., London, Sydney, Intersci. Publishers, 1965, p. 199-272.
- Easterbrook D.J. Void ratios and bulk densities as means of identifying Pleistocene tills. - Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, N 8, p. 745-750.
- Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level. - Phys. and Them. Earth, 1961, v. 4, p. 99-185.
- Flint R.F. Introduction. - In: The Quaternary, v. 1. N.Y., London, Sydney, Intersci. Publishers, 1965, p. xi-xxii.
- Frey D.C. Other invertebrates - an essay biogeography. The Quaternary of the United States. Princeton, New York, Princeton Univ. Press, 1965, p. 613-626.
- Hammen Th. van der. The stratigraphy of the Late-Glacial. - Geol. en mijnbouw, new ser., 1957, v. 19, N 7, p.250-254.
- Hansen S. Quaternary of Denmark. In: The Quaternary, v. 1. N.Y., London, Sydney, Intersci. Publishers, 1965, p. 1-90.
- Heinonen L. Studies on the microfossils in the tills of the North European glaciation. - Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, III, 1957, N 52.
- Ignatius H. Marine geological observations from the Barents Sea. - First International Symposium on the Arctic Geology Abstracts of papers. - Canad. Oil and Gas Industr., 1959, v. 12, N 12, p. 56.
- Kindle E.M. Range and distribution of certain of carboniferous Pleistocene concretions. - Bull. Geol. Soc. America, 1923, v. 34, N 3, p. 609-618.
- Krige L.J. Note on varved shales in the Dwyka of Middleburg, Transvaal. - Trans. Geol. Soc. South Africa, 1931, v. 34.
- Lundqvist J. The Quaternary of Sweden. - In: The Quaternary, v. 1. N.Y., London, Sydney, Intersci. Publishers, 1965, p. 139-198.
- Mac Fadyen W.A. Foraminifera from some late Pliocene and Glacial deposits of East Anglia. - Geol. Mag., 1932, v. 69, N 821, p. 481-497.
- Nichols R.L., Stinson G.L. Fossiliferous eskers and outwash plains. - Proc. Geol. Soc. America, for 1937, p. 324-325.
- Richards H.G. Studies on the marine Pleistocene. Trans. Amer. Philos. Soc., nes. ser., 1962, v. 52, pt. 3.

- Sanders G.E. Glaciations of possible Scottish re-advance age in North West Wales. — *Nature*, 1968, v. 218, N 5136, p. 76–78.
- Sauramo M. Die Geoschichte der Ostsee. — *Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A*, III, 1958, N 51.
- Sayles R.W. New interpretation of Permocarbiniferous varves of Squantum. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1929, v. 40, N 3, p. 541–546.
- Segerstrale S.G. The distribution of glacial relicts in Finland and adjacent Russian areas. — *Comment. Biol. Soc. Sci. Fennica*, 1956, v. 15, N 18, p. 1–91.
- Sissons J.B. Glacial stages and radiocarbon dates in Scotland. — *Scott. J. Geol.*, 1967, v. 3, pt. 3, p. 375–381.
- Washburn C.W. Petroleum geology of the State San Paulo, Brazil. — *Comm. geogr. e. geol. no Estado de San Paulo Bull.*, 1930, v. 22.
- Wright W. *The Quaternary Ice Age*. London, 1937.
- Zeuner F.E. *Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse*. Leipzig, Borna, 1928, 329 s.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Краткий геологический и стратиграфический очерк четвертичных отложений равнин сибирского севера	7
Роль общих геологических условий формирования ледниковых отложений	14
Некоторые черты литологии и происхождение отложений, содержащих грубый обломочный материал	16
Литологические особенности	-
Возможные способы переноса грубых обломков и некоторые особенности формирующихся при этом пород	18
Отторженцы	32
Петрографический состав грубых обломков	34
Содержание зерен неустойчивых минералов	36
Аутигенные минералы и конкреции	37
Некоторые физические свойства пород	42
Гляциодинамические текстуры	48
Гляциодислокации	51
Органические остатки в валунных суглинках. Общий обзор	58
Органические остатки в валунных суглинках и слоистых породах с мегакластами, распространенных в бассейне среднего течения Енисея	62
фациальные комплексы	102
Ленточные глины	106
О границах морских и ледниковых отложений с подстилающими слоями и некоторых явлениях, связанных с их формированием	110
Ледниково-морские отложения и их распространение на севере Сибири	112
Возможность полевой диагностики ледниковых, ледниково-морских и морских отложений	128
Строение рельефа и происхождение его отдельных форм	129
Некоторые вопросы истории фауны и флоры	139
Палеоботанические свидетельства масштаба похолоданий	-
Проблема реликтовых форм	141
О биогеографических доводах против покровных оледенений	144
Выводы	148
Литература	150

CONTENTS

Introduction	5
Short geological and stratigraphical survey of the Quaternary deposits of the North Siberian plains	7
The influence of the general geological situation on the till-forming process	14
Some features of lithology and genesis of the deposits with megaclasts . . .	16
General lithological characteristics of the deposits	-
About the transportation of megaclasts in connection with some peculiarities of the deposits	18
The erratic masses	32
Petrography of megaclasts	34
The rate of the unstable mineral grains	36
Authigenic minerals and concretions	37
Some physical properties of sediments	42
The glaciodynamic structures	48
The dislocation by glacier	51
Paleontological remnants in the till. General review	58
Paleontological remnants in the till and in the laminated sediments with megaclasts in the middle part of the Yenisey River basin	62
The facial complexes	102
The varved clays	106
About lower boundary the marine deposits and tills, and about some features resulted from their forming	110
About glacio-marine deposits and their distribution in the Northern Siberia	112
The possibility of the field determination of the till, glacio-marine, and marine sediments	128
The relief and the genesis of its elements	129
Some problems of fauna and flora history	139
Paleontological evidence of the deep cooling	-
Problem of the relics	141
About the biogeographical arguments against sheet glaciers	144
Conclusion	148
References	150

Сергей Леонидович ТРОИЦКИЙ
СОВРЕМЕННЫЙ АНТИГЛЯЦИАЛИЗМ
Критический очерк

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения
Академии наук СССР

Редактор Д.А. Николаева
Обложка художника А.Г. Кобринна
Художественный редактор А.Н. Жданов
Технические редакторы
Г.П. Каренина, Е.К. Полукарова

Подписано к печати 21/У - 75 г. Т - 02195
Усл.печ.л. 10,25+вкл. 0,25. Уч.-издл. 11,7.
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1250 экз. Тип. зак.101
Цена 84 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12