

Игорь Дмитриевич Данилов

# Плейстоцен морских субарктических равнин



Издательство  
Московского университета.  
1978

## ВВЕДЕНИЕ

Цель исследований, проводимых автором в течение многих лет, - выяснение основных черт строения и закономерностей формирования плейстоценовых отложений субарктических равнин Евразии - Печорской низменности, севера Западной Сибири.

Равнины Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей занимают громадные пространства севера Евразийского материка (рис. 1). Проблемы строения слагающих их плейстоценовых отложений решаются на протяжении более ста лет. Благодаря широкой постановке глубокого бурения и применению комплексной новейшей методики изучения пород, сложились представления о преимущественно бассейновом, морском происхождении плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири [*Попов, 1953, 1961; Афанасьев, 1961; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Лазуков, 1970; Зубаков, 1972а, б; Данилов, 1962, 1969; Загорская и др., 1965; Дедеев и др., 1966; Воллосович, 1966; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Гудина, 1966; Суздальский, 1968; Безроднов, 1970; Загорская и др., 1969; Зайонц, Крапивнер, 1967; и др.*].

Изменение представлений о генезисе основных толщ плейстоценовых отложений поставило перед исследователями новый круг вопросов: о принципах стратиграфии, о возрасте новейших отложений, о соотношении оледенения и трансгрессии.

Задачей настоящей работы не является детальная порайонная характеристика строения плейстоценовых отложений. Эти материалы в большинстве своем уже опубликованы. Основное внимание сконцентрировано на узловых, проблемных вопросах, связанных с изучением плейстоценовых отложений: их генезисе, строении, возрасте, стратиграфии, условиях формирования.

Работа состоит из двух частей. Первая - посвящена в основном стратиграфии плейстоценовых отложений, вторая - рассмотрению закономерностей, особенностей строения и условий формирования их основных типов: шельфовых морских, прибрежно-морских, пресноводных и солоноватоводных бассейновых, аллювиальных, периодически осушающихся и заливаемых мелководий (ваттовых, лайдовых, озерно-аллювиальных).

Материалом для написания работы послужили результаты исследований плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири, выполненные в основном на кафедре криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ в 1959-1972 гг. Коллективу кафедры, возглавляемому проф. А.И. Поповым, автор выражает искреннюю благодарность.



## ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА СУБАРКТИЧЕСКИХ РАВНИН ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ

### Глава 1

#### О ПРИНЦИПАХ И МЕТОДАХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ МОРСКИХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Согласно концепции неоднократного распространения на территории Печорской низменности и севера Западной Сибири ледниковых покровов, климатостратиграфический принцип расчленения плейстоценовых отложений сводится к выделению моренных (ледниковых) и разделяющих их межморенных (межледниковых и межстадиальных) горизонтов. По этому методу построены многие получившие широкое признание схемы расчленения плейстоценовых отложений северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири.

При этом понимание термина «моренные» отложения даже у сторонников неоднократного распространения в названных районах покровных оледенений существенно различное. Большинство исследователей видит критерий ледникового генезиса глинистых и суглинистых отложений в наличии включений грубообломочного материала (щебня, валунов, глыб), в слабой сортированности мелкоземистого вещества [Яковлев, 1956; Заррина, Краснов, 1961; Станкевич, 1964; Лавров, 1965; Каплянская, Тарноградский, 1975; и др.]. Макро- и микрофаунистические остатки в валунных отложениях являются, по мнению этих авторов, переотложенными ледником из более древних межледниковых отложений.

Одним из безусловных доказательств ледникового генезиса слабо сортированных валунных отложений считается наличие взаимосвязанных с ними ленточных глин [Станкевич, 1964]. Согласно такому пониманию термина «моренные» отложения, большая часть разреза плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири является континентально-ледниковой, ибо валунные слабо сортированные глинистые и суглинистые разности пород преобладают в разрезе плейстоценовых отложений названных районов. Иногда они слагают до 80-90% разреза. В отдельных районах можно выделить от двух до пяти и более горизонтов слабо сортированных валунных отложений, разделенных сортированными, слоистыми, безвалунными породами.

С другой стороны, ряд исследователей, также стоящих на позициях признания неоднократных покровных оледенений равнин севера Евразии, считают валунные слабо сортированные разности глинистых и суглинистых отложений, содержащие остатки морской фауны, отложениями шельфовых арктических морей. Согласно представлениям этих исследователей, большая часть разреза плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири сложена морскими осадками [Сакс, 1945а, б, 1953; Сакс, Антонов, 1945; Лаврова, 1949; Троицкий, 1966; Гудина, 1969]. Валунны включены в морские отложения с фауной моллюсков и фораминифер. Ленточные глины, связанные постепенными переходами с валунными глинами и суглинками, рассматриваются как солоноватоводные фации морских отложений. О ледниково-морских (солоноватоводных) ленточных глинах с остатками *Portlandia arctica* Gray на Кольском полуострове пишет М.А. Лаврова [1960]. Аналогичные ленточные глины с раковинами *Portlandia arctica*, приуроченными к светлым алевроитовым слоям, описывает для низовьев Енисея и Таймырской низменности С.Л. Троицкий [1966], эстуарные ленточные глины в разрезах ингрессионной каргинской террасы отмечает В.Н. Сакс [Сакс, Антонов, 1945].

Собственно ледниковые отложения, по В.Н. Саксу, М.А. Лавровой, С.Л. Троицкому, В.И. Гудиной, имеют в общем разрезе плейстоценовых отложений подчиненное значение и представлены либо горизонтами валунно-галечных пород (перемытая морена), либо слоями валунных суглинков, лишенных фаунистических остатков, либо водно-ледниковыми песками и галечниками с валунами.

Таким образом, одни и те же толщи отложений попадают в схемах, построенных по одному и тому же принципу - выделению моренных ледниковых и разделяющих их межледниковых горизонтов, в различные генетические группы и различные стратиграфические подразделения. Например, толща темно-серых глин и суглинков с включениями грубообломочного материала, фациально замещающихся безвалунными отложениями, в Печорской низменности большинством авторов относится к морене максимального (днепровско-московского) оледенения. Аналогичная по всем литологическим признакам и строению толща темно-серых санчуговских глин и суглинков с валунами и без них на северо-востоке Западной Сибири почти всеми исследователями, за редким исключением [Заррина, Краснов, 1961; Каплянская, Тарноградский, 1975], рассматривается как морская и большинством авторов - как межледниковая [Сакс, 1945а, б, 1953; Сакс, Антонов, 1945; Стрелков, 1965; Троицкий, 1964, 1966; и др.]. Некоторые авторы относят морские по генезису (санчуговские) глины и суглинки к эпохе второго среднечетвертичного (тазовского) оледенения [Архивов, 1971]. Одни и те же толщи валунных глинисто-суглинистых отложений в различных стратиграфических схемах, построенных с учетом геологической деятельности покровных ледников, попадают в разряд морских межледниковых, ледниковых континентальных и ледниково-морских накоплений.

Изложенное показывает, что для выделения горизонтов континентальных ледниковых отложений нет убедительных критериев. Валунность и слабая сортированность отложений не являются показателями исключительно ледникового генезиса отложений. Хорошо известно в настоящее время, что донные осадки полярных шельфовых морей также содержат валуны и слабо сортированы [Самойлов, Горшкова, 1924; Кленова, 1948; Лисицын, 1961а, б; Шепард, 1969; и др.]. Наличие ленточно-слоистых осадков, как было показано, не является свойством только приледниковых условий осадконакопления. Ленточно-слоистые осадки образуются в лагунах, эстуариях и западинах морского дна.

Холмисто-западный «типично ледниковый конечноморенный» рельеф в ряде случаев непосредственно с поверхности сложен морскими осадками с фауной моллюсков и фораминифер. На северо-востоке Печорской низменности резкий холмисто-западный с бессточными озерами рельеф слагается песками с обильной фауной моллюсков - преимущественно астарт [Станкевич, 1957]. Разрез возвышенного грядового и холмистого рельефа в низовьях Енисея также представлен породами, содержащими микрофауну фораминифер и морских моллюсков [Данилов, Недешева, 1967; 1969; Слободин, Михалюк, 1967].

Вследствие ненадежности генетических критериев континентальных ледниковых накоплений и все более широкого признания морского происхождения валуносодержащих пород на севере Западной Сибири и в Печорской низменности стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений на основе выделения ледниковых (моренных) горизонтов встречает все большие затруднения. Предложения подходить к разделению морских и ледниковых отложений по наличию или отсутствию фаунистических остатков в конкретных слоях и разрезах [Архивов, Гудина, Троицкий, 1968] представляются малоубедительными. Известна фациальная изменчивость морских плейстоценовых пород. Даже соседние по положению в разрезе образцы из одного и того же литологического слоя могут содержать и не содержать фаунистические остатки. Проведенное изучение микрофауны в 10 образцах из одного и того же слоя на расстоянии всего 50 м показало, что в одних образцах содержалось 650 экз. раковин, в других - несколько десятков, а в

некоторых - фораминиферы вообще отсутствовали. Особенно неравномерно распределены в толщах морских пород остатки фауны моллюсков, которые часто образуют линзовидные скопления типа «банок» или обогащают отдельные прослои.

Климатостратиграфическое направление, основанное на выделении ледниковых и межледниковых эпох, находит свое выражение с позиции признания морского происхождения основных толщ плейстоценовых отложений на равнинах севера Евразии [Лазуков, 1970; Зубаков, 1972а, б; и др.]. Предпринимаются попытки найти отражение эпох похолоданий (оледенений) и потеплений (межледниковий) в количестве содержащегося в морских осадках грубообломочного материала [Лазуков, 1970], в изменении палинологических и фаунистических характеристик по разрезу [Лазуков, 1970; Зубаков, 1972а].

Несомненно, что различия в содержании грубообломочного материала в близких литологических разностях пород являются отражением фациальных условий осадконакопления. Однако имеют ли они стратиграфическое значение, остается неясным.

Во всех работах, посвященных характеристике плейстоценовых отложений северо-восточных (приенисейских) районов Западной Сибири, В.Н. Сакс [1945а, б; 1953; Сакс, Антонов, 1945] отмечает, что санчуговскому горизонту свойственно сочетание валунных и безвалунных разностей глинисто-суглинистых пород. Валунные глины и суглинки переходят в безвалунные как по разрезу (по вертикали), так и фациально замещают друг друга в горизонтальном направлении. Аналогичная картина наблюдается и в Печорской низменности [Данилов, 1962; 1969; Попов, 1963].

Показателен в этом отношении один из опорных разрезов (паростратотип) санчуговских отложений на правом берегу Енисея и 1 км ниже устья р. Зырянки. Основная часть обнажения сложена здесь толщей темно-серых слабо сортированных оскольчатых суглинков с включениями гравия, гальки и валунов общей мощностью около 27 м. В нижней части толщи залегает слой жирной пластичной глины темного, почти черного цвета, лишенной включений грубообломочного материала, мощностью 4 м. Следует, вероятно, предположить, что накопление глин происходило без участия ледового фактора в процессе осадконакопления, тогда как суглинки с валунами накапливались при активном участии льдов (припайных или айсберговых). Поэтому суглинки следует связывать с эпохой похолодания - ледниковья, а глины - с эпохой потепления - межледниковья, или межстадиала.

Вместе с тем в глинах содержится весьма холодноводная арктическая фауна с *Portlandia arctica siliqua* (Reeve), *Joldiella lenticula* (Moller), *J. fraterna* (Verrill et Bush). Переход глин в суглинки осуществляется постепенно - свидетельство того, что это фации одного бассейна. Согласно составу фауны моллюсков глины должны быть отнесены к эпохе похолодания в противоположность литологическим критериям.

Неоднократно как в Печорской низменности, так и на севере Западной Сибири прослеживается фациальный взаимопереход в пространстве глинисто-суглинистых валунных пород в безвалунные, сортированные алевриты, пески. О большой фациальной изменчивости салехардских отложений в низовьях Оби и чередовании в них валунных и безвалунных слоистых разностей пишет и Г.И. Лазуков [1970].

Целый ряд разрезов плейстоценовых отложений почти от поверхности до кровли коренных пород сложен однообразной, монотонной толщей темно-серых слабо сортированных мореноподобных суглинков мощностью более 100 м. Однако расположенными рядом, в тех же геоморфологических условиях, скважинами вскрывается пестрый в литологическом отношении комплекс пород, в котором можно выделить валунные фации, соответствующие ледниковьям, и безвалунные, соответствующие межледниковьям.

Приведенный материал показывает, что весьма трудно решить вопрос, с чем связано увеличение в осадках содержания грубообломочного материала: с эпохами похолоданий и потеплений или с фациальными условиями осадконакопления [Попов,

1965]. Более глубоководные - медленно накапливающиеся глины и суглинки - содержат поэтому большее количество грубообломочных включений, а быстро накапливающиеся - песчаные и алевроитовые породы - меньшее количество. Предполагается, что разнос грубообломочного материала припайными льдами и айсбергами оставался в течение времени относительно постоянным. Несмотря на убедительность в целом такой трактовки различий в содержании грубообломочного материала в морских осадках, остается непонятным его отсутствие в хорошо сортированных глинах с относительно глубоководной фауной.

Концепция отнесения валунных мореноподобных фаций к эпохам похолоданий и безвалунных - к эпохам потеплений исходит из предположения, что увеличение ледовитости морского бассейна приводит к увеличению количества поступающих на дно грубых обломков. Однако это соотношение имеет далеко не всегда прямой характер. В этой связи обратимся к материалам по современным осадкам арктических морей. Увеличение содержания в них грубообломочных включений происходит до определенного предела ледовитости [Сакс, 1952].

Баренцево и Карское моря не более холодноводны и ледовиты, чем моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. Однако грунты в Баренцевом и Карском морях содержат значительно большее количество грубообломочного материала, чем в море Лаптевых и Восточно-Сибирском [Самойлов, Горикова, 1924; Кленова, 1948; Сакс, 1952].

Для того чтобы грубообломочный материал, унесенный льдами морского припая и айсбергами, мог поступать в донные грунты, лед должен растаять в пределах акватории моря. Этот процесс в условиях холодноводных морей (Лаптевых и Восточно-Сибирского) с малоподвижными льдами происходит исключительно медленно, благодаря чему донные осадки почти не содержат грубообломочных включений, хотя галечные и даже галечно-валунные пляжи по берегам имеются в не меньшем количестве, чем в Карском море с его отмельными берегами полуостровов севера Западно-Сибирской низменности.

В более теплых Карском и Баренцевом морях припайные льды активно дрейфуют, успевают растаять и обогащают донные осадки. Активно тают здесь и айсберги. Бассейн Белого моря никак нельзя отнести к высокоарктическим бассейнам, однако донные осадки его содержат большое количество грубообломочного материала, вес которого на площади  $0,5 \text{ м}^2$  составляет 100-500 г, достигая 1209 г [Горикова, 1931].

Общей закономерностью можно считать [Сакс, 1952], что те моря, в которых ледовый покров распространен наиболее широко, является мощным и существует большую часть года, оказывая консервирующее влияние на развитие волнений, где лед малоподвижен и медленно тает, отличаются однородным тонким составом донных осадков, лишенных включений грубообломочного материала. Накопление тонких илов возможно на глубине 10 м и менее.

В тех арктических морях, ледовый режим которых менее суров, отлагаются более грубые осадки, содержащие большое количество включений грубообломочного материала. Накопление тонких илов возможно во впадинах донного рельефа на сравнительно большой глубине [Кленова, 1948; Сакс, 1952; Шенард, 1969; Emery, 1969].

Таким образом, увеличение содержания в морских осадках грубообломочного материала не есть безусловное доказательство, как это принято думать, увеличения ледовитости и холодноводности арктических морских бассейнов, т.е. не является следствием увеличения суровости климата. Для того чтобы донные осадки обогащались грубообломочным материалом, морской бассейн должен быть относительно холодноводным и иметь вдоль берегов достаточно мощные припайные льды, и в то же время являться сравнительно тепловодным (для арктических условий), чтобы припайные льды успевали растаять в пределах акватории моря, а не выносились почти полностью за его пределы.

Выделение эпох похолоданий (ледниковой) и потеплений (межледниковой) основывается иногда на данных минералогического анализа [Гольберт, Гудина,

*Левковская, 1965*]. Критерием для отнесения тех или иных горизонтов к эпохам похолоданий и потеплений является коэффициент устойчивости  $K_y$ , который вычисляется по отношению устойчивых и неустойчивых к химическому выветриванию минералов в легкой и тяжелой фракциях. Названные авторы выделяют в осадках ямальской серии низовой Оби до шести циклично повторяющихся минералогических зон, связанных с климатическими изменениями [*Гольберт, Гудина, Левковская, 1965*]. Однако, согласно Г.И. Лазукову [*1970*], «сравнение результатов анализов отложений салехардской свиты с данными по полуйской и казымской свитам позволяет сделать вывод о том, что все они в минералогическом отношении сходны». Критикуя положения, выдвинутые в работе А.В. Гольберта, В.И. Гудиной, Г.М. Левковской [*1965*], Г.И. Лазуков [*1970*] отмечает, что «в скв. 12 (нижняя Обь) отнесены к эпохам потеплений отложения с  $K_y$  1,5-1,8, а в скв. 77 (Сев. Сосьва) отложения с таким же  $K_y$  - к эпохам похолоданий. Для скв. 24 Туруханского профиля отложения с  $K_y$  2 относят к эпохам похолоданий, а в скв. 5 (Бол. Хета) к ним отнесены отложения с  $K_y$  0,5-0,7. Отложения же с  $K_y$  1,3-1,4 отнесены к эпохам потеплений». В результате критического рассмотрения данных минералогического анализа Г.И. Лазуков делает вывод о невозможности их использования для целей климатостратиграфического расчленения морских отложений севера Западной Сибири.

Наши данные также показывают, что минералогический состав морских плейстоценовых отложений по всему разрезу весьма сходный и делать на его основе стратиграфические заключения нет оснований. Кроме того, следует учитывать возможную смену во времени питающих терригенно-минералогических провинций, которая влияет на изменение количественного значения коэффициента устойчивости.

Наиболее широко применяемым методом климатостратиграфического расчленения плейстоценовых отложений, как известно, является спорово-пыльцевой анализ. Однако даже авторы, строящие стратиграфию в значительной степени с учетом данных спорово-пыльцевого анализа, признают недостаточную убедительность этих данных для толщ морских отложений. Так, Г.И. Лазуков [*1970*] констатирует для района низовой Оби: «несмотря на длительность аккумуляции морских отложений, спектры довольно однообразны, что уменьшает их роль в стратиграфическом расчленении. Это усугубляется тем, что по всему разрезу довольно много явно переотложенной пыльцы и спор палеозойских, мезозойских, палеогеновых и неогеновых растений. Их содержание часто достигает 40-50, а иногда 80-90%». И далее: «все это делает спорово-пыльцевые анализы морских отложений ненадежными при корреляциях и не позволяет использовать их в качестве основы для стратиграфического расчленения. Однако совместно с другими данными они позволяют выделять отложения полуйской, казымской и салехардской свит».

Аналогичную точку зрения о практической неприемлемости метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфии морских отложений высказывает В.А. Зубаков [*1972a*] - один из наиболее последовательных сторонников климатостратиграфического направления в расчленении плейстоцена. Он отмечает, что климатостратиграфическое расчленение новейших отложений на горизонты ледниковый и межледниковый по материалам одной только зоны морских трансгрессий практически невозможно: выполнимо только после корреляции осадков этой зоны с ледниковой зоной.

Вполне понятно стремление многих авторов увязать стратиграфию морских отложений севера Западной Сибири по ставшей широко признанной ледниковой схемой Европы, построенной главным образом, на палинологической основе. На практике же это сделать оказывается крайне затруднительным, что признают сами представители климатостратиграфического направления.

В осадках морских бассейнов споры и пыльца «местного» происхождения отсутствуют. Пыльца и споры, синхронные морским осадкам, приносятся реками и ветром с прилегающей суши. Такими крупными транзитными реками, как Обь, Енисей, несомненно существовавшими в плейстоцене, споры и пыльца могут приноситься из



очень отдаленных районов. Реки переносят вместе с влекомыми и взвешенными наносами пыльцу из более древних, размытых ими отложений, являющихся источником терригенного материала современных донных морских осадков. Переотложенная пыльца поступает в морские осадки за счет размыва побережий, а также вместе с материалом, вытаявающим из айсбергов.

Характеризуя современные айсберговые отложения южной части Индийского океана, А.П. Лисицын [1961a] отмечает, что «неожиданным было обнаружение в донных осадках близ безжизненных берегов Антарктиды, совершенно лишенных растительности, довольно большого количества пыльцы березы, ольхи, хвойных растений, миртовых, а также спор различных папоротников». И далее: «по спорам и пыльце возраст современных айсберговых осадков в разных местах мог бы быть уверенно датирован как карбон, в других местах как пермь, триас, юра, мел и даже третичный... И тем не менее осадки с такой микрофлорой являются, несомненно, современными; их возраст, определенный по ионию и радию, нигде не превышает нескольких сотен или первых тысяч лет (для самого верхнего слоя)».

Большое количество переотложений пыльцы в плейстоценовых (доказанцевских) морских отложениях низовьев Енисея отмечает Ф.М. Левина [Загорская и др., 1965]: «... в каждом образце от 50 до 90% общего состава пыльцы обычно представлены переотложенными спорово-пыльцевыми комплексами. В этой переотложенной части спектра находится пыльца таких растений, как *Tilia*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Castanea*, *Tsuga*, *Myrica*, *Carya*, *Pterocarya*, *Rhus*, *Nissa*, *Ilex* и др., относимых к третичной части спектра».

Показательно, что к переотложенной третичной пыльце относят обычно только экзотические виды, что в общем-то и естественно. Однако данные А.П. Лисицына [1961a] по айсберговым отложениям близ побережья Антарктиды показывают, что переотложенной из третичных отложений может быть и пыльца березы, ольхи, хвойных (вероятно, сосны, ели, пихты и др.), поскольку эти породы произрастали в неогене.

Из этого следует, что в составе спорово-пыльцевых спектров часть (и, может быть, весьма значительная) пыльцы растений, относимая к четвертичной, в действительности является переотложенной из более древних неогеновых пород. Это обстоятельство делает спорово-пыльцевые спектры более «лесными». На данном уровне развития спорово-пыльцевого метода трудно (вероятно, невозможно) отличить пыльцу тех видов берез, сосен, елей, которые произрастали в неогеновое и четвертичное время. Если же количество переотложенной дочетвертичной пыльцы в морских доказанцевских отложениях на севере Западной Сибири часто достигает 40-50, а иногда 80-90% [Лазуков, 1970] или обычно составляет от 50 до 90% [Загорская и др., 1965], то в составе спорово-пыльцевых спектров, несомненно, содержится также переотложенная пыльца неогеновых растений, относимая к непереотложенной четвертичной пыльце.

Сказанное выше показывает сложность и ненадежность восстановления палеогеографических и палеоклиматических условий по спорово-пыльцевым спектрам морских отложений. Всеми исследователями констатируется невыразительность, слабая изменчивость спорово-пыльцевых спектров по разрезу основных толщ морских отложений. Применяя спорово-пыльцевой метод при стратиграфии морских отложений низовьев Оби, Г.И. Лазуков [1970] делает вывод, что в отложениях казымской свиты довольно много пыльцы древесных растений (сосны, сибирского кедра, ели, древовидной березы), в отложениях же салехардской свиты количество древесной пыльцы уменьшается, в ней преобладает пыльца березы (древовидной и особенно кустарниковой). Однако далее автор отмечает, что «в некоторых разрезах различия весьма слабы и диаграммы получаются однообразными». И еще ниже: «следует указать, что в некоторых разрезах салехардской свиты преобладает пыльца древесных пород».

Более надежные результаты дает применение спорово-пыльцевого анализа при изучении морских террас, сложенных прибрежно-морскими осадками, ибо здесь

возможные источники переотложенной пыли ограничены. Поэтому третичная часть спектра в казанцевских отложениях ничтожна [Загорская и др., 1965]. По-видимому, еще более достоверно палеоландшафтные условия могут быть восстановлены по спорово-пыльцевым спектрам из озерных, лагунных, эстуарных, аллювиальных, иными словами, континентальных субаквальных отложений и, конечно, торфяников.

Расчленение плейстоценовых отложений на основе климатостратиграфического принципа производится также по смене комплексов фауны морских моллюсков [Троцкий, 1966; Зубаков, 1972а, б; и др.]. Наличие таких представителей арктической и высокоарктической фауны, как *Propeamussium groenlandicum*, *Serripes groenlandicus*, *Joldiella lenticula*, *J. fraterna*, *J. hyperborea*, *Portlandia arctica* и др., связывается с условиями холодноводного бассейна позднеледникового [Троцкий, 1964] или ледникового [Архипов, 1971; Зубаков, 1972а, б] времени. Вместе с тем другие авторы слои, вмещающие вышеназванную фауну, относят к межледниковым эпохам [Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1945а, б, 1953; Стрелков, 1965; и др.], а некоторые даже к плиоцену [Загорская и др., 1965] или к неогену в целом [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966].

Столь существенные различия в понимании палеогеографического (вернее, палеоэкологического), а следовательно, и палеоклиматического значения комплексов морских моллюсков является результатом того, что холодолюбивые виды являются преимущественно глубоководными. Во многих случаях трудно решить, с чем связано появление этого комплекса: с увеличением глубины бассейна или ухудшением климатических условий.

То же в значительной степени относится к комплексу бореальной, теплолюбивой фауны с *Cyprina islandica* L., *Cardium edule* L., ибо она всегда приурочена к прибрежно-морским, мелководным фациям.

В этой связи представляет интерес тот факт, что толщи относительно глубоководных глин и суглинков с арктической и аркто-бореальной фауной в Печорской низменности и реже на севере Западной Сибири содержат довольно частые обломки раковин *Cyprina islandica*, рассеянные по разрезу отложений. Следовательно, в период накопления глубоководных отложений с арктической фауной в прибрежных районах морского бассейна существовала бореальная фауна с *Cyprina islandica*. Согласно данным А. Кларка [Clarke, 1959], раковины из глубоководных донных осадков Северного Ледовитого океана являются мелководными формами и большинство из них перенесено льдами из мелководных зон шельфовых морей.

Один из высокоарктических видов, который принято считать показателем суровых ледниковых климатических условий на севере Евразии, - *Portlandia arctica* «широко распространен среди современной бентальной фауны открытых частей Енисейского залива» [Троцкий, 1966]. Известно, что условия в современном Енисейском заливе отнюдь не приледниковые.

Холодноводный арктический и высокоарктический комплекс моллюсков часто сочетается с наиболее богатым в видовом и количественном отношении (туруханско-колвинским) комплексом фораминифер, говорящем о нормальных условиях солености [Гудина, 1969] и относительной теплопроводности морского бассейна [Загорская и др., 1965].

В некоторых случаях удается наблюдать сочетание в одних и тех же слоях (в одном обнажении) арктической и бореальной фауны. Смешанный комплекс фауны морских моллюсков обнаруживается, например, по всему разрезу плейстоценовых отложений юго-западных склонов Пай-Хоя в низовьях Хей-Яги (правого притока Коротаихи).

Вскрывающиеся в основании разреза сизовато-серые глины с валунами содержат таких представителей высокоарктической и арктической фауны, как *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Cardium ciliatum* Fabr. Преобладает преимущественно арктический относительно глубоководный вид - *Astarte montagui* var. *striata* Leach. Вместе с тем в глинах присутствуют бореальные виды - *Balanus hameri* (Asc.), *Mytilus edulis* L., *Cyprina islandica* L., богатый комплекс микрофауны фораминифер (26 видов, до 629 экз. в образце)

и морских остракод (7 видов). В залегающих выше тонкозернистых песках наряду с высокоарктическими *Serripes groenlandicus* и *Cardium ciliatum* встречены бореальные - *Buccinum undatum* L. и *Cyprina islandica*. Сочетание *Serripes groenlandicus* и *Cyprina islandica* характерно и для вышележащей толщи темно-серых слабо сортированных мореноподобных суглинков. Остатки *Cyprina islandica* во всех типах рассмотренных отложений представлены исключительно обломками. В песках обломки многочисленны, в глинах и суглинках они редки, но достаточно постоянны. Наличие редких постоянно встречающихся обломков раковин циприн по всему разрезу плейстоцена близ юго-западных подножий Пай-Хоя, и в том числе в глубоководных глинах и суглинках, наряду с арктической и высокоарктической фауной связано с тем, что в близко расположенных предгорьях Пай-Хоя проходила древняя береговая линия морского палеобассейна. В литоральных условиях обитала прибрежная мелководная и в то же время относительно тепловодная фауна, которая выносилась из зоны литорали волнениями и припайным льдом. Обломки раковин *Cyprina islandica* обычно оглажены и происходят от крупных толстостенных экземпляров, раковины арктических и высокоарктических видов мелкие и тонкостенные, как правило, давленные.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что в условиях одного бассейна в одно и то же время возможно сочетание «холодноводных» (глубоководных) и «тепловодных» (мелководных) фаун. Иными словами, состав фаунистических комплексов определяется главным образом фаціальными (палеоэкологическими) условиями осадконакопления.

Недоучет этого обстоятельства приводит к противоречивым выводам. Так, обычно все пески, содержащие бореальную фауну с *Cyprina islandica*, в низовьях Енисея и на западе Таймырской низменности рассматриваются как казанцевские. Отнесенные к ним пески с бореальной фауной в верховьях р. Агапы на западе Таймырской низменности [Троицкий, 1966] получили, согласно данным В.А. Зубакова [1972б], абсолютную датировку возраста по  $U^{234}/U^{238}$   $164\ 000 \pm 5\ 000$  лет, т.е. возраст их более древний, чем казанцевский. Аналогичным образом к бореальным относились отложения с *Cyprina islandica* близ с. Пупкова в низовьях Енисея, возраст которых оказался по  $U^{234}/U^{238}$  равным  $170\ 000 \pm 10\ 000$  лет [Зубаков, 1972б].

Количество примеров можно было бы умножить, но и приведенные наглядно показывают, что состав бентосной фауны моллюсков в значительной степени определяется фаціальными и палеоэкологическими условиями бассейна. В пределах одного и того же бассейна, но в разных его частях состав бентосной фауны может быть существенно различным. И определяется он не столько похолоданием или потеплением климата, сколько общими процессами миграции фауны, обуславливающими эволюцию комплексов, и экологическими условиями ее обитания, которые контролируются не только температурой, но и питанием, глубиной, грунтами, газовым и гидрологическим режимами, соленостью и т.д.

Хорошо иллюстрируют влияние грунтов на состав донной фауны наблюдения в заливе Фанди [Kindle, 1916]. На мягком черном илу на глубине 2,6 м обнаружено 14 видов моллюсков, на дне из каменистых пород и песка (глубина от 3,6 до 10,2 м) - 26 видов. При этом общими оказались только 3 вида. В ископаемом состоянии два современных фаунистических комплекса вполне могли быть отнесены к различным стратиграфическим горизонтам. Тот же автор [Kindle, 1930] отмечает, что раковины *Cardium edule* на литорали восточного побережья Англии имеют угнетенную форму в песках черного цвета, обогащенных разлагающимся органическим веществом и, следовательно,  $H_2S$ . Их раковины вдвое меньше, чем раковины того же моллюска, живущего на песках светлого цвета.

Подводные наблюдения М.В. Проппа [1962] на сублиторали Баренцева моря в районе восточного Мурманского побережья показывают, что на каменистых грунтах обнаруживаются участки с богатой теплолюбивой фауной, тогда как остальная площадь

дна характеризуется преобладанием холодноводных видов. По сезонам (летом и зимой) границы отдельных видов заметно мигрируют по горизонтали и глубине.

В последнее время стратиграфия морских плейстоценовых отложений севера Западной Сибири и Печорской низменности в значительной степени строится на результатах микрофаунистического анализа [*Загорская и др., 1965; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Гудина, 1966, 1969; и др.*] и в основном по смене комплексов фораминифер. Микрофаунистический анализ существенно способствовал установлению широкого распространения морских отложений на равнинах севера Евразии (как по разрезу, так и на площади). Он, несомненно, может быть использован при решении стратиграфических задач. Однако основывать стратиграфию морских отложений только (или даже в основном) на данных микрофаунистического анализа вряд ли рационально.

В.И. Гудина [*1966*] пишет о полном несоответствии комплексов фораминифер и литолого-стратиграфических горизонтов севера Западно-Сибирской низменности. Наблюдения показывают, что в пределах одного и того же горизонта пород, отвечающего определенному этапу развития морского бассейна, комплексы микрофауны могут быть весьма различны.

В единой толще темно-серых глин и суглинков Печорской низменности и санчуговских глин и суглинков северо-востока Западной Сибири комплексы фораминифер меняются на площади, что отражает изменение палеоэкологических условий обитания микрофауны. В Печорской низменности отчетливо прослеживается обеднение микрофаунистических комплексов к ее окраинам по мере приближения к предполагаемым берегам бассейна. Комплексы фораминифер меняются даже в одном и том же обнажении, но в разных его частях.

Вышеизложенные материалы показывают, что стратиграфическое расчленение морских отложений по количеству содержащегося в них грубообломочного материала, на основе их палинологической характеристики, по составу содержащейся макро- и микрофауны не является достаточно обоснованным и убедительным. Более убедительные результаты дает сочетание названных методов, но и оно не в состоянии решить задачу стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений, поскольку различные методы приводят часто к противоположным выводам: несоответствие микрофаунистических комплексов литологическим [*Гудина, 1966*]; богатые тепловодные комплексы фораминифер совместно с холодноводной арктической фауной моллюсков [*Загорская и др., 1965; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; и др.*], арктическая фауна и лесные спорово-пыльцевые спектры [*Загорская и др., 1965*] и т. д.

Наиболее надежным методом стратиграфического расчленения толщ новейших отложений бассейнового происхождения представляется ритмостратиграфический. Он базируется на учете тектонических движений колебательного характера. Выделенные на его основе толщи характеризуются фаунистически и флористически, что позволяет судить о палеогеографической обстановке осадконакопления в бассейнах седиментации и на прилегающей суше. Иными словами, в морском плейстоцене выделяются крупные этапы трансгрессий и регрессий, запечатленные в общем строении толщ. Внутри этих крупных этапов выделяются более мелкие ритмы, соответствующие трансгрессивным или ингрессивным, регрессивным фазам, фазам максимума трансгрессий. Осадки каждой из соответствующих фаз на основе литологического и палеонтологического материала характеризуются с точки зрения палеогеографических условий их накопления. Помимо того, морские отложения, слагающие современный рельеф, образуют четко выраженные террасовые уровни, прослеживающиеся на широких пространствах, что позволяет использовать геоморфологические данные для целей ритмостратиграфического расчленения морских толщ.

Ритмостратиграфический метод, дополненный палеонтологическими данными, уже достаточно широко применяется при расчленении плейстоценовых отложений Печорской

низменности [Дедеев и др., 1966; Попов и др., 1969] и севера Западной Сибири [Кузин и др., 1961; Загорская и др., 1965; Слободин, Суздальский, 1969].

Н.И. Николаевым [1962] показано геоморфологическое и стратиграфическое значение крупных колебательных неотектонических движений, которые охватывают более или менее одновременно крупные геотектонические структуры (складчатые зоны, материковые платформы) или даже материки. Согласно Н.И. Николаеву, в неотектонический этап развития все континенты испытали в неогене общее воздымание, затем в нижнем и среднем плейстоцене общее опускание и в верхнеплейстоценово-голоценовое время вновь поднятие. Установленные закономерности проявления колебательных неотектонических движений в геологической истории Земли открывают широкие возможности для корреляции морских отложений и сложенных ими уровней рельефа на огромных пространствах, а возможно, и для Земли в целом. Временные интервалы выделенных Н.И. Николаевым трех основных этапов неотектонического развития, возможно, требуют уточнения, но несомненны последовательность их проявления и общая синхронность.

Так, на севере Евразии практически повсеместно в неогене фиксируется этап регрессии и глубокого эрозионно-денудационного расчленения рельефа. Днища погребенных толщами плейстоценовых отложений долин фиксируются на глубинах до 150-200 и даже 300 м и более ниже современного уровня моря. Следовательно, во время их формирования поверхность арктического шельфа была сушей, относительное поднятие которой над современным уровнем моря составляло не менее 150-300 м. В конце плиоцена (в эоплейстоцене) начинается этап повсеместного опускания, который продолжался вплоть до конца среднего плейстоцена. Это привело к широкому развитию трансгрессий в западном секторе субарктической Евразии, сформировавших мощный покров морских осадков.

После того как были накоплены осадки, слагающие наиболее возвышенные пространства аккумулятивных равнин, т.е. с верхнего плейстоцена, начинается новый этап восходящего неотектонического развития, выразившийся в формировании серии террасовидных геоморфологических водораздельных уровней, морских и речных террас.

На фоне отмеченных крупных ритмов, обусловленных макроколебаниями, прослеживаются колебательные движения второго порядка, с которыми связано ритмичное строение морских толщ, а также формирование отмеченных уровней рельефа и террасового комплекса [Николаев, 1962; Афанасьев, 1975]. Б.Л. Афанасьевым показана закономерная упорядоченность во времени и пространстве колебаний второго порядка, из чего следует, что неотектонический контроль осадочного процесса и рельефообразования в новейший геологический этап развития Земли осуществлялся на достаточно дробном таксономическом уровне. Количество колебаний мелкого порядка на фоне крупных не произвольно и поддается учету по ритмам осадочных толщ или ярусам слагаемого ими рельефа. Установление временных интервалов каждого ритма колебательных движений второго порядка и закономерности их проявления во времени открывают широкие возможности для стратиграфического расчленения новейших отложений и их корреляции в пространстве.

Так, толщи бассейновых отложений, слагающие в основном равнины севера Западной Сибири и Печорской низменности, имеют четкую ритмичную последовательность в напластовании, отражающую изменение во времени характера колебательных движений и вызванных ими трансгрессий и регрессий (рис. 2).

Ритмостратиграфический метод расчленения морских отложений равнин севера Евразии лежит в основе настоящей работы. При этом, конечно, нами учитывается литолого-фациальное строение каждого осадочного ритма, в основном и отражающее ту или иную фазу развития бассейна, геологическое положение слоев и взаимоотношения с перекрывающими и подстилающими породами, их палеонтологическая характеристика. Важным критерием стратиграфического расчленения морских плейстоценовых отложений

являются геоморфологические условия их залегания, принадлежность к различным уровням водораздельного рельефа и морским террасам. Выделенные на основе ритмостратиграфического принципа горизонты сопоставляются на обширных территориях севера Западно-Сибирской и Печорской низменностей.

## Глава II

### СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Строение плейстоценовых отложений Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей имеет большое сходство, что уже отмечалось в литературе А.И. Поповым [1965].

Плейстоценовые отложения залегают на глубоко размытой поверхности коренных пород, которая наиболее опущена на днищах погребенных долин и в тектонических депрессиях. В низовьях Печоры древние погребенные долины фиксируются на абсолютных отметках до -100, -150 м, в низовьях Оби -200, -250 м, в низовьях Енисея известны глубины залегания кровли коренных пород на абс. высоте -380 м. На выступах рельефа коренного ложа иногда прослеживается ровный срезанный контакт абразионного типа.

В разрезе основной толщи преимущественно морских пород, залегающей от поверхности современных возвышенных водоразделов до кровли коренных пород на дне погребенных долин и в тектонических депрессиях, прослеживается несколько горизонтов, соответствующих различным фазам развития крупной и долговременной морской трансгрессии.

Снизу вверх выделяются отложения, соответствующие ингрессионной фазе развития бассейна (трансгрессивная стадия и стадия максимума ингрессии), первой регрессивной фазе, фазе максимума трансгрессии и заключительной (второй) регрессивной фазе.

В комплекс пород, слагающих рельеф возвышенных водоразделов с абс. высотами до 200-250 м, вложены отложения террасовидной поверхности на абс. высоте до 60-80 м (иногда 100 м). Наиболее молодыми являются отложения долинного комплекса рек и соответствующие им морские террасы.

Представление об основных закономерностях строения плейстоценовых отложений дает корреляционная таблица плейстоцена Печорской низменности и севера Западной Сибири (табл. 1), а также иллюстрирующая ее схема (рис. 3).

#### Отложения ингрессивного горизонта (трансгрессивная стадия)

В основании разреза погребенных долин, выполняя их днища, залегает горизонт песчано-галечных, валунно-галечных или песчаных пород. Вскрытые опорной скважиной в районе Усть-Порта в низовьях р. Енисея на дне древней погребенной долины значительно ниже современного уровня моря валунно-галечные отложения были отнесены В.Н. Саксом [*Сакс, Антонов, 1945*] к перемытой морене максимального для данной территории покровного (самаровского) оледенения.

Те же галечники и валунно-галечные отложения в основании разреза плейстоценовых отложений в низовьях Енисея рассматриваются Н.Г. Загорской и ее соавторами [1965] как шtrandовые фации трансгрессирующего морского бассейна. Аналогичные отложения трансгрессивного (печорского) горизонта были ранее выделены А.И. Поповым [1961] в низовьях Печоры. Однако фаунистическая характеристика отложений отсутствовала.

Наши материалы показывают, что валунно- и песчано-галечные отложения в основании разреза древних погребенных долин содержат морскую микрофауну и являются прибрежно-морскими фациями трансгрессирующего моря. Они вскрыты, например, рядом скважин в верховьях Большой Хеты на левобережье Енисея. Этот район вместе с близлежащим районом Усть-Порта является опорным стратотипическим для расчленения плейстоценовых отложений северо-востока Западной Сибири.

В скважине 27 (рис. 4) на абс. высоте -100 м в основании толщи, выполняющей погребенную долину, близ контакта с нижележащими коренными породами залегает прослой валунно-галечных отложений мощностью 3 м. К сожалению, при подъеме керна мелкоземистый заполнитель не сохранился, что не позволило провести его микропалеонтологическое изучение. Но ниже валунно-галечного слоя, непосредственно на контакте с коренными породами, т.е. в основании разреза погребенной долины, залегает слой мелкозернистых песков мощностью 2,65 м, в котором обнаружен комплекс микрофауны фораминифер и остракод. Фораминиферы представлены девятью бентосными видами (здесь и далее определения Г.Н. Недешевой): *Proteonina difflugiformis* (Brady) - 3 экз., *Buccella hannai arctica* Voloshinova - 2 экз., *Alabaminoides mitis* (Gudina) - 2 экз., *Cribrononion incertus* (Williamson) - 1 экз., *Elphidium subclavatum* Gudina - 15 экз., *Elphidium granatum* Gudina - 1 экз., *Protelphidium orbiculare* (Brady) - 3 экз., *Cassidulina subacuta* (Gudina) - 11 экз., *Islandiella islandica* (Norvang) - 1 экз. и планктонным видом - *Acarinina compacta* Gudina - 1 экз. Общее содержание раковин в образце составляет 40 экз. Среди фораминифер присутствуют два вида, не отмеченные в вышележащих породах, вскрытых скважиной, - *Proteonina difflugiformis* и *Acarinina compacta* - планктонный вид, один из трех планктонных видов фораминифер, присутствующих только в нижних горизонтах плейстоценовых отложений района низовьев Енисея.

В этих же песках обнаружен один вид морских остракод - *Cytheropteron* sp. 3 (определение Е.В. Постниковой).

Следует отметить, что в Усть-Енисейском районе В.Н. Саксом [1953] ниже галечников, относимых к морене самаровского горизонта, в депрессиях дочетвертичного рельефа выделялись глины с морскими диатомеями.

В скважине 26а (см. рис. 4), расположенной, как и скв. 27 в верховьях р. Большой Хеты, микрофауна фораминифер и остракод присутствует непосредственно в супесчаном заполнителе валунно-галечного слоя, а также в супесях и песках с галькой, залегающих между слоями валунно-галечных отложений и мореноподобных валунных суглинков на абс. высоте от -64 до -76 м.

В слое валунно-галечных отложений фораминиферы представлены следующими видами: *Cribrononion obscurus* Gudina - 2 экз., *Elphidium subclavatum* - 2 экз., *Protelphidium orbiculare* - 5 экз., *Cassidulina subacuta* - 2 экз.

В прослоях песков и супесей, залегающих между валунно-галечными и мореноподобными отложениями, в составе фораминифер определены: *Pyrgo williamsoni*, *Glandulina laevigata*, *Buccella hannai arctica*, *B. troitzkyi* Gudina, *Alabaminoides mitis*, *Elphidium subclavatum*, *E. sp. 3*, *Protelphidium orbiculare*, *P. parvum* Gudina, *Cribroelphidium goesi* (Stschedrina), *Cassidulina subacuta*, *Islandiella islandica*, *Cassandra teretis* (Tappan), *Planocassidulina norcrossi*. Общее количество экземпляров в образце колеблется от 5 до 29, количество видов - от 3 до 9.

В заполнителе из валунно-галечных отложений обнаружен также один вид морских остракод - *Cytheretta teshekpukensis* Swain n. sp., а в подстилающих их песках с галькой два вида - *Cytheridea papulosa* Bosquet и *Heterocyprideis sorbyana* (Jones).

В Печорской низменности в базальном валунно-галечном слое, залегающем на контакте с коренными породами, фораминиферы обнаружены в скв. 301 (рис. 5), расположенной в верховьях Воркуты. Валунно-галечные отложения вскрываются в интервале глубин 112,5-125 м. Фораминиферы представлены: *Elphidium subclavatum* - 8 экз., *Elphidium obesum* Gudina - 2 экз., *Protelphidium orbiculare* - 6 экз., *Islandiella islandica* - 4 экз., *Buccella hannai arctica* - 1 экз.

Таким образом, имеются основания утверждать, что накопление самых нижних, в том числе и валунно-галечных, горизонтов плейстоценовых отложений, выполняющих погребенные долины, соответствует начальному этапу морской трансгрессии. Валунно-галечный материал включен в морские осадки в результате перемыва более древних, вероятно аллювиальных, отложений, существовавших в переуглубленных долинах.



Поскольку валуны имеют обычно небольшие размеры (0,1-0,2 м), их присутствие вполне объяснимо в древнем аллювии.

Выше по разрезу в погребенных долинах, лишь изредка выходя за их пределы и располагаясь в основании чехла четвертичных отложений, залегает толща пород песчаного, алевритового и песчано-алевритового состава с немногочисленными включениями гальки, гравия и реже мелких валунов. Мощность отложений 60-80, иногда достигает 120 м (скв. 27). Отличительной их чертой является содержание по всему разрезу небогатого комплекса фораминифер и остракод. Комплекс фораминифер в низовьях Оби выделен В.И. Гудиной [1966] под названием тильтимского, а соответствующий ему в низовьях Енисея - болгохтохского [Гудина, 1969] или варомыяхинского [Слободин и др., 1967].

Согласно данным В.И. Гудиной [1969], для болгохтохского комплекса фораминифер характерно небольшое число видов, которые представлены в основном эльфидами. Кассидулины, исландиеллиды, полиморфиниды и другие семейства имеют более бедный видовой состав. Видовое и количественное преобладание эльфиид свидетельствует о пониженной солености и мелководности бассейна, в котором накапливались вмещающие микрофауну осадки.

Наши данные по ранее упомянутым скважинам 26а и 27 (см. рис. 4), расположенным в верховьях р. Большой Хеты, свидетельствуют о том, что этому комплексу свойственно сравнительно большое видовое разнообразие и количественное содержание раковин в образцах (от 1-13 до 83 экз.; 5-10, реже - 15 видов). В целом по скв. 27 комплекс фораминифер, присутствующий в песках, алевритах и супесях, слагающих нижнюю часть разреза скважины, включает 35 видов (табл. 2).

В видовом составе фораминифер, так же как и в болгохтохском комплексе В.И. Гудиной [1969], преобладают эльфииды. В относительно больших количествах присутствуют кассидулины и в меньшей степени - букцеллы. Показательно наличие единичных раковин *Alabaminoides mitis* - вида, который В.Я. Слободин [Загорская и др., 1965] и В.И. Гудина [1969] считают характерным для вышележащих устьсоленинских (туруханских) слоев.

В районе Печорской низменности в основании разреза плейстоценовых отложений, во впадинах рельефа коренных пород также отмечается комплекс преимущественно песчаных пород, залегающих на валунно-галечных и содержащих небогатую микрофауну. Согласно Н.Г. Загорской и др. [1969], в этих отложениях присутствуют остракоды *Cytherissa lacustris* Sars - вида, считающегося пресноводным, но, по данным Е.В. Постниковой, способного выдерживать осолонение, так как в верхнеплейстоценовых отложениях низовьев Оби он встречается совместно с единичными фораминиферами.

Данные по условиям залегания пород и составу микрофауны говорят о накоплении осадков в мелководном, вероятно, опресненном бассейне, соответствовавшем начальным этапам начавшейся ингрессии.

### **Отложения горизонта максимума ингрессии**

Вверх по разрезу песчано-алевритовые, песчаные, песчано-галечные и галечно-валунные отложения начальных трансгрессивных фаз развития ингрессионного морского бассейна сменяются более глубоководными алеврито-глинистыми, алеврито-песчанистыми и глинистыми породами, содержащими относительно небольшое количество включений грубообломочного материала преимущественно гравийно-галечной размерности, а также мелкие валуны размером 0,2-0,3 м в поперечнике.

Глины обычно лишены слоистости, которая прослеживается в алевритовых разностях пород. Иногда встречаются прослои слабо сортированных мореноподобных суглинков. Глинистые породы во многих случаях обогащены хорошо разложившимся органическим веществом и имеют характерный запах разлагающейся органики. В

слоистых алевролитах залегают тонкие прослойки растительного детрита. Для глин и суглинков характерны стяжения сульфидов железа. Только в этих фациях отложений в Печорской низменности близ юго-западных склонов Пай-Хоя обнаружены конкреции с доломитовым цементом. Мощность отложений достигает 80-100 м, составляя в среднем 40-50 м. Приурочены они главным образом к погребенным долинам и депрессиям в кровле коренных пород, но иногда выходят за их пределы. Для отложений этого горизонта характерен богатый в видовом и количественном отношении комплекс микрофауны фораминифер и остракод, близкой по составу как в Печорской низменности, так и на севере Западной Сибири. Отложения содержат относительно глубоководную и холодноводную фауну моллюсков. Комплексы макро- и микрофауны свидетельствуют о значительных глубинах бассейнов седиментации вмещающих отложений и нормальной солености вод.

В Печорской низменности в основном глинистые отложения максимума ингрессии, содержащие богатый комплекс фораминифер, выделены в колвинскую свиту [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Волосович, 1966], на северо-востоке Западной Сибири в низовьях Енисея они известны как туруханские слои [Загорская и др., 1965], впоследствии переименованные О.В. Суздальским и В.Я. Слободным [1969] в усть-соленинские.

В Печорской низменности в опорной скважине СДК-80 (колвинская депрессия) рассматриваемые отложения представлены горизонтально-слоистыми зеленовато-серыми глинами, серыми суглинками с прослоями глины и песка или без них, но с включениями гравия и гальки, реже - супесями и песками, иногда с редкой галькой и гравием. Как следует из приведенного описания, литологический состав пород, относимых к колвинским слоям, весьма пестрый, но преимущественно глинистый.

Согласно данным И.Н. Семенова [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966], в колвинских отложениях комплекс фораминифер насчитывает 53 вида, количественное содержание раковин колеблется от нескольких сотен до 2-6 тыс. экз. на 25 см<sup>3</sup> породы.

Для колвинских отложений В.С. Зархидзе [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966] выделяет комплекс характерных морских моллюсков: *Joldiella lenticula*, *J. fraterna*, *Propeamussium groenlandicum*, *Nucula tenuis* (Mont.), *Macoma calcarea* Chemn, *Leda pernula* Müll. Кроме того, в этом комплексе присутствуют *Astarte elliptica* Brown, *Musculus nigra* (Gray), *Dentalium* sp., *Balanus* sp., а также офиуры, мшанки, спикулы губок.

В колвинских отложениях обнаружены морские остракоды: *Cytheridea sorbiana* (Jones), *C. papulosa* Bosquet, *C. sp.*, *Cytheris dunelmensis* (Norman), *C. concinea* Jones, *C. sp.*, *Krithe* sp., *Scleroshilus* cf. *contortus* (Norman) - определения Е.В. Постниковой [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966].

Обычно колвинские слои Печорской низменности залегают глубоко в депрессиях коренного ложа и в погребенных долинах ниже уреза рек и ниже современного уровня моря. Тем больший интерес представляют изученные выходы пород с богатыми комплексами макро- и микрофауны, близкими колвинским, на юго-западных склонах Пай-Хоя в нижнем течении правых притоков р. Коротаихи - рек Хей-Яги и Нямдо-Ю.

Здесь в основании разреза четвертичных отложений на коренных породах (абс. высоты 20-30 м) обнажаются темно-серые (почти черные) глины и тяжелые суглинки, содержащие частые включения гравия, гальки и редкие валуны до 0,2-0,3 м в поперечнике. Характерно присутствие прослоев растительного детрита, отдельных древесных остатков и гнездовидных скоплений растительного материала. Комплекс фораминифер в глинах и суглинках насчитывает 25 видов, количественное содержание раковин в образце составляет 256-629 экз.

Согласно определениям В.Я. Слободина, фораминиферы представлены: *Pyrgo williamsoni* (Silvestri), *Miliolina trichedra* (Loeblich et Tappan), *M. cf. oblonga* (Montagu), *M. cf. subrotunda* (Montagu), *Lagena laevis* (Montagu), *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *G. sp. indet.*, *Buccella frigida* (Cushman), *Buccella sp. nova*, *B. sp. sp.*, *Alabamina sp.*, (*Alabaminoides mitis* Gudina), *Nonionellina labradorica* (Dawson), *Elphidium clavatum*

Cushman, *E. orbiculare* (Brady), *Elphidium subarcticum* Cushman, *E. sp. 1*, *E. sp. 3*, *E. sp. indet.*, *Criboelphidium goesi* (Stschedrina), *Virgulina loeblichii* Feyling-Hanssen, *Cassidulina islandica* Norvang, *C. islandica* Norvang var. *norvangi* Thalmann, *C. teretis* Tappan, *C. sp. sp.*

Количественно преобладают кассидулиниды (*Cassidulina teretis* - до 129 экз., *C. islandica* - до 37 экз., *Cassidulina islandica* var. *norvangi* - до 61 экз.) и эльфидаиды (*Elphidium clavatum* - 91 экз., *E. subarcticum* - 58 экз., *E. sp. 1* - 13 экз., *E. sp. 3* - 65 экз., *Criboelphidium goesi* - 83 экз.). Высокого содержания и разнообразия достигают букцеллы и милиолины. Присутствует показательный для колвинских отложений вид - *Alabaminoides mitis*.

Наряду с фораминиферами комплекс микрофауны включает морские остракоды, которые, по определению О.М. Лев, представлены: *Trachyleberis dunelmensis* (Norman), *Eucytherura implicata* Mand., *E. concavitis* Mand., *Krithe duplicata* Mand., *Cytheropteron* sp. sp., *Немусыthere concinna* (Jones), *Clythrocytheridea sorbyana* (Jones). Количественно преобладают *Cytheropteron* sp. sp., *Немусыthere concinna*.

В сизых глинах и суглинках обнаруживается также богатая фауна морских моллюсков и ракообразных. Большинство раковин моллюсков с сомкнутыми створками, покрыты эпидермисом, очень тонкостенные и давленные. Среди фаунистических остатков М.А. Лавровой определены: *Balanus hameri* Asc., *B. crenatus* Brug., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Polynices pallidus* (Brod. et Sow.), *Trophonopsis truncatus* (Strom), *Admete viridula* (Fabr.), *Leda pernula* (Müll.), *Mytilus edulis* L., *Modiolus modiolus* L., *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Cardium groenlandicum* (Gmelin), *Cardium ciliatum* Fabr., *Astarte montagui* Dillw., *A. montagui* Dillw. var. *striata* Leach., *A. borealis* (Chemn.), *Cyprina islandica* L. (обломки толстостенных раковин), *Macoma (Tellina) calcarea* Chemn., *Macoma baltica* L., *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L., *Cyrtodaria jennissea* Saxe.

Обращает на себя внимание факт нахождения наряду с тонкостенной фауной, характерной для тонких глинистых пород, слегка оглаженных обломков крупных толстостенных раковин *Cyprina islandica* L., несомненно принесенных из более мелководных и лучше прогреваемых частей бассейна.

Показательно присутствие в глинах во всех разрезах включений гравия и гальки, а также валунов. Валунки небольших размеров и хорошо окатаны. Происхождение валунов в основном эрратическое, уральское, но высоко также содержание валунов местных перм-триасовых пород. Наличие валунного материала в глинах указывает с очевидностью, что уже на первых этапах своего существования в колвинское время морской бассейн был ледовит. Разнос грубообломочного материала осуществлялся в основном припайными льдами. Айсберги либо отсутствовали, либо имели ограниченное распространение, так как крупные валуны и глыбы в осадках отсутствуют, несмотря на близость Пай-Хоя и Полярного Урала.

Наиболее достоверным аналогом колвинских отложений на северо-западе Западно-Сибирской низменности являются отложения, вскрытые скв. 11 в с. Мужы в интервале глубин 129,7-138,0 м [Зайонц, Крапивнер, 1967]. Они представлены, по описанию этих авторов, переслаиванием суглинков и глин, образующих прослой мощностью от 0,4-0,6 м (глина) до 1,0-1,3 м (суглинок). Суглинки темно-серые (с зеленоватым или синеватым оттенком) однородные с включениями мелкой гальки и гравия (2-5%). Глина жирная темно-коричневая (до черной), листоватая. Все разности пород переполнены растительным детритом, который в ряде случаев образует прослой толщиной 2-3 мм. Встречаются гнезда вивианита. Суглинки и в меньшей степени глины содержат большое количество тонкостенных раковин хорошей сохранности в виде скоплений или разрозненных экземпляров.

Среди остатков фауны В.С. Зархидзе [Зайонц и Крапивнер, 1967] определил: *Propeamussium groenlandicum*, *Macoma* cf. *calcarea*, *Nucula tenuis*, *Bathyarca glacialis* Gray, *Mytilus* (?) juv.

Авторы приводят данные о наличии в этих же породах богатого комплекса фораминифер, насчитывающего более 40 видов, количественное содержание раковин в образце (на 25 см<sup>3</sup> породы) составляет несколько тысяч экземпляров.

И.Л. Зайонц и Р.Б. Крапивнер предлагают выделять отложения, вмещающие макро- и микрофауну, в мужинскую свиту, относя ее к миоцену.

В.И. Гудина [1966] выделяет наиболее богатую в видовом и количественном отношении микрофауну фораминифер в обский комплекс, который характеризует маломощные слои, залегающие примерно в средней части разреза морских четвертичных отложений. Они представлены преимущественно алевроитовыми глинами, содержащими включения гальки и гравия, которые могут отсутствовать или быть весьма редкими.

Видовое разнообразие фораминифер в разрезах обычно не менее 10, иногда оно достигает 15-18. Основную часть обского комплекса формируют эльфидииды (68-80%) и кассидулиниды (10-25%), составляя вместе 90-95% всего комплекса. Среди эльфидиид количественно преобладают *Elphidium subclavatum* и *Protelphidium orbiculare*. Основными видами кассидулинид являются *Islandiella islandica* и *Cassidulitia subacuta*.

Прочие семейства представлены небольшим числом экземпляров отдельных видов, но среди них встречаются характерные только для обского комплекса. К их числу относится, во-первых, *Alabaminoides mitis*. «В слоях, расположенных стратиграфически выше, эта форма не встречается» [Гудина, 1966]. Другим показательным видом является *Glandulina laevigata*, который присутствует и выше по разрезу, но в обском комплексе он встречается чаще и в большем количестве экземпляров (до 10 и более).

Характерными видами для обского комплекса помимо перечисленных являются: *Fissurina orbignyana* Seguenze, *F. sacculus* (Fornasini), *Angulogerina fluens* Todd.

В обском комплексе кроме бентосных известковистых фораминифер отмечены В.И. Гудиной единичные планктонные формы, а также отдельные экземпляры песчаных фораминифер: *Haplophragmoides* sp. и *Trochammina* sp.

Совместно с фораминиферами присутствуют редкие створки остракод. *Clithrocytheridea sorbiana* (Jones), *Hemicythere concinna* (Jones), *Cytheropteron punctatum* Brady, *Krithe glacialis* Brady, Crosskey et Robertson [Гудина, 1966].

На северо-востоке Западной Сибири, в низовьях Енисея, ингрессионные отложения с богатым в видовом и количественном отношении комплексом микрофауны известны наиболее широко.

Для туруханских (усть-соленинских) отложений, по данным В.Я. Слободина [Загорская и др., 1965], характерны два неизвестных в вышележащих осадках вида фораминифер: *Glandulina laevigata* и *Alabamina* sp. (*Alabaminoides mitis* Gудина) [Суздальский, Слободин, 1969]. В видовом составе преобладают разнообразные милиолиды. Эльфидииды достигают большого содержания, но не разнообразны в видовом отношении и представлены в основном двумя видами: *Elphidium clavatum* и *Elphidium* sp. 1. То же относится к кассидулинидам, среди которых наиболее часто встречается *Cassidulina islandica* Norvang var. *norvangi* Thalmann. Булиминиды представлены четырьмя видами.

По данным В.И. Гудиной [1969], туруханский комплекс фораминифер в низовьях Енисея насчитывает 40 видов, некоторые из них представлены большим числом особей. Общее количество раковин достигает 2,5-3 тыс. экз. Наряду с фораминиферами присутствуют створки остракод, иглы морских ежей, зубы и отолиты рыб. Фауна морских моллюсков в отложениях с туруханским комплексом микрофауны, по определению С.Л. Троицкого, представлена: *Joldiella fraterna* (Verrill et Bush), *J. lenticula* (Montagu), *Dentalium enialis* L., *D.* sp., *Nucula tenuis* Mont., *Bathyarca glacialis* Gray, *Macoma calcarea* (Chemnitz), *Thyasira gouldi* (Phil.), *Cylichna* sp. indet., *Musculus* sp. indet., *Leda* sp. [Гудина, 1969].

В разрезах исследованных нами скважин 26а и 27 (см. рис. 4) в верховьях Большой Хеты породы с очень богатым комплексом микрофауны (туруханским - устьесоленинским) залегают в скв. 26а на абс. высоте от -10 до +30 м, а в скв. 27 - от +20 до + 48 м.

В скважине 26а они представлены сверху вниз: светло-серыми мучнистыми алевритами с горизонтальными прослоями пластичных глин; светло-серыми тонкозернистыми песками с горизонтальными алевритовыми прослоями, прослоями растительного детрита, включениями гальки, гравия, а также раковинами морских моллюсков - *Astarte montagui* (Dillwyn), *Natica clausa* Brod et Sow.; ленточно-слоистыми глинистыми алевритами с прослоями растительного детрита; суглинками светло-серыми, плотными с тонкими прослоями зеленовато-серых глин, включениями древесных растительных остатков и раковин морских моллюсков; светло-серыми супесями с прослоями пластичных сизовато-серых глин и редкими включениями гравия и гальки. Общая мощность отложений, вмещающих туруханский комплекс фораминифер, составляет около 40 м.

В скважине 27 отложения с туруханским комплексом микрофауны представлены горизонтальным переслаиванием светло-серого тонкозернистого пылеватого песка и светло-серого мучнистого алеврита, по плоскостям напластования которых залегают прослойки растительного детрита; а также песками светло-серыми, тонкозернистыми, пылеватыми, содержащими редкие включения гравия, гальки, растительных остатков и обломков раковин морских моллюсков. В нижней части интервала песок становится среднезернистым и содержит больше включений гальки и гравия. Общая мощность отложений составляет 28 м.

Комплекс фораминифер в скв. 26а насчитывает 39, а в скв. 27 - 52 вида (см. табл. 2). Количественное содержание раковин в образце достигает 5717-6489 экз. на 100 г породы. Преобладают эльфидииды, а среди них - *Elphidium subclavatum* (до 722-2799 экз. в образце), *Protelphidium orbiculare* (до 591-1136 экз.) и кассидулиниды, среди которых доминирует *Cassidulina subacuta* (до 1792-2848 экз. в образце).

Присутствуют виды, считающиеся характерными для туруханского (устьесоленинского) комплекса фораминифер - *Glandulina laevigata* и *Alabaminoides mitis*. Ряд видов данного комплекса не встречен в вышележащих отложениях: *Cyclammina* ex. gr. *contorta* Pearcey, *Cornuspira cretacea* (Reuss), *C. involvens* (Reuss), *Triloculina trihedra*, *Miliolinella grandis*, *Lagena laevis* (Montagu), *L. semileniata* Wright, *L. apiopleura* Loeblich et Tappan, *Pseudopolymorphina novangliae* (Cushman et Ozawa), *Oolina melo* d'Orbigny, *Nonionellina auricula* Heron - Allen et Earland.

Глинисто-алееритовые породы с богатым туруханским комплексом фораминифер в отдельных случаях вскрываются в обнажениях (например, обн. 10 на правом берегу Енисея в 4 км ниже устья Убойной). Здесь в основании крутого берегового склона, непосредственно над бечевником, залегают темно-серая с сизоватым оттенком, оскольчатая глина с мелкой галькой и гравием. Глина содержит сомкнутые створки раковин *Joldiella fraterna* (Verrill et Bush).

Количество фораминифер в образце составляет 1510 экз., количество видов - 26 (см. табл. 2). Преобладают *Elphidium subclavatum* (564 экз.), *Protelphidium orbiculare* (152 экз.), *Cassidulina subacuta* (352 экз.), *Cribronion obscurus* (160 экз.). Присутствует характерная для туруханского комплекса *Glandulina laevigata* и ряд других форм.

Микрофауна как в скважинах, так и в обнажении представлена также богатым комплексом остракод (табл. 3). Количество створок в образце достигает 30-40, максимум 92-129 экз. на 100 г породы. Согласно заключению Е.В. Постниковой, проводившей определения остракод, 80% их состава являются бентосными видами, обитающими в илистых песках и илах. Кроме того, имеются виды, живущие на растениях (представители рода *Paradoxostoma* и др.). Большинство видов обитает в мелководной зоне моря на глубинах в пределах от первых десятков до 70 м, реже они встречаются на больших глубинах до 170-200 м. Основная часть видов относится к эвригалинным с широким

диапазоном солености: от 2-3% и выше - *Leptocythere castanea*, *Heterocyprideis sorbyana* - до 26-30% - *Normanicythere leioderma*, *Acanthocythereis dunelmensis* и др. Некоторые виды - *Leptocythere castanea* - могут существовать в опресненных прибрежных лагунах и эстуариях рек. Остракоды представлены в основном аркто-бореальными видами, среди которых преобладают эвритермные формы.

Таблица 3. Остракоды в отложениях с туруханским комплексом микрофауны в низовьях Енисея

Виды	Скв. 26а (абс. высота залегания 2-28 м)	Скв. 27 (абс. высота залегания 27-47 м)	Обн. 10 (абс. высота залегания 15,5-16,5 м)
<i>Leptocythere clutae</i> (Brady, Crosskey et Robertson)		2	
<i>Leptocythere cribrosa</i> (Brady, Crosskey et Robertson)	1		
<i>Leptocythere castanea</i> (Sars)	2-3		
<i>Palmenella limicola</i> (Norman)	1		1
<i>Elofsonella concinna</i> (Jones)	1	1	
<i>Normanicythere leioderma</i> (Norman)	1-2	1-8	
<i>Acanthocythereis dunelmensis</i> (Norman)		1-2	3
<i>Rabilimis septentrionalis</i> (Brady)	4		
<i>Rabilimis mirabilis</i> (Brady)	2		1-5
<i>Cytheridea papillosa</i> Bosquet	1-84	1-6	21
<i>Cytheridea</i> sp. cf. <i>Haplocytheridea punctillata</i> (Brady)		1	
<i>Heterocyprideis sorbyana</i> (Jones)	1-13	1-11	5
<i>Krithe glacialis</i> Brady, Crosskey et Robertson		1-5	1
<i>Cytheretta teshepkukensis</i> Swain n. sp.	1	1	
<i>Cytheropteron</i> ex. gr. <i>pyramidale</i> Brady	3	1	1
<i>Cytheropteron arcuatum</i> Brady, Crosskey et Robertson		2	8
<i>Cytheropteron montrosiense</i> Brady, Crosskey et Robertson	1	1	
<i>Loxoconcha scrobiculoplicata</i> (Jones)	4		

Близкий комплекс остракод описан Свейном [Swain, 1963] из формации Губик - морских раннеплейстоценовых отложений арктического побережья Аляски.

Некоторые из встреченных видов имеют распространение в третичных отложениях: *Elofsonella concinna* - в третичных крагах Англии; *Loxoconcha scrobiculoplicata* - в раннетретичных лондонских глинах Англии, *Leptocythere cribrosa*, *Palmenella limicola* - в верхней фаунистической зоне антверпенского крага Голландии.

Спорово-пыльцевые спектры отложений, вмещающих туруханский микрофаунистический комплекс (заключение Т.И. Смирновой), имеют лесной характер, преобладает пыльца ольхи, березы, хвойных (ель, кедр, пихта). Присутствует пыльца *Corylus* (3%), *Ulmus* (1%) и *Carpinus* (1%). С палеогеографической точки зрения важно подчеркнуть, что одновременно с пыльцой широколиственных пород отмечается пыльца *Betula* sec. *Nanae* (до 23%) и такие представители арктической флоры, как *Lycopodium appressum* (Desv.).

Наличие следов тундровой флоры в спорово-пыльцевых спектрах, даже если ее пыльца и споры переотложены, также как и пыльца широколиственных пород, свидетельствует о том, что к моменту накопления отложений с туруханским (устьсоленинским) комплексом микрофауны тундровые ландшафты были уже сформированы.

В скважине 27 на глубине 66 м в основании слоя песков с туруханским комплексом фораминифер были исследованы макрорастительные остатки из тонких прослоев намывного торфа. По заключению М.М. Кореновой, торфянистые прослои сложены в основном остатками осоки *Carex omskiana* - 35%, неопределенными травянистыми

остатками - 30%, остатками сабельника - 10%, хвоща - 10%, корой и древесиной ивы - 10%, листьями кустарников 5%.

Остается неясным и вызывает полемику вопрос о характере морского бассейна, в котором происходило накопление вмещающих колвинско-туруханский комплекс микрофауны отложений. Фауна морских моллюсков представлена относительно глубоководными и холодноводными видами - *Joldiella lenticula*, *J. fraterna*, *Propeamusium groenlandicum*, *Portlandia arctica* и др., - что дает основание предполагать холодноводный и даже перигляциальный характер бассейна седиментации [Троицкий, 1964].

В то же время богатый количественно и разнообразный в видовом отношении комплекс микрофауны говорит об оптимальных условиях ее обитания как с точки зрения солености, так и с точки зрения температурных условий [Загорская и др., 1965; Гудина, 1969]. Близкий видовой состав комплекса фораминифер в Печорской низменности, в низовьях Оби и Енисея свидетельствует о широких связях бассейнов, развитых в этих районах. Вид *Glandulina laevigata* не встречается в современных арктических морях СССР, но широко распространен в Северной Атлантике, что, по мнению В.Я. Слободина [Загорская и др., 1965], может служить основанием для утверждения о проникновении теплых атлантических вод.

Все вышеизложенное позволяет сделать заключение, что формирование отложений происходило в морском бассейне с соленостью, близкой к нормальной на относительно больших глубинах. Однако в отложениях, вмещающих туруханский комплекс фораминифер, почти постоянно присутствует заметная примесь органического материала в виде тонких прослоев растительного детрита и аллохтонного торфа. Факт наличия растительных остатков говорит о вероятной близости берегов морского бассейна. Состав растительных остатков, заключенных в тонких прослоях аллохтонного торфа, отражает определенные растительные ассоциации (например, осоково-травянистое болото с кустарниковыми зарослями ивы). Следовательно, дальность переотложения торфянистого материала в прослоях не могла быть значительной. На большое расстояние от берега не могли переноситься стебли трав, осок, листья кустарников.

Приуроченность находок пород с колвинско-туруханским комплексом микрофауны к понижениям в кровле дочетвертичных пород (погребенным долинам, тектоническим депрессиям), наличие в них прослоев аллохтонного торфа и растительного детрита свидетельствуют о том, что бассейн седиментации, несмотря на относительно большую глубину, имел ингрессионный характер. Для низовьев Оби это хорошо показано на схеме, приведенной в работе В.И. Гудиной [1966, рис. 24].

Не снимается вопрос о том, что богатый видами и количественно колвинско-туруханский комплекс микрофауны является комплексом, имеющим не столько узкое стратиграфическое, сколько фациально-экологическое значение, - вопрос, который был поставлен В.И. Гудиной [1966] для обского комплекса района низовьев Оби. По данным В.И. Гудиной, превышения кровли слоев с обским комплексом фораминифер в соседних скважинах, расположенных на расстоянии 8-10 км, составляют от 90 до 180 м, что заставляет автора предположить наличие чрезвычайно активных локальных новейших тектонических структур. По данным Н.Г. Загорской и соавторов [1965], кровля туруханской свиты в низовьях Енисея располагается на абсолютной высоте порядка 70 м ниже уровня моря. Нами в тех же районах установлена кровля отложений с туруханским комплексом фораминифер на абсолютной высоте до 30 и 48 м (скважины 26а, 27).

Возможно, дальнейшие исследования покажут, что богатый колвинско-туруханский комплекс микрофауны характерен в целом для отложений длительной морской трансгрессии, существовавшей на территории Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей. Факт же его наличия в отложениях свидетельствует о наиболее благоприятных фациально-экологических условиях в данном конкретном районе на определенном этапе развития трансгрессии.

## Отложения первого регрессивного горизонта

Относительно глубоководные отложения глинисто-алевритового состава в целом ряде разрезов закономерно переходят вверх в прибрежно-морские волнисто- и косослоистые пески и галечники, соответствующие литоральным и пляжевым фациям. Песчано-галечные отложения, отражающие регрессивную фазу развития морского бассейна, развиты не повсеместно. В тектонических депрессиях и углублениях ложа коренных пород они отсутствуют. Здесь процесс морского осадконакопления шел непрерывно, и песчано-галечным прибрежно-морским отложениям соответствуют более глубоководные песчано-алевритовые и алевритовые, трудно отделимые от нижележащих пород. Выше песчано-галечных отложений, отражающих фазу существенного обмеления морского бассейна, залегает мощная толща глубоководных глин и суглинков, фиксирующих новую фазу морской трансгрессии.

В Печорской низменности рассматриваемые песчано-галечные отложения вскрываются в стратотипическом разрезе на руч. Падимей-ты-вис (левый приток р. Кортаихи), вследствие чего они и получили название падимейского горизонта или свиты [Воллосович, 1966]. К.К. Воллосович [1966] и ряд других исследователей [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; и др.] относят к падимейским слоям также подстилающие прибрежно-морские пески и галечники, относительно глубоководные суглинки и алеврито-глинистые породы, по литологическому облику мало чем отличающиеся от колвинских отложений, но содержащие несколько обедненный в видовом и количественном отношении комплекс микрофауны фораминифер.

В стратотипических разрезах на руч. Падимей-ты-вис и его притоке - Нядей-ты-вис падимейские пески и галечники вскрываются в основании обнажений на абсолютной высоте 50-60 м под толщей темно-серых суглинков и супесей с включениями грубообломочного материала. Судя по разрезу пробуренной скв. 305, рядом на водоразделе с абсолютными высотами 130-150 м мощность перекрывающих прибрежно-морские пески и галечники суглинков и супесей составляет 79,0 м [Воллосович, 1966].

В основании толщи регрессивных прибрежно-морских отложений залегают однородные пески без включений грубообломочного материала с массовыми остатками морской фауны, переходящие вверх в ожелезненный валунно-галечный слой также с остатками морских раковин. Общая мощность песков и валунно-галечных отложений - 15-20 м [Воллосович, 1966]. Над валунно-галечными отложениями вскрываются пески и супеси, лишенные фаунистических остатков. Возможно, что это уже фации, отвечающие этапу нового нарастания морской трансгрессии.

Нижний горизонт песков, линзы гравия в них и валунно-галечные породы переполнены, согласно данным К.К. Воллосовича [1966], банковыми скоплениями раковин *Saxicava arctica* (L.), *Mytilus edulis* с многочисленными обломками *Balanus balanus* (L.). В меньшем количестве присутствуют *Asiarte borealis* (Chemn.), *Macoma calcarea*, *M. baltica* (L.), *Serripes groenlandicus*, *Cyprina islandica* (слабо окатанные обломки), *Mya truncata* L., *Buccinum undatum* L., *Turritella erosa* Couth., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Trophonopsis clathratus* (L.).

К.К. Воллосович обращает внимание, что раковины преобладающего вида *Saxicava arctica* являются толстостенными. Этот факт в сочетании с грубозернистостью материала указывает на формирование песчано-валунно-галечных горизонтов в зоне литорали или верхней сублиторали с сильно выраженными волноприбойными явлениями.

Переход прибрежно-морских песков в нижележащие алевритово-глинистые породы постепенный, что позволяет К.К. Воллосовичу рассматривать песчано-валунно-галечные отложения в целом как соответствующие регрессивной фазе развития морского бассейна, глубоководные отложения которого залегают ниже. Эти выводы были подтверждены наблюдениями К.П. Кривулина [Понов и др., 1969]. По его данным, об



обмелении моря свидетельствуют не только изменения вещественного состава осадка снизу вверх по разрезу, но и изменения состава фауны.

В бассейне Коротаихи, к которому принадлежит и руч. Падимей-ты-вис, отложения регрессивных фаций изучались нами в районе рек Хей-Яги, Нямдо-Ю. Здесь также песчаные прибрежно-морские отложения вниз по разрезу постепенно переходят в более глубоководные глины и суглинки, что еще раз подтверждает их соответствие регрессивным фазам развития трансгрессии. Есть основания считать, что в это время существовали основные орографические элементы района северо-востока Печорской низменности, и Пай-Хой был выражен в рельефе в виде горной страны.

Наблюдения за изменением литолого-фациального состава прибрежно-морских отложений вдоль долины р. Хей-Яги показывают, что при движении вверх по ее течению по мере приближения к юго-западным склонам Пай-Хоя толща верхнесублиторальных песков сменяется песчано-галечными и валунно-галечными пляжевыми фациями. Одновременно уменьшается их мощность от 20-30 м в нижнем течении реки до 5-7 м в верховьях.

Пески в наиболее удаленных от Пай-Хоя районах являются мелкозернистыми и содержат обильную фауну морских моллюсков, среди которых преобладают *Macoma calcarea* Chamn., *Cyprina islandica* L., *Cardium ciliatum* Fabr., *Cyrtodaria jenseae* Saxs. Кроме того, встречаются *Natica clausa* Brod. et Sow., *Polynices pallidus* Brod et Sow. (*Natica groenlandica*), *Buccinum undatum* L., *Serripes groenlandicus* (Chemn.) (*Cardium groenlandicum*), *Astarte borealis* Chemn., *A. montagui* Dillw. var. *striata* Leach, *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* (определения М.А. Лавровой).

Микрофаунистическая характеристика падимейских отложений в стратотипическом разрезе К.К. Воллосовичем [1966] не приводится. И.Н. Семеновым [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966] дается состав микрофауны падимейского комплекса по другим разрезам, которые коррелируются с разрезом на руч. Падимей-ты-вис и его притоке - руч. Нядей-ты-вис условно.

В связи с этим представляют интерес определения фораминифер Г.Н. Недешевой по сборам К.П. Кривулина из стратотипического разреза близ устья руч. Нядей-ты-вис.

Комплекс фораминифер насчитывает 31 вид, количество раковин в образце составляет 50-150 экз. на 100 г породы. При небольшом количественном содержании фораминифер видовое их разнообразие в каждом конкретном образце довольно высоко и составляет 10-13 видов.

Комплекс фораминифер включает следующие виды: *Quinqueloculina borea*, *Q. stalkerii*, *Miliolinella* cf. *subrotunda*, *Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *Alabatinoides mitis*, *Discorbis deplanatus*, *Pninaella pulchella*, *Eponides* sp., *Cibicides rotundatus*, *Cribrononion obscurus*, *Nonioneilina labradorica*, *Melonis zaandamae*, *Cribrononion incertus*, *Protelphidium orbiculare*, *P. lenticulare*, *P. asterotuberculatum*, *P. parvum*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *E. boreale*, *E. obesum*, *E. sp.*, *Cribroelphidium goesi*, *Elphidiella arctica*, *E. tumida*, *Bulimina marginata*, *Cassidulina subacuta*, *Islandiella islandica*, *Cassandra teretis*, *Piano cassidulina norcrossi*. Количественно преобладают два вида: *Elphidium subclavatum* и *Protelphidium orbiculare*.

В низовьях Оби достоверные аналоги регрессивных фаций морского бассейна, предшествующие накоплению относительно глубоководных салемадьских отложений, не известны.

В низовьях Енисея, на юге Гыданского полуострова ниже глубоководных глинисто-суглинистых санчуговских отложений вскрываются в скважинах глубокого бурения и в отдельных случаях в обнажениях пески с растительными остатками и линзами торфа, отнесенные В.Н. Саксом [Сакс, 1945а; Сакс, Антонов, 1945] к аллювиальным и частично дельтовым осадкам мессовского горизонта. Пески достоверно фиксируют фазу регрессивного развития территории северо-востока Западно-Сибирской низменности.

В стратотипическом разрезе на р. Мессояхе мессовские отложения представлены белыми и светло-серыми преимущественно мелкозернистыми песками с прослоями аллохтонного торфа и обломками веток кустарников. Они слагают основание обрывов Лабуй-Надо на правом берегу р. Мессояхи, достигая видимой мощности 8 м [Сакс, 1945a], и перекрыты по резкому контакту морскими валунными суглинками санчуговского горизонта.

В низовьях Енисея между г. Дудинкой и пос. Усть-Порт в целом ряде обнажений ниже темно-серых валунных и безвалунных санчуговских суглинков и глин вскрываются мелко- и среднезернистые пески с косою и косоволнистой слоистостью. Пески имеют четкие, резкие, несогласные контакты с перекрывающими их суглинками.

В разрезе на правом берегу Енисея ниже г. Дудинки в песках отмечаются отдельные прослои и довольно мощные (до 0,7 м) линзы слоистого (за счет чередования с горизонтальными прослоями песка) аллохтонного торфа. По определению М.М. Кореновой, торф является гипновым, растительные остатки сильно минерализованы. В их числе: *Drepanocladus sendtneri* - 50%, *Calliergon giganteum* - 30%, *Meesea trigneira* - 5%, *Aulacomnium turgidum* - ед., *Mnium* sp. - ед., *Carex omskiana* - 5%, кора хвойных - 5%, вахта - 5%. Состав торфа отражает определенную растительную ассоциацию - сильно обводненное гипновое болото с богатым минеральным питанием. В спорово-пыльцевых спектрах высокого процента достигают хвойные: сосна - 22%, ель - 24%. Содержание пыльцы березы - 45%. По-видимому, болота располагались среди березово-хвойных лесов, о чем свидетельствует также присутствие коры хвойных пород в торфе. Несомненное переотложение торфа, поскольку он переслаивается с песком, не могло быть длительным и носило местный характер.

Пески с тонкими прослоями (мощностью несколько миллиметров) аллохтонного торфа вскрываются ниже санчуговских суглинков и глин в паростратотипическом разрезе последних [Сакс, Антонов, 1945] на правом берегу Енисея в 1 км ниже устья р. Зырянки. В торфянистых прослоях обнаружены мхи: *Calliergon giganteum*, *Drepanocladus sendtneri*, *Camptothectum trichoides*, *Sphagnum teres*, остатки трав, древесина и кора хвойных, кора березы, древесина лиственницы и ивы. В некоторых образцах количество древесных остатков достигает 50%. В торфянистых прослоях присутствуют также хитиновые остатки рачков, что свидетельствует о накоплении торфа в водных условиях.

Ботанический состав растительных остатков в торфянистых прослоях, согласно заключению Е.О. Скобеевой, показывает, что размывалось гипновое, сильно обводненное болото с богатым минеральным питанием, окруженное хвойными заболоченными лесами. В составе спорово-пыльцевых спектров торфянистых прослоев (определения М.М. Кореновой) среди древесных пород ель составляет 20%, сосна - 23, кедр - 7, пихта - 2% (сумма хвойных равна 52%), содержание пыльцы березы - 45%. Среди травянистых отмечается пыльца Compositae, Artemisia, Chenopodiaceae, Gramineae. Споры представлены Polypodiaceae и Sphagnales.

В районе Енисейского залива в мессовских песках обнаружены в небольшом количестве фораминиферы, что позволяет говорить об их частичном прибрежно-морском происхождении [Загорская и др., 1965].

С.Л. Троицкий [1964] указывает на находку в мессовских песках, вскрытых скв. 10 Яковлевской площади бурения на глубине 37 м ниже уровня моря, раковины *Astarte montagui* (Dillw.).

Палеонтологический материал показывает, что с юга на север происходило фациальное замещение аллювиальных и аллювиально-дельтовых песков прибрежно-морскими. Климатические условия времени их формирования были сравнительно благоприятными и обуславливали существование в низовьях Енисея таежных ландшафтов.

### Отложения горизонта максимума трансгрессии

Практически повсеместным распространением на территории Печорской низменности и севера Западной Сибири пользуется толща, представленная в основном темно-серыми оскольчатыми слабо сортированными суглинками и глинами с включениями гальки, гравия и валунов. Суглинки и глины с валунами обычно не слоисты, но содержат многочисленные тонкие белесые прослои и разводы песка и мучнистого алевролита. В них залегают линзы и прослои слоистых алевролитов, песков, глин, протяженностью от нескольких до сотен метров и более. Слоистость глин и алевролитов в линзах иногда ленточная. Наблюдается чередование в разрезе и взаимопереход в пространстве слабо сортированных валунных разностей пород в хорошо сортированные безвалунные глины и алевролиты.

Толща образует почти сплошной покров, прерываясь лишь в местах выхода на дневную поверхность коренных пород или в районах крупных положительных новейших тектонических структур. Мощность ее в среднем 60-80 м, в тектонических депрессиях и погребенных долинах увеличивается до 100-150 и более метров.

В Печорской низменности рассматриваемая толща пород известна как воркутинский горизонт [Попов, 1961] или роговская свита [Афанасьев, Белкин, 1963; Воллосович, 1966]; в низовьях Оби - салемальская или салехардская свита [Лазуков, 1970; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; и др.]; в низовьях Енисея - санчуговский горизонт [Сакс, Антонов, 1945; Троицкий, 1966] или санчуговская подсвита [Загорская и др., 1965], енисейский [Зубаков, 1972 а, б] или кочоский горизонт [Суздальский, Слободин, 1969]. Различные авторы по-разному оценивают время формирования, стратиграфическое положение, генезис и условия образования толщи, но всеми исследователями безоговорочно признается ее существование как реального геологического тела. При этом характерна близость литологического облика, строения и палеонтологических характеристик пород в Печорской низменности и на севере Западной Сибири.

В Печорской низменности толща валунных суглинков и глин воркутинского горизонта или роговской свиты относится в последнее время многими исследователями к отложениям шельфового арктического ледовитого бассейна [Афанасьев, 1961; Попов, 1963; Данилов, 1962, 1969; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Воллосович, 1966; и др.]. Однако вопрос о генезисе валунных суглинков и глин, в основном слагающих толщу, до сих пор является предметом оживленной и острой дискуссии.

На первых этапах изучения плейстоценовых отложений Печорской низменности валунодержущие суглинки и глины относились к дрифтовым накоплениям. По мере распространения представлений П.А. Кропоткина о покровном оледенении европейской России изменились и взгляды на генезис валунных суглинков и глин Печорской низменности. Они стали рассматриваться как континентальные ледниковые накопления максимального для данной территории (рисского или днепровско-московского) оледенения.

В публикациях нами подробно разбирался вопрос о генезисе толщи темно-серых валунных суглинков Печорской низменности, приводились разнообразные литологические, геохимические, палеонтологические доказательства их ледово-ледниково-морского происхождения [Данилов, 1962, 1963б, 1969; и др.]. В этих же публикациях приведена подробная литологическая характеристика пород. Аргументы в пользу морского происхождения основной толщи валунных отложений Печорской низменности содержатся в работах А.И. Попова [1961, 1963], Б.Л. Афанасьева [1961], К.К. Воллосовича [1966], В.И. Белкина, В.С. Зархидзе, И.Н. Семенова [1966], В.А. Дееева и др. [1966], Н.Г. Загорской и др. [1969] и др.

Однако поскольку и в настоящее время высказываются мнения о ледниковом происхождении мощной толщи темно-серых валунных суглинков и глин Печорской низменности [Станкевич, 1964; Лавров, 1965], остановимся на этом вопросе, приведя палеонтологическую характеристику толщи. К тому же материал по микрофауне начал

поступать сравнительно недавно и опубликован еще мало. Противники морского происхождения толщи темно-серых валунных суглинков нередко пользуются для аргументации ее континентального происхождения известным высказыванием Д.Н. Наливкина [1956], что «не может быть моря без морской фауны. Толща мощностью в десятки метров, прослеживающаяся на десятки километров и не заключающая морскую фауну, не может быть морскими отложениями и представляет континентальный комплекс. Это положение очень важно и не допускает исключений. Пренебрежение им вызывает главнейшие ошибки в палеогеографических построениях».

Толща же темно-серых валунных суглинков и глин Печорской низменности имеет среднюю мощность не менее 40-60 м, а протяженность ее составляет не десятки, а сотни километров.

Однако неверным было бы утверждение, что морская фауна в валунных суглинках и глинах Печорской низменности была неизвестна исследователям, придерживающимся их континентально-ледникового происхождения.

В.М. Янковский [1939] писал, что верхняя часть рисской (нижней) морены в Малоземельной тундре обогащена морской фауной и, переслаиваясь с песками, постепенно переходит в вышележащую морскую толщу. Морские валунные суглинки и глинистые галечные пески иногда не отличаются от морены, но в то же время содержат фауну холодноводного типа: *Pecten groenlandicus* Sow., *Joldia (Portlandia) lenticula* Möll., *Arca glacialis* Gray, *Astarte banksi* Leach, var. *warhamis* Hanc.

Раковины морских моллюсков в верхней и нижней «моренах» - глинах с валунами на Пай-Хое - обнаружил Н.Н. Иорданский [1939]. При этом в нижних валунных глинах раковины, безусловно, залегали *in situ*, что объяснялось сгужением морены в море. Наличие арктических видов морской фауны в темно-серых неслоистых валунных глинах (горизонт нижней морены Печорской низменности) отмечала М.А. Лаврова [1949], которая, кроме того, выделяла морские суглинки беломорской трансгрессии в приповерхностной части разреза.

Морской генезис валунных суглинков на широтном участке течения Печоры доказывал В.П. Кальянов [1936] на основе находок в них микрофауны фораминифер. На факт наличия морских раковин в валунных постплиоценовых суглинках на европейском и западносибирском севере обращал внимание Н.А. Кулик [1926].

В большинстве же случаев находки фауны в валунных суглинках считались переотложенными ледником. Показательным является обнажение на р. Кочмес (левом притоке р. Усы) близ разъезда «Байдук». Фауна морских моллюсков в темно-серых валунных суглинках, относимых к морене рисского оледенения, была описана Т.Н. Пономаревым [1939], а затем Е.Ф. Станкевичем [1961]. Но мореноподобный облик суглинков, наличие в них валунов послужили обоим авторам основанием считать морские раковины переотложенными ледником.

Суглинки, вмещающие фауну, обладают всеми типичными для толщи в целом свойствами: темно-серым цветом, отсутствием слоистости, оскольчатостью, слабой сортированностью, наличием включений гравия, гальки и валунов. Вместе с тем условия залегания фаунистических остатков вне сомнения свидетельствуют о захоронении фауны *in situ*. Многие раковины обладают целыми сомкнутыми створками, покрытыми эпидермисом. Встречаются соединенные в замке, но раскрытые и заполненные грунтом створки. В линзах, гнездах и неясных разводах мелкозернистого песка раковины образуют скопления типа «банок». В суглинках большинство раковин тонкостенные давленные и рассыпаются при малейшем прикосновении к ним.

В случае предположения о переотложении фауны возможно допустить только перенос ледником целой глыбы морских осадков с захороненной в них фауной. Но тогда не получает объяснения мореноподобный облик осадков и наличие в них валунного материала, т.е. теряется смысл допущения о переотложении фауны. Транспортировка же отдельных раковин в теле ледника и захоронение в толще моренных отложений

полностью исключаются. Как бы ни был пластичен ледник, как бы «нежно» он ни нес раскрытые, но соединенные в замке раковины, связующие их органические ткани слишком непрочны, чтобы выдержать транспортировку ледником. Створки разъединяются при самом осторожном извлечении их из грунта. Обогащение в условиях ледника отдельных линз и прослоев тонкопесчаного материала морскими раковинами и образование скоплений типа «банок» также не получают объяснения.

Среди определенной М.А. Лавровой фауны моллюсков и ракообразных: *Balanus balanus* (L.), *B. hameri* Asc., *Astarte borealis* Chemn., *A. montagui* Dillw., *A. crenata* var. *crebricostata* And. et Forb., *Mya truncata* L. количественно преобладают раковины *Astarte crenata* и *A. crenata* var. *crebricostata* - циркумарктического, относительно глубоководного вида, обитающего на мягких илистых грунтах открытого моря в водах высокой солености и низкой донной температуры (от +2 до -1°). В настоящее время массовое распространение *Astarte crenata* имеет в центральной части Баренцева моря и совпадает с изобатой 100 м и глубже, не заходя в пределы мелководного Печорского моря. Т.Н. Пономаревым [1939] приводится следующий список фауны из «морены» на р. Кочмесе: *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L., *Buccinum* sp., *Neptunea despecta* L., *Cyprina islandica* L.

В этих же валунных суглинках Г.Н. Недешевой определен комплекс микрофауны фораминифер. Содержание раковин колеблется от 21 до 108 экз. на 100 г породы, комплекс фораминифер насчитывает 20 видов: *Rhabdammina* sp. 1, *R.* sp. 2, *Buccella hannai arctica*, *Entosolenia* sp. 2, *Oolina costata* (Williamson), *Fissurina sacculus*, *Cribrononion incertus*, *Protelphidium orbiculare*, *P. lenticulare*, *Cribroelphidium goesi*, *Elphidium granatum*, *Elphidium subclavatum*, *Elphidella hannai*, *Stainforthia convexa* (Saidova), *Angulogerina fluens*, *Cassidulina subacuta*, *Islandiella islandica*, *Cassandra teretis*, *C. inflata* (Gudina), *Planocassidulina norcrossi*.

Количественно преобладают *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Cassidulina subacuta*, *Planocassidulina norcrossi*.

Характерно присутствие двух видов песчаных фораминифер *Rhabdammina* sp. 1 и *R.* sp. 2, которые не обнаружены ни в одном горизонте нижележащих отложений. Этот факт еще раз показывает несостоятельность предположения о переотложении фауны ледником.

Обнажение на правом берегу р. Кочмес ниже разъезда «Байдук» можно считать стратотипическим разрезом толщи темно-серых валунных суглинков воркутинского (роговского) горизонта, поскольку во всех других районах (бассейн рек Большой Роговой и Воркуты) они не имеют столь полной палеонтологической характеристики в сочетании с типичным литологическим обликом пород.

Фауна в темно-серых валунных суглинках обнаруживается в наиболее северовосточных частях Печорской низменности в непосредственной близости от гор Полярного Урала (Воркутинский район). Остатки морских моллюсков представлены здесь, за редким исключением, обломками раковин. Однако собранная из различных обнажений фауна одинакова как по составу, так и по сохранности обломков. Согласно заключению М.А. Лавровой, фауна в Воркутинском районе имеет несколько угнетенный вид. Обломки *Astarte montagui*, *Macoma calcarea*, *Balanus hameri* тонкостенные от мелких и слабых экземпляров. Возможно, делает вывод М.А. Лаврова, что аккумуляция осадков, вмещающих фауну, происходила в несколько опресненных водах морского залива, что весьма вероятно для данной части Печорского района. Вывод о влиянии стока с берегов прилегающей суши на режим солености морского бассейна вполне убедителен, если учесть близость Полярного Урала. Вероятно, фактором, обусловившим угнетенный характер фауны, был не только жидкий, но и повышенный твердый сток. В случае предположения о переносе остатков фауны ледником угнетенный характер ее близ предполагаемых берегов бассейна не находит объяснения. По мнению М.А. Лавровой,

несмотря на то что фауна представлена в основном обломками раковин, они «не имеют следов водной и ледниковой обработки».

В составе фауны следующие виды: *Serripes groenlandicus*, *Cardium ciliatum*, *Astarte borealis*, *A. crenata*, *A. montagui*, *Cyprina islandica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Saxicava arctica*, *Cyrtodaria* sp., *Balanus hameri*, *B. balanus*.

В мореноподобных серых валунных суглинках Воркутинского района почти повсеместно обнаруживается микрофауна фораминифер. Комплекс микрофауны бедный. Количество видов обычно не превышает 10-15 в конкретных разрезах, содержание раковин в образце не превышает первых десятков экземпляров. Преобладают элфидииды, а среди них - *Elphidium subclavatum*. В некоторых случаях темно-серые мореноподобные суглинки с грубообломочным материалом и микрофауной фораминифер слагают почти целиком разрез плейстоценовых отложений (см. рис. 5).

На юго-западных склонах Пай-Хоя в бассейне Хей-Яги, Недейта-Ю, Нямдо-Ю темно-серые валунные суглинки, слагающие основную часть разреза плейстоценовых отложений и относимые к континентальной морене рисского оледенения, также содержат морскую фауну. Остатки фауны представлены главным образом обломками раковин *Serripes groenlandicus*, *Astarte borealis*, *A. montagui*, *Cyprina islandica*, *Mya truncata*, *Saxicava arctica*, *Balanus hameri*. Как следует из видового состава, фауна почти идентична фауне из темно-серых мореноподобных валунных суглинков района г. Воркуты. Однако плотные толстостенные раковины *Mya*, *Astarte borealis* и *Cyprina* указывают на нормальную или близкую к нормальной соленость моря. По сравнению с Воркутинским район юго-западных подножий Пай-Хоя действительно лежит ближе к открытому морю и в период осадконакопления мореноподобных суглинков также был более мористым. Кроме того, здесь в это время не так сказывалось опресняющее влияние стока с суши, так как Пай-Хой представлял собой, вероятно, цепь островов.

В этих же суглинках в обнажении на р. Хей-Яге обнаружен небогатый комплекс фораминифер, которые, по определению В.Я. Слободина, представлены: *Miliolina* cf. *circularis*, *Guttulina lactea* (Waker et Jakob), *Dentalina baggi* Galloway et Wiesler, *Buccella frigida*, *Elphidium clavalum*, *E. orbiculare*, *E. incertum*, *E. sp. 2*, *Cribroelphidium goesi*, *Cassidulina islandica* var. *norvangui*, *C. teretis*, *C. norcrossi*.

Список находок макро- и микрофауны в толще темно-серых мореноподобных валунных суглинков Печорской низменности можно было бы и продолжить: они особенно многочисленны в северных районах (в Большеземельской и Малоземельской тундрах). На широтном участке Печоры, выше по течению вплоть до г. Печоры, в бассейне Усы валунные суглинки постоянно содержат микрофауну фораминифер.

Приведенные данные о фаунистических остатках характеризуют в основном валунные мореноподобные суглинки, которые распространены в северо-восточной части Печорской низменности. Исследования, основанные на детальном изучении и анализе петрографического состава грубообломочного материала, показывают, что центром оледенения для востока Печорской низменности мог являться только Северный и Полярный Урал, возможно, Пай-Хой [*Калецкая, Миклухо-Маклай, 1958; Волосович, 1966*]. В этом случае становится совершенно неясным, откуда же мог предполагаться ледник переотлагать фаунистические остатки. Вряд ли морские породы имели в горах Полярного и Северного Урала сколько-нибудь широкое распространение. Находки остатков микрофауны известны непосредственно близ подножий Полярного Урала и Пай-Хоя, более того, они встречаются в толще темно-серых валунных суглинков в крупных широких трого- или фиордообразных долинах. Объяснить присутствие морской фауны в этих долинах переотложением ледником невозможно, так как источник исходного фаунистического материала не мог находиться в наиболее возвышенной части гор.

В составе комплексов фораминифер обнаруживается закономерное обогащение как в видовом, так и в количественном отношении при движении от окраинных частей Печорской низменности к ее северным, центральным районам. Например, толща темно-

серых валунных суглинков почти непрерывно прослеживается вдоль долины Усы, начиная от впадения в нее Воркуты и до устья, а также ниже по течению Печоры вплоть до окончания ее широтного колена. В верховьях Усы темно-серые валунные суглинки содержат бедные комплексы фораминифер (5-7 видов в разрезе, 10-20 экз. в образце).

Близ устья Усы комплекс фораминифер в темно-серых валунных суглинках насчитывает до 11 видов в разрезе и до 62 экз. в образце. Несколько выше по течению Печоры, близ д. Усть-Лыжи темно-серые валунные суглинки содержат 15 видов фораминифер, количество раковин в образце возрастает до 115 экз.

В самом начале широтного отрезка течения Печоры (ниже устья Усы) близ д. Денисовки комплекс фораминифер в темно-серых оскольчатых валунных мореноподобных суглинках насчитывает 28 видов, количественное содержание раковин в образце возрастает до 539 экз.

Еще ниже по течению Печоры (в средней части ее широтного колена у пос. Кипиева) комплекс фораминифер в темно-серых валунных суглинках, вскрытых в интервале абсолютных высот от +60 до +47 м, включает 40 видов, хотя количественное содержание фораминифер в одном образце не превышает 189 экз.

Очевидной является фациальная изменчивость комплексов фораминифер, обусловленная изменением экологических условий обитания фауны на дне морского бассейна. На примере Печорской низменности наглядно видно, что экологические условия существования микрофауны закономерно улучшались от подножий склонов Полярного Урала (предполагаемых берегов морского бассейна) к более открытым и мористым участкам бассейна, располагавшимся в центре северной части низменности.

В свете вышеизложенного характеристика комплексов микрофауны фораминифер в целом для толщи роговских (воркутинских) отложений является весьма неопределенной. Тем более непонятны утверждения, что в роговских отложениях комплекс фораминифер «сохраняет свою однородность и бедность (от единиц до нескольких десятков экземпляров на 25 см<sup>3</sup> породы) во всех направлениях» [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966].

Представляется, что недоучет фациально-экологических различий микрофаунистических комплексов приводит исследователей к неправильным стратиграфическим выводам и корреляциям. Коррелировать горизонты плейстоценовых отложений исключительно по комплексам фауны, не учитывая их пространственную изменчивость, невозможно.

Изменения в видовом и количественном содержании фаунистических остатков Печорской низменности сопровождаются закономерным изменением состава легкорастворимых солей, содержащихся в осадках. Если для северных прибрежных районов низменности, содержащих наиболее богатые фаунистические комплексы, характерно повышенное содержание солей и преобладание хлоридов и сульфатов калия и натрия, то в более южных и восточных районах состав легкорастворимых солей - сульфатно-бикарбонатно-кальциевый при заметно меньшем их количественном содержании [Данилов, 1963а]. Закономерная связь распределения остатков фауны и легкорастворимых солей в отложениях еще раз подтверждает их морское происхождение и указывает на неоднородность палеогидрохимических условий бассейна.

Таким образом, комплекс палеонтологических данных позволяет сделать заключение, что широко распространенная толща темно-серых валунных суглинков и глин Печорской низменности образовалась в ледовитом морском бассейне. Практически повсеместное распространение толщи, ее преимущественно глинистый состав и значительная средняя мощность свидетельствуют, что накопление ее происходило в период максимального распространения морской трансгрессии.

На северо-западе Западно-Сибирской низменности отложения максимальной фазы трансгрессии имеют глинисто-алевритовый состав и относятся обычно к салемадьскому горизонту или салехардской свите [Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Лазуков, 1970; и др.]. Распространение их почти повсеместное, они выходят за пределы погребенных долин,

депрессий и слагают основную часть разреза водоразделов. Особенностью салехардских отложений по сравнению с роговскими породами Печорской низменности или санчуговскими приенисейского района является их несколько большая сортированность и слоистость. Наряду с мореноподобными валунными суглинками в строении салехардских отложений большую роль играют слоистые алевроитовые породы, в том числе и ленточно-слоистые.

Остатки фауны морских моллюсков в салехардских отложениях редки. В.И. Гудина [1966] приводит следующий список известных находок фауны морских моллюсков в салемальских отложениях:

1. Скважина 4 Лаборовского профиля, глубина 146-154 м - *Nucula tenuis* (Mont.), *Propeamussium* cf. *groenlandicum* (Sow.) juv., *Leda pernula* (Müll.).

2. Скважина 15 Полульского профиля, глубина 83,6-88,0 м - *Nucula* sp. indet (*N. tenuis*?), *Arca glacialis* (Gray), *Arca* sp. indet, *Propeamussium* sp. indet., *P. groenlandicum*, *Macoma calcarea* (Chemn.).

3. Скважина 3 Ярсалинского профиля, глубина 25-40 м - *Macoma calcarea* (Chemn.), *M.* (?) sp. indet., *Nucula* cf. *tenuis* (Mont.), *Mya* sp. indet., *Leda* sp. indet., *Joldiella* sp. indet.

Глубина 40-60 м - *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Cuspidaria* cf. *arctica* M. Sars, *Macoma calcarea* (Chemn.), *Arca glacialis* (Gray), *Leda* sp. indet., *Joldiella* (?) sp. indet., *Mytilus* sp. indet., *Saxicava arctica* L.

Глубина 72-80 м - *Nucula tenuis* (Mont.), *Joldiella* sp. indet, *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Astarte* sp. (cf. *montagui*) juv., *Macoma calcarea* (Chemn.).

Согласно заключению С.Л. Троицкого, фауна характерна для илистых грунтов средней - нижней сублиторали современных открытых арктических морей, она близка фауне санчуговских слоев Усть-Енисейской впадины.

Отличительной чертой комплексов морских моллюсков из салехардских отложений Обского севера является появление многочисленных *Propeamussium groenlandicum* (Sow.) вместе с глубоководной *Cuspidaria* cf. *arctica* M. Sars [Архунов, Гудина, Троицкий, 1968]. Однако нет полной уверенности, что эти комплексы не являются более древними.

Фораминиферы из салехардских отложений изучены В.И. Гудиной [1966]. В основном это третий, салемальский комплекс, хотя автор отмечает, что комплексы фораминифер не совпадают с литолого-стратиграфическими горизонтами. В салехардских отложениях, выделенных на основании геолого-литологических данных, может присутствовать и обедненный комплекс, близкий салемальскому, и более богатый, близкий обскому. Несоответствие комплексов фораминифер свитам, выделенным в основном по литологическим признакам, хорошо иллюстрирует схема расчленения четвертичных отложений Мужы - Тильтим [Гудина, 1966, рис. 22]. Согласно данным В.И. Гудиной [1966], расчленение ямальской свиты по литологическим признакам на соответствующие микрофаунистическим «комплексам» слою пока не представляется возможным (во всяком случае визуально), поскольку, как было показано выше, каждый из них характеризует и, следовательно, может быть встречен в отложениях различного литологического состава».

По-видимому, в данном случае, как и в Печорской низменности, мы имеем дело с фаунально-экологической изменчивостью микрофаунистических комплексов в пределах одного и того же стратиграфического горизонта. И не литолого-стратиграфические горизонты не соответствуют микрофаунистическим комплексам, а последние существенно меняются в них в зависимости от фаунальной, вернее, палеоэкологической обстановки.

Эти положения вытекают и из работы В.И. Гудиной [1966], так как для салемальского комплекса фораминифер характерна значительная изменчивость состава в связи с изменениями глубин бассейна седиментации, условиями обитания организмов и,



возможно, влиянием приповерхностного атлантического течения, которое проникало в бассейн нижнего течения Оби через пролив на Полярном Урале.

Количество видов фораминифер невелико, обычно менее 10. Лишь в отдельных прослоях оно составляет 10-12. Встречаются как бентосные, так и планктонные фораминиферы.

Наряду с плейстоценовыми формами присутствуют переотложенные, в основном мезозойские (верхнемеловые), виды. Ссылаясь на определения Н.Н. Субботиной планктонных фораминифер, относимых В.И. Гудиной к плейстоценовым, В.Я. Слободин [Суздальский, Слободин, 1969] считает их переотложенными среднеэоценовыми.

Комплекс микрофауны включает небольшое число видов морских остракод: *Krithe glacialis* Brady, Crosskey et Robertson, *Trachileberis mirabilis* Brady, *Cytheridea punctillata* Brady, *Clithrocytheridea sorbyana* (Jones), *Palmenella limicola* (Norman), *Ilyocypris brady* Sars, *Cytherissa lacustris* Sars [Гудина, 1966].

В северо-восточных приенисейских районах Западной Сибири наиболее широко распространенная толща глинистых и суглинистых пород, слагающая нижнюю (видимую в обнажениях) часть разреза водоразделов, выделена В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1945] в санчуговский горизонт. Суглинистые слабо сортированные разности пород с валунами чередуются в разрезе и замещаются на площади относительно хорошо сортированными глинами и слоистыми алевритами, лишенными грубообломочного материала. Общая мощность толщи санчуговских отложений достигает 100-150 м.

Генезис безвалунных и валунных разностей пород устанавливался В.Н. Саксом [1945а, б, 1953 и др.] как морской на основании наличия остатков фауны. Морская фауна моллюсков из санчуговских отложений подробно изучена В.Н. Саксом [1945а, б, 1953; Сакс, Антонов, 1945 и др.], С.Л. Троицким [1964, 1966 и др.]. Находки ее в приенисейских районах севера Западной Сибири весьма многочисленны.

Облик санчуговской морской фауны, по С.Л. Троицкому [1964], определяют арктические виды открытого моря: *Joldiella lenticula* (Möll.), *Arca glacialis* (Gray), *Astarte crenata* Gray, *Cardium ciliatum* Fabr., а также виды, обитающие в средней сублиторали всех северных морей: *Macoma calcarea*, *Astarte compressa*. В верхней части санчуговских отложений обнаруживается фауна, являющаяся по своему характеру переходной между санчуговским и казанцевским комплексами. Эта фауна состоит в основном из широко распространенных (аркто-бореальных) видов и небольшого числа арктических и субарктических форм [Троицкий, 1964].

В последнее время Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградским [1975] предпринята попытка обосновать высказанное ранее предположение [Заррина, Краснов, 1961] о континентально-ледниковом происхождении санчуговских отложений на примере стратотипического района в низовьях Енисея близ пос. Усть-Порта. Вопрос о генезисе санчуговских отложений является кардинальным с точки зрения основных стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций плейстоцена севера Западной Сибири.

По внешнему литологическому облику глины и суглинки значительной части разреза санчуговской толщи идентичны иным типам мореноподобных плейстоценовых отложений Севера: они слабо сортированы, как правило, неслоисты, обладают оскольчатой структурой, содержат включения грубообломочного материала (гравия, гальки, валунов размером до 1,5-2,5 м в поперечнике, а иногда и более). Поэтому вполне можно согласиться с утверждением, что «в случае признания санчуговских слоев морскими и одновозрастными с валунными породами ледниковой зоны приходится либо отказаться от идеи оледенения вообще, либо прибегать к палеогеографическим построениям, сомнительным с точки зрения гляциологии. В случае же признания асинхронности морен и санчуговской толщи выявить сколько-нибудь значительные следы максимального оледенения в северной части равнины (Западно-Сибирской. - И.Д.)

становится затруднительным и приходится обращаться к предположению об их сильном размыве» [Каплянская, Тарноградский, 1975].

Теми же авторами наглядно показано, что санчуговские отложения района нижнего течения Енисея обладают признаками, считающимися типичными для ледниковых морен вообще. Они принадлежат «к двум группам фаций основных морен: монолитным моренам, которые образуются при преобладании послойно-дифференцированного вязкопластичного течения льда, сопровождающегося возникновением внутренних поверхностей среза и скольжения, и чешуйчатым моренам, связанным с преимущественным движением льда по круто наклоненным поверхностям разрывов (надвигов)» [Каплянская, Тарноградский, 1975].

Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский основывают вывод о континентально-ледниковом генезисе санчуговских отложений на их внешнем литологическом облике и детальном анализе текстурно-структурных признаков. Предполагается, что текстурно-структурные признаки, свойственные санчуговским отложениям, характерны лишь для континентальных морен. Факту наличия остатков морской макро- и микрофауны отводится второстепенное значение. Их присутствие в породах объясняется переотложением ледником из донных осадков Карского моря или более древних морских проблематичных отложений, якобы принимавших участие в строении ложа древнего континентального ледникового покрова. Переотлагались, по мнению упомянутых авторов, как отдельные раковины, ассимилированные льдом, так и крупные ненарушенные блоки морских пород, включенные впоследствии в морену.

Представляется, что методически более правильно решать проблему генезиса мореноподобных санчуговских отложений, исходя прежде всего из анализа состава и условий захоронения содержащейся в них фауны. И если остатки фауны залегают *in situ*, т.е. вмещающие их осадки являются морскими, следует искать объяснение некоторым текстурно-структурным признакам, считающимся нехарактерными для морских отложений, а не изыскивать малореальные способы попадания морских фаунистических остатков в чужеродный им по условиям образования осадок.

Большинство исследователей, специально занимавшихся анализом состава и условий залегания макро- и микрофауны в санчуговских отложениях, безоговорочно признают непереотложенный характер морских плейстоценовых фаунистических остатков [Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1945а, б, 1953; Троицкий, 1966; Гудина, 1969; Суздальский, Слободин, 1969; и др.]. Наши наблюдения подтверждают эти выводы. Один из показательных в этом отношении разрезов расположен на правом берегу Енисея между г. Дудинкой и пос. Усть-Портом (в 6 км ниже устья Малышевки). Здесь примерно до высоты 20 м над урезом воды в Енисее вскрывается толща мелкозернистых желтовато-серых горизонтально- и волнисто-слоистых песков. Выше по разрезу пески чередуются с прослоями темно-серых оскольчатых мореноподобных суглинков с включениями гравия и гальки. Это переслаивание представляет собой переходную зону к вышележащей мощной (до 30 м) монотонной толще темно-серых оскольчато-щебнистых суглинков с гравием, галькой и редкими валунами. Неправильное, часто линзовидное переслаивание песков и суглинков полностью соответствует характеристике «чешуйчатой морены» [Каплянская, Тарноградский, 1975], а вышележащая толща однородных суглинков - «монолитной морены». Вместе с тем в песках, переслаивающихся с мореноподобными суглинками, а также в самих суглинках залегают многочисленные остатки морских раковин. В песках они образуют массовые скопления типа «банок», в суглинках встречаются мелкие тонкостенные раковины с сомкнутыми створками, покрытые эпидермисом, а также раковины с раскрытыми, но соединенными в замке и заполненными тем же суглинистым грунтом створками. Фауна как в песках, так и суглинках образует экологически выдержанный комплекс и представлена арктическими, преимущественно арктическими и аркто-бореальными видами. В песках комплекс включает следующие виды: *Astarte montagui typica* (Dillwyn), *A. montagui* var. *striata* Leach, *Portlandia arctica* (Gray), *Joldiella*

*intermedia* (Sars), *Natica* (*Tectonatica*) *clausa* Broderip et Sowerby, *Neptunea* sp.; в суглинках: *Astarte montagui typica* (Dillwyn), *A. montagui* var. *striata* Leach, *A. crenata* (Gray), *Joldiella intermedia* (Sars), *J. lenticula* (Möller), *Hiatella arctica* (L.), *Natica* (*Tectonatica*) *clausa* Brod. et Sow., *Lora* sp.

Условия залегания остатков морской фауны в мореноподобных суглинках с валунами и в «чистых», лишенных включений крупнообломочного материала глинах идентичны. Близок и видовой состав фаунистических остатков. Так, в том же районе в известном обнажении на правом берегу Енисея, в 3 км ниже устья Зырянки в плотных пластичных комковатых глинах, образующих прослой в толще мореноподобных суглинков с грубообломочным материалом, обнаружены: *Astarte montagui* (Dillwyn), *A. alaskensis* Dall, *Portlandia arctica siligua* (Reeve), *Joldiella lenticula* (Möller), *J. fraterna* (Verrill et Bush), *J. persei* Messjatzev, *Bathyarca glacialis* Gray, *Margarites groenlandicus umbilicales* Brod. et. Sow., *Macoma calcarea* (Gmelin), *Leda* sp., *Natica* sp.

Показательные разрезы темно-серых оскольчатых мореноподобных суглинков с валунами имеются на юге Гыданского полуострова по р. Мессояхе. Литологический облик суглинков полностью аналогичен санчуговским суглинкам в низовьях Енисея, что отмечали в своих работах В.Н. Сакс [1945a] и В.Н. Сакс, К.В. Антонов [1945]. Например, в одном из обнажений в среднем течении Мессояхи (в 35 км выше устья Большой Воркуты-Яхи) от уреза воды до высоты 27,5 м над руслом вскрывается суглинок темно-серый комковато-оскольчатый неслоистый с включениями гравия, гальки и валунов размером до 0,6 м в поперечнике. В слое отмечаются многочисленные линзы, прослой мелкозернистого белесого песка и коричневатого алевролита, а также небольшие прослой ленточных глин. Суглинок содержит раковины морских моллюсков, среди которых нередки экземпляры прекрасной сохранности с покрытыми эпидермисом сомкнутыми створками. Среди них определены: *Astarte borealis borealis* (Schumacher), *A. montagui* (Dillw.), *A. invocata* Merklin et Petrov, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Saxicava arctica* (L.), *Portlandia arctica siligua* (Reeve), *Joldiella* sp., *Lora* sp.

В этих же суглинках обнаружен богатый комплекс микрофауны, включающий фораминиферы и морские остракоды. Среди фораминифер Г.Н. Недешева определила: *Gordiospira arctica*, *Quinqueloculina* sp., *Miliolinella pyriformis*, *M. cf. subrotunda*, *Pyrgo williamsoni*, *Globulina glacialis*, *Lagena* sp., *Polymorphina curta*, *Glandulina laevigata*, *Buccella hannai arctica*, *B. inusitata*, *B. troitzkyi*, *Alabaminoides mitis*, *Pninaella pulchella*, *Cribronotium obscurus*, *Nonionellina labradorica*, *Protelphidium asterotuberculatum*, *P. orbiculare*, *P. lenticulare*, *P. parvum*, *Elphidium subclavatum*, *E. obesum*, *E. granatum*, *E. boreale*, *Griboelphidium goesi*, *Stainforthia loeblichii*, *Fursenkoina gracilis*, *Buliminella elegantissima*, *B. marginata*, *Parafissuritia cf. tectulostoma*, *Planocassidulina norcrossi*, *Cassandra teretis*, *Cassidulina subacuta*.

Ядро комплекса составляют *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Cassidulina subacuta*.

Остракоды представлены следующими морскими видами (определения Е.В. Постниковой): *Cytherura striata* Sars, *Cytheridea papulosa* Bosquet, *Haplocytheridea punctillata* Brady, *Krithe glacialis* Brady, Crosk et Rob., *Normanocythere cf. leioderma* (Norman).

Нет никаких оснований считать, что морская фауна моллюсков, фораминифер и остракод, образующая однородный, экологически выдержанный комплекс, была когда-то ассимилирована, а затем переотложена ледником. Нельзя в данном случае предполагать перенос ледником и включение затем в морену блока «чистых» морских пород, поскольку фауна включена непосредственно в несортированный мореноподобный суглинок с валунами.

Аналогичный разрез валунных мореноподобных суглинков по всем литологическим признакам тождественных санчуговским района низовьев Енисея вскрывается в основании обрывов Лабуи-Надо в нижнем течении Мессояхи, что также

отмечалось В.Н. Саксом [1945]. Суглинки темно-серые неслоистые оскольчато-щебнистые с галькой, гравием и мелкими валунами, с тонкими прослоями белесого мелкозернистого песка и мучнистого алевролита. В мелких неясных линзочках опесчаненного суглинка (супеси) отмечаются массовые скопления раковин, среди которых определены: *Astarte borealis borealis*, *A. elliptica*, *A. montagui* var. *striata* Leach, *Macoma calcarea*, *Serripes groenlandicus* (Bruguiere), *Saxicava arctica*, *Cyrtodaria* ex. gr. *jenisseae* Sachs, *Natica* sp., *Lora* sp., *Tachyrhynchus* sp., *Balanus* sp.

Суглинки содержат также микрофауну фораминифер, представленную следующими видами: *Quinqueloculina circularis*, *Pyrgo williamsoni*, *Polymorphina carta*, *Lagena* ex. gr., *costata*, *Pninaella pulchella*, *Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *Cribronion obscurus*, *Nonionellina labrodorica*, *Protelphidium orbiculare*, *P. lenticulare*, *P. asterotuberculatum*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Cribronion incertus*, *Cribroelphidium goesi*, *Cassandra teretis*, *Stainforthia loeblichii*, *Cassidulina subacuta*.

Количественно преобладают раковины *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Cassidulina subacuta*.

Примеры залегания морских фаунистических остатков в санчуговских суглинках мореноподобного облика с валунами достаточно многочисленны на северо-востоке Западной Сибири и в Таймырской низменности. Все их невозможно привести в рамках настоящей работы, да и вряд ли это целесообразно. Изложенные выше материалы с очевидностью свидетельствуют, что санчуговские глины и суглинки, содержащие включения крупнообломочного материала, как и лишенные их, отлагались в условиях ледовитого полярного морского бассейна. Тщательные литологические наблюдения Ф.А. Каплианской и В.Д. Тарноградского [1975] показывают, что текстурно-структурные признаки, считающиеся типичными лишь для континентальных морен, в действительности таковыми не являются.

Весьма надежными критериями морского генезиса санчуговских отложений являются их геохимические особенности и характер аутигенных минералов, о чем будет сказано во второй части настоящей работы.

В последние годы появился новый богатый материал по микрофаунистической характеристике санчуговских отложений. По данным В.Я. Слободина [Загорская и др., 1965], санчуговский комплекс фораминифер является преемственным по отношению к туруханскому. «Он характеризуется отсутствием видов *Glandulina laevigata* и *Alabamina* sp. и несколько более угнетенным обликом микрофауны. Характерно обеднение санчуговского комплекса вверх по разрезу как в видовом, так и количественном отношении. По-видимому, последнее является результатом постепенного обмеления моря и воздействия опресняющих поверхностных течений». Обеднение санчуговского комплекса прослеживается и с продвижением на юг вверх по долине Енисея от района Усть-Порта.

Нижняя часть санчуговского горизонта, согласно В.Я. Слободину [Загорская и др., 1965], довольно богата фораминиферами в видовом и количественном отношении. Наиболее разнообразны элфидииды и кассидулиниды. В небольших количествах присутствуют милиолиды. В верхней части санчуговских отложений обедненный комплекс содержит те же виды, но в меньшем количестве.

В более поздних публикациях В.Я. Слободин [Слободин и др., 1967; Слободин, Суздальский, 1969] относит к санчуговскому только бедный видами и количественно комплекс, залегающий в основании толщи глинисто-алевритовых (санчуговских, по В.Н. Саксу) пород. Выше по разрезу выделяются усть-портовские глинистые слои с более богатой микрофауной фораминифер. К этому выводу В.Я. Слободин приходит на основании изучения фораминифер в стратотипическом разрезе В.Н. Сакса [Сакс, Антонов, 1945] на р. Санчуговке, в котором санчуговские суглинки содержат бедные комплексы фораминифер (из 10 образцов, исследованных В.Я. Слободиным, фораминиферы обнаружены только в двух: в одном - 3 экз., в другом - 5 экз.).

Санчуговские и вышележащие усть-портовские слои объединяются В.Я. Слободиним и О.В. Суздальским [1969] в кочоскую толщу, которая включает в себя породы, слагающие рельеф возвышенных водоразделов вплоть до дневной поверхности и соответствует единой (кочоской) трансгрессии. Напомним, что в более ранней работе В.Я. Слободин [Загорская и др., 1965] говорил об обеднении микрофаунистических комплексов вверх по разрезу санчуговских отложений.

Согласно данным В.И. Гудиной [1969], комплексы фораминифер санчуговских отложений имеют небольшое количество видов (обычно до 5-6, очень редко до 10-12), а также малое число экземпляров в образце (от 1 до 20). Лишь в отдельных случаях количество раковин в образце возрастает до 40-110 экз. Фораминиферы тяготеют к верхам разреза санчуговских отложений. В каждом отдельном разрезе встречается тот или иной набор видов из числа известных для этого комплекса.

Для санчуговского комплекса «характерна резкая фациально обусловленная изменчивость видового состава и количества особей фораминифер от разреза к разрезу, независимо от стратиграфического положения вмещающих отложений» [Гудина, 1969].

Это приводит автора к выводу о невозможности подразделения санчуговских отложений на горизонты по составу микрофауны и их корреляции.

Проведенные нами совместно с Г.Н. Недешевой исследования распределения фораминифер в санчуговских отложениях (см. табл. 2) также показывают, что микрофаунистические комплексы отличаются большой изменчивостью как по разрезу, так и на площади и расчленять толщу глинисто-суглинистых пород, ранее относимую В.Н. Саксом к единому санчуговскому горизонту, по составу комплексов микрофауны нет оснований. Для санчуговских отложений, так же как для роговских (воркутинских) отложений Печорской низменности и салехардских - низовий Оби, характерна высокая изменчивость в содержании фораминифер, определяемая фациальными и палеоэкологическими условиями осадконакопления.

В литературе дискутируется вопрос о характере морского бассейна, отложившего мощную почти повсеместно развитую толщу валунных суглинков, глин и алевроитов на севере Западной Сибири и в Печорской низменности. Остатки морской фауны не дают на этот вопрос прямого ответа, так же как и состав спорово-пыльцевых спектров.

Наиболее надежные сведения о характере растительности берегов, прилегавших к морскому бассейну, можно получить на основании изучения состава захороненных в осадках макрорастительных остатков. В верхней (регрессивной) части санчуговских суглинков залегают линзы слоистых песков и супесей с прослойками растительного детрита и аллохтонного торфа.

Ботанический состав растительных остатков показывает, что они представлены в основном гипновыми (*Drepanocladus sendtneri* - 50%, *Calliergon giganteum* - 15%) и сфагновыми (*Sphagnum teres* - 20%) мхами. Встречаются остатки трав - 15%, кора хвойных, древесина лиственницы. Согласно заключению Е.О. Скобеевой, при формировании торфянистых прослоек размывалось сильно обводненное гипновое болото с богатым минеральным питанием, расположенное в прибрежных условиях.

Отдельные прослои растительного материала сложены почти исключительно древесными остатками, среди которых определены кора сосны, ели, пихты, березы, ивы. По-видимому, берега бассейна, в котором происходило накопление санчуговских суглинков и глин, были покрыты таежной растительностью, на низменных участках располагались гипновые болота с богатым минеральным питанием.

В спорово-пыльцевых спектрах торфянистых прослоев среди древесных пород преобладает береза - 48%, ель - 24, сосна - 21%. Пыльца пихты составляет 3%, кедра - 4%. Как следует из приведенных списков, состав древесных пород, определенный по макрорастительным остаткам и спорово-пыльцевым спектрам, оказался близким.

Суммируя весь комплекс палеонтологических данных, можно констатировать, что морской бассейн во время максимума трансгрессии на территории Печорской и севера

Западно-Сибирской низменностей был не более холодным, чем современные Баренцево и Карское моря. Об этом говорит присутствие в ряде разрезов богатых микрофаунистических комплексов, состав макрорастительных остатков, наличие в глубоководных отложениях наряду с холодноводной фауной моллюсков обломков раковин *Cyprina islandica* и других бореальных видов, по-видимому распространенных в это время в прибрежных мелководных районах.

Однако, несмотря на относительную тепловодность, морской бассейн был ледовит, о чем свидетельствует наличие в осадках большого количества включений грубообломочного материала. Основная часть его представлена сравнительно хорошо окатанной галькой, гравием и мелкими валунами. Разнос их осуществлялся припайными льдами из прибрежной литоральной зоны. Крупные валуны и глыбы, вероятно, имеют айсберговое происхождение.

Вопрос о соотношении и взаимосвязи оледенения и морской трансгрессии будет рассмотрен в следующей главе, поэтому в данном разделе более подробно на нем мы не останавливаемся.

### Отложения второго регрессивного горизонта

Глинистые и суглинистые отложения максимальной стадии развития морского бассейна вверх по разрезу сменяются толщей песков, разрез которых венчается прибрежными литоральными галечниками, валунно-галечными отложениями и суглинками с включениями грубообломочного материала.

Толща песков залегает в пределах наиболее возвышенных водоразделов с абсолютными высотами 100-200 м и более. В Печорской низменности она известна как вашуткинский горизонт [Попов, 1961], в нижнем течении Оби ее аналогом являются отложения сабунской свиты [Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961]. В низовьях Енисея ей соответствуют водораздельные, по С.Л. Троицкому [1966], или никитинские, по В.А. Зубакову [1972а], пески.

Нередко в толщу рассматриваемых отложений объединяются пески, залегающие в пределах возвышенных водоразделов, и пески, слагающие более низкие гипсометрические террасовидные уровни на абс. высоте 60-80 м. Как показали исследования многих авторов, в том числе и наши, толщи песков возвышенных водоразделов и террасовидных уровней с абс. высотами 60-80 м занимают различное стратиграфическое положение в разрезе плейстоцена.

В Печорской низменности генезис толщи вашуткинских песков в различных районах трактуется различно. На востоке Большеземельской тундры и южных районах Печорской низменности пески часто рассматриваются как флювиогляциальные, а перекрывающие их галечники, валунно-галечные отложения и суглинки с валунами как ледниковые отложения верхнеплейстоценового - валдайского оледенения [Калецкая, Миклухо-Маклай, 1958, и др.]. В центральных и северных районах Печорской низменности пески нередко относятся к отложениям бореальной [Лаврова, 1949; Станкевич, 1957] или послеледниковой [Иорданский, 1939; и др.] трансгрессии.

Толща песков обычно постепенно переходит в нижележащие темно-серые глубоководные суглинки и глины. На контакте нередко залегают горизонтально-слоистые (в том числе и ленточные) алевролиты. Если же контакт толщ песков и суглинков резкий, в горизонтальном направлении наблюдается фациальный взаимопереход одних пород в другие.

Характер контакта глубоководных глинисто-суглинистых отложений и вышележащей толщи песков с очевидностью указывает на их генетическую близость и позволяет сделать вывод, что пески отражают регрессивную фазу развития морского бассейна, отложившего толщу глин и суглинков.

Пескам свойствен набор всех типов слоистости бассейнового типа: горизонтальной, волнистой, линзовидной, косой. В нижней части толщи преобладает горизонтальная и слабонаклонная слоистость, вверху - косоволнистая и косая. Показательно присутствие знаков ряби волнений и течений.

Наиболее полно толща водораздельных песков представлена в районе Вашуткиных озер на северо-востоке Большеземельской тундры. Пески слагают здесь резкий холмисто-западинный рельеф, долгое время считавшийся типичным ледниковым рельефом камового типа [Калецкая, Миклухо-Маклай, 1958]. Однако детальные геологические работы, проведенные здесь Е.Ф. Станкевичем [1957], показали, что пески содержат многочисленные остатки морской фауны, условия залегания которой исключают предположения о ее переотложении. Несмотря на многочисленность фаунистических остатков, они представлены ограниченным набором видов, преимущественно асарт.

В данном районе, следовательно, является доказанным неледниковое происхождение холмисто-западинного рельефа, сложенного песками. Некоторые авторы [Станкевич, 1957] связывают его образование с эрозионным расчленением во время последнего межледниковья. С этим предположением трудно согласиться, ибо западины часто имеют бессточный характер, в них на различных уровнях располагаются озера. По-видимому, образование холмисто-западинного рельефа, приуроченного исключительно к областям развития песчаных отложений, обусловлено в основном мерзлотно-суффозионными процессами, условия для проявления которых создаются в зонах распространения относительно мощных толщ песков.

Показательные наблюдения в этом отношении проведены на побережье Чукотки в районе устья Эргувээм, где ровная, почти плоская морская терраса высотой 30-40 м на одном из участков имеет резкий холмисто-западинный рельеф. Область распространения этого рельефа строго локализована и ограничена площадью порядка 4 км<sup>2</sup>. Холмы сочетаются с резкими воронкообразными западинами. Превышения холмов над западинами составляют до 10-15 м, однако вершины холмов не выходят за пределы основной плоской поверхности террасы. Морфология рельефа несет на себе все признаки проявления карстовых процессов, но рельеф сложен бескарбонатными мелкозернистыми песками, которые подстилаются туфогенно-эффузивным комплексом пород. Отсутствуют в отложениях террасы и мощные полигонально-жильные льды, с вытаиванием которых можно было бы связать образование западин. Остается предположить, что формирование просадочного рельефа на поверхности морской террасы связано с суффозионными процессами, поскольку пески в существенной степени являются пылеватыми. Интенсивность проявления суффозионных процессов предопределялась мерзлотно-полигональным рельефом, развитым на поверхности террасы.

Резкий холмисто-западинный рельеф наблюдается на хорошо дренированных участках, сложенных песчаными отложениями, вблизи долин рек (рис. 6). Отдельные конические холмы типа камов, как бы насаженные на поверхность основных холмов, имеют останцово-нивальное происхождение. Стадии и условия их образования хорошо видны на современном побережье Байдарацкой губы в районе Амдермы [Данилов, 1965].

Е.Ф. Станкевич [1957] к собственно ледниковым отложениям в районе Вашуткиных озер относит несплошной маломощный слой супесей и легких суглинков с гравием и галькой, приуроченный к подножиям и склонам холмов. Мощность этого слоя не превышает 0,3-0,5 м. Приуроченность супесей и суглинков к склонам и подножиям холмов и небольшая мощность говорят скорее о их делювиально-солифлюкционном происхождении.

Комплексы фораминифер из песчаных отложений водоразделов бедные. Количество видов в разрезе обычно не превышает 5-10, количество раковин в образце 10-20 (иногда до 40-50) экз. Ядро комплекса, по данным В.П. Евсеева [1970], составляют 4 вида: *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Cassidulina subacuta*, *Buccella hannai arctica*.

Наиболее дискуссионным до настоящего времени остается вопрос о генезисе валунно-галечных отложений и валунных суглинков, залегающих в приповерхностной части разреза возвышенных водоразделов. В низовьях Печоры приповерхностные валунные суглинки, на основании находок в них фауны морских моллюсков, были выделены М.А. Лавровой [1949] в отложения беломорской трансгрессии. Детальное изучение контактов приповерхностных валунных отложений водоразделов с нижележащей толщей прибрежно-морских песков говорит о постепенных взаимопереходах одних в другие и их принадлежности единой трансгрессии. Остатки морских раковин во всех горизонтах приповерхностных валунных суглинков низовий Печоры отмечены А.И. Поповым [1963].

В восточных районах Печорской низменности фаунистические остатки в приповерхностных водораздельных валунных суглинках обнаружены не были, и суглинки большинством исследователей рассматривались как морена последнего покровного верхнеплейстоценового оледенения. Однако в последнее время в самых северо-восточных районах Большеземельской тундры на водоразделе Воркуты и Сейды (правых притоков Усы), имеющем абсолютную высоту 205 м, обнаружена микрофауна фораминифер [Евсеев, 1970]: *Buccella hannai arctica*, *Cribrononion obscurus*, *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Criboelphidium goesi*, *Cassidulina* sp., *Cassidulina subacuta*. Содержание раковин в образце невелико (8-11 экз.).

Факт наличия в приповерхностных валунных суглинках в северных (центральных) районах Печорской низменности фауны морских моллюсков, а в восточных - микрофауны фораминифер позволяет рассматривать их как фацию морского бассейна, соответствующую заключительным фазам развития морской трансгрессии.

В низовьях Оби преимущественно песчаные породы, отражающие регрессивную фазу развития салехардского (салемальского) морского бассейна, иногда рассматривают в составе салехардской свиты [Лазуков, 1970], иногда эти отложения объединяются исследователями с сангомпанскими (казанцевскими) отложениями или относятся к водно-ледниковым отложениям зырянского оледенения. Регрессивную пачку существенно песчаных отложений, завершающих разрез толщи морских отложений водоразделов, выделяют И.Л. Кузин, И.В. Рейнин, Н.Г. Чочиа [1961], а вслед за ними В.И. Гудина [1966], относя ее к сабунской свите. Для песков, по данным В.И. Гудиной, характерно присутствие спикул губок и растительных остатков. Фораминиферы, остракоды, моллюски в них отсутствуют.

Приповерхностные горизонты валунно-галечных отложений и песков с валунами некоторые исследователи [Лазуков, 1970] относят к водно-ледниковым накоплениям зырянского ледникового покрова. Другие авторы [Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961] считают валунно- и песчано-галечные отложения сформированными в заключительные этапы ямальской трансгрессии. Аналогии в строении комплекса водораздельных отложений низовий Оби с территорией Печорской низменности и низовий Енисея (о чем будет сказано ниже) убеждают нас, что валунные песчаные и галечные отложения являются фацией прибрежно-морских отложений. В частности, пески и галечники с валунами на правом берегу Оби в районе Ангальского мыса (к северу от Салехарда) весьма напоминают литоральные фации вашуткинского горизонта и водораздельных песков в низовьях Енисея.

Что касается холмисто-грядового рельефа на правом берегу Оби от устья Аксарки до п-ова Салемал [Лазуков, 1970], то здесь можно также провести аналогию с районом Вашуткиных озер Большеземельской тундры. Кроме того, известно, что в непосредственной близости к предполагаемому центру покровного оледенения - Полярному Уралу - «ледниково-аккумулятивный рельеф в районе Салехарда и Лабытнанги вплоть до подножия Урала отсутствует» [Лазуков, 1970]. Г.И. Лазуков связывает этот факт с тем, что ледниковый аккумулятивный рельеф «был уничтожен во время распада и таяния ледника деятельностью талых ледниковых вод». Остается



непонятным в этом случае, почему сохранился неразмытым холмисто-грядовой рельеф на правобережье Оби близ устья? И как могли талые воды размыть весь ледниковый рельеф, который должен был иметь площадное распространение? Отсутствуют формы ледникового рельефа и у подножия западных склонов Полярного Урала, к которым подходит ровная, слегка волнистая поверхность. На юго-западных склонах Пай-Хоя почти идеально плоская столообразная поверхность с абсолютными высотами около 100 м непосредственно приключается к более возвышенным пространствам, сложенным коренными породами.

Наиболее полные материалы по строению толщи водораздельных песков, перекрывающих их валунно-галечных пород и валунных суглинков получены для района низовьев Енисея. В.А. Зубаков [1972a] именуется толщю преимущественно песчаных пород никитинскими песками, поскольку наиболее полное и хорошо изученное обнажение на правом берегу Енисея расположено против о. Никитинского (между г. Дудинкой и пос. Усть-Портом). О.В. Суздальский и В.Я. Слободин [1969] включают их в устьпортовские слои кочоской толщи. Прежде эти пески обычно относились к осадкам казанцевской трансгрессии и водно-ледниковым отложениям зырянского оледенения [Сакс, Антонов, 1945; Стрелков, 1965].

Пески имеют в основном мелко- и среднезернистый состав, слоистость внизу горизонтальная, вверху - наклонная и косая. Встречаются редкие включения гальки и единичные валуны. Характерно присутствие прослоев растительного детрита и аллохтонного торфа. Мощность в среднем 20-40 м.

В песках залегают редкие остатки фауны морских моллюсков. В ряде разрезов пески, по гипсометрическому положению и условиям залегания сходные с водораздельными в низовьях Енисея, содержат обильную и достаточно тепловодную фауну. В.Н. Сакс [1945b] отмечает в низовьях Пясины выше устья Тареи (в «Зольных горах» на абсолютных отметках 100-150 м) выходы галечников с многочисленными *Saxicava arctica* и песков с *Saxicava arctica*, *Mya truncata* var. *uddevallensis* Hanck (преобладают), *Astarte borealis* f. *typica* et var. *placenta* Morn., *A. montagui*, *Macoma calcarea*, *Balanus balanus*, *B. hameri*.

Правда, раковины наиболее типичного представителя теплолюбивой фауны этих районов - *Cyprina islandica* - отсутствуют.

Комплексы фораминифер бедные. В стратотипическом разрезе на правом берегу Енисея против о. Никитинского пески мощностью 20 м содержат всего 7 видов фораминифер: *Pninaella pulchella*, *Melonis zaandamae*, *Nonionellina labradorica*, *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Criboelphidium goesi*, *Islandiella islandica*. Количество раковин в образце не превышает 16 экз.

Принципиально важен вопрос о генезисе верхней пачки пород, представленных чередованием галечников, песков, валунно-галечных отложений и валунных суглинков. Эта пачка слагает возвышенные участки водоразделов, перекрывая нижележащую толщю водораздельных (никитинских) песков, и имеет мощность 10-20 м. В зависимости от понимания генезиса приповерхностных валунных пород различно решаются вопросы палеогеографии верхнего плейстоцена и истории развития рельефа района низовьев Енисея и всего северо-востока Западно-Сибирской низменности в целом. Если валунные суглинки и валунно-галечные отложения имеют ледниковое континентальное происхождение, они связаны с зырянским верхнечетвертичным покровным ледником, распространявшимся на территорию северо-востока Западно-Сибирской низменности [Сакс, 1953; Стрелков, 1965; Троицкий, 1966; Архипов, 1971; и др.]. Несколько слоев валунных суглинков, чередующихся с песками и галечниками, в этом случае являются следствием нескольких стадий оледенения (ньяпанской, караульской и т.д.). Перегораживание долины Енисея ледником должно было привести к образованию подпрудного бассейна и соответствующего ему террасового уровня (или уровней) выше

пойменных и I надпойменной террас. Решение должна получить проблема стока енисейских вод.

Установление морского происхождения приповерхностной водораздельной пачки валунных отложений снимает вопрос о возможной связи высоких террасовых уровней в долине Енисея с ледниковым подпором, проблеме стока Енисея и вопрос о наличии морены на более низких террасовых уровнях долины Енисея, и в частности на каргинской террасе [Троцкий, 1967]. Становится беспредметной дискуссия о максимальной фазе продвижения верхнеплейстоценового покровного оледенений: ньяпанский [Сакс, Антонов, 1945], караульской [Стрелков, 1965], сартанской [Троцкий, 1967], по крайней мере, для равнинных территорий, прилегающих к Енисею на его приустьевом участке.

Нами проведено изучение стратотипического разреза, расположенного на правом берегу Енисея в 3,2 км выше р. Зырянки, где В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1945] выделены отложения зырянского горизонта, слагающие верхнюю часть берегового склона высотой более 100 м.

Изученный разрез располагается в центральной части широтного отрезка течения Енисея между устьями Малышевки и Зырянки против о. Никитинского. Рельеф выше бровки уступа правого берега Енисея представляет собой крупные пологосклонные вытянутые гряды с абс. высотами 100-115 м. Эта полоса «холмисто-моренного» рельефа рассматривается как полоса конечно-моренных образований ньяпанской [Сакс, Антонов, 1945] стадии зырянского покровного оледенения. Здесь же С.А. Архипов [1971], пересекая долину Енисея, проводит границу максимального распространения континентальных ледников зырянского оледенения.

Таким образом, рассматриваемый район представляет собой, согласно представлениям сторонников ледникового происхождения приповерхностных валунных отложений, один из самых типичных районов распространения континентальных ледниковых и водно-ледниковых отложений зырянского ледникового покрова и формируемых ими конечноморенных форм рельефа.

Наиболее полный разрез, вскрывающий строение одной из высоких водораздельных гряд с абс. высотой 115 м, расположен в стенках огромного цирка в верховьях небольшого короткого ручья, прорезающего высокий крутой берег Енисея. В приповерхностной части обнажения чередуются слои валунных суглинков, мелкозернистых горизонтально-слоистых песков и валунно-галечных отложений мощностью 2-5 м (рис. 7).

Непосредственно ниже бровки залегает темно-серый оскольчатый суглинок с галькой, гравием и валунами. Мощность суглинка вдоль обнажения колеблется от 4-5 до 10-15 м. Слои аналогичного суглинка вскрываются в интервалах глубин 7,0-8,5 и 17,5-22,0 м от бровки обнажения. Верхние два слоя суглинков разделены мелкозернистым песком мощностью 2,5 м, между вторым и третьим залегает слой песка мощностью 3,5 м, подстилаемый галечником с мелкими валунами мощностью 5,5 м. Галечник окрашен в ярко-ржавый цвет и прекрасно прослеживается вдоль всех стенок цирка, образуя хороший маркирующий горизонт. Общая мощность пачки переслаивающихся валунных суглинков, песков и галечников составляет 22 м. Ниже нее, в интервале глубин 22-42 м, вскрывается монотонная толща мелкозернистых горизонтально-, волнисто-, реже косослоистых желтовато-серых водораздельных (никитинских) песков с обломками раковин *Macoma* sp. и *Natica* sp. На плоском днище цирка обнажаются сизовато-серые тяжелые суглинки с гравием и галькой. Эти же суглинки слагают нижнюю часть береговых уступов Енисея и содержат фауну моллюсков санчуговского типа, списки которой приведены выше.

При исследовании обнажения во всех трех горизонтах приповерхностных валунных суглинков были обнаружены обломки раковин морских моллюсков, конкреционные стяжения сульфидной серы и линзочки органического вещества, что вызвало сомнение в их континентально-ледниковом происхождении. В слое ржавого

галечника с валунами залегают многочисленные обломки древесины, обогащающие отдельные прослои.

Микрофаунистическое изучение обнажения показало, что во всех трех горизонтах валунных суглинков содержится микрофауна фораминифер (см. рис. 7). Фораминиферы присутствуют также в песках и галечниках, разделяющих второй и третий горизонты суглинков. Количественное содержание раковин в образце из валунных суглинков достигает 40 экз.

Комплекс фораминифер в валунных суглинках насчитывает 20 видов: *Haplophragmoides* sp. 1, *Trochammina* cf. *quadriloba* Höglund, *T.* sp., *Pyrgo williamsoni*, *Polymorphina* sp., *Buccella frigida*, *B. hannai arctica*, *Alabaminoides mitis*, *Phinaella pulchella*, *Melonis zaandamae*, *Cribronion incertus*, *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium subclavatum*, *Criboelphidium goesi*, *Elphidiella hannai*, *Stainforthia concava*, *Bolivina* cf. *pseudopunctata* Höglund, *B.* sp., *Cassidulina subacuta*, *Islandiella islandica*.

Количественное содержание и видовое разнообразие фораминифер в приповерхностных валунных отложениях значительно больше, чем в нижележащей толще песков и верхней части вскрывающихся санчуговских суглинков. Комплекс фораминифер в водораздельных (никитинских) песках насчитывает всего 7 видов, а в верхней части санчуговских суглинков 5 видов. Следовательно, нет оснований говорить о переотложении микрофауны ледником в приповерхностных слоях валунных суглинков из подстилающих морских отложений.

Предположение о переотложении микрофауны ледником становится еще менее вероятным, если учесть, что обнаруженные виды агглютинирующих (песчаных) фораминифер: *Trochammina* cf. *quadriloba*, *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp. 1 не встречены ни в одном из горизонтов нижележащих отложений. Представители этих родов не отмечены также в результате исследований В.Я. Слободина [*Загорская и др., 1965*] и В.И. Гудиной [*1969*].

В рассматриваемом разрезе зырянских отложений Ю.Н. Михалюком [*Слободин, Михалюк, 1967*] обнаружены раковины морских моллюсков: *Joldiella (Portlandia) lenticula*, *Mastra calcarea*, *Mya truncata* и др.

Таким образом, результаты изучения стратотипического разреза зырянских «ледниковых» отложений показывают, что они имеют морской генезис. Формирование их происходило в заключительную фазу развития трансгрессии, отложившей санчуговские суглинки и вышележащую толщу регрессивных песков.

Генетическая интерпретация приповерхностных горизонтов валунных отложений как морских фаций заставляет пересмотреть их возраст и стратиграфическое положение. Поскольку пески с казанцевской фауной моллюсков слагают более низкие гипсометрические уровни рельефа (с абс. высотой 60-80 м), то возраст водораздельных морских валунных отложений, залегающих на абсолютной высоте свыше 100 м, является, следовательно, доказанцевским.

Иное толкование генезиса и стратиграфического положения приповерхностных горизонтов водораздельных валунных отложений заставляет отказаться от их прежнего названия - зырянский горизонт. Этот термин получил широкое признание как соответствующий времени верхнеплейстоценового оледенения в Сибири, его целесообразно оставить для верхнеплейстоценовых ледниковых отложений в горах Полярного Урала и на северо-западе Среднесибирского плоскогорья.

Валунные отложения, венчающие разрез водораздельных морских отложений, можно именовать малышевскими, ибо стратотипический район их распространения располагается на правом берегу Енисея ниже устья Малышевки (между устьями Малышевки и Зырянки).

Рассмотренный разрез водораздельных валунных суглинков, содержащих микрофауну фораминифер, не является единственным. Две полосы «конечноморенного» рельефа прослеживаются многими исследователями вдоль левобережья Енисея в его

нижнем течении: к западу от Большой Хеты, по ее левому берегу, и вдоль долины Енисея к востоку от р. Малой Хеты [Сакс, Антонов, 1945; Стрелков, 1965; и др.]. Эти «конечноморенные» гряды фиксируют границу максимального продвижения зырянского ледникового покрова на запад.

На поверхности одной из гряд в верховьях Большой Хеты (вернее, на междуречье Большой и Малой Хеты) пробурена скв. 34 Большехетской группы скважин НИИГА (рис. 8). Абсолютная высота устья скважины 146 м, т.е. она вскрывает строение наиболее возвышенных в данном районе водоразделов.

В приповерхностной части разреза плейстоценовых отложений до глубины 6,4 м залегает алевроит серый пористый мучнистый с галькой, гравием, мелкими валунчиками, иногда с разложившимися растительными остатками и тонкими прослойками растительного детрита.

В интервале глубин 6,4-14,0 м залегает супесь серая с включениями гравия, гальки и мелких валунов (до 15 см в поперечнике) различной степени окатанности.

Ниже вскрывается толща серых тонкозернистых песков водораздельного типа мощностью 38 м.

В слое валунных супесей и в вышележащих серых алевроитах с гравием и галькой (интервал от 3,0 до 14,0 м) обнаружен относительно богатый комплекс фораминифер. Количество видов составляет 18, содержание раковин в образце достигает 41 экз. Среди определенных видов: *Gordiospira arctica*, *Globulina glacialis*, *Quinqueloculina borea*, *Fissurina orbignyana*, *Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *B. troitzkyi*, *Nonionellina labradorica*, *Cribronion obscurus*, *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium obesum*, *E. boreale*, *E. granatum*, *E. subclavatum*, *Criboelphidium goesi*, *Elphidiella arctica*, *Stainforthia loeblichii*, *Cassidulina subacuta*.

В толще нижележащих песков содержание раковин в образце не превышает 7 экз., а комплекс фораминифер насчитывает всего 4 вида: *Cibicides rotundatus*, *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Criboelphidium goesi*.

Следовательно, в данном случае, так же как в стратотипическом разрезе на правом берегу Енисея выше р. Зырянки, приповерхностные валунные отложения содержат более богатый комплекс фораминифер, нежели подстилающие их толщи осадков. Этот факт еще раз показывает несостоятельность предположений о переотложении микрофауны ледником.

### **Отложения морского террасового уровня на абсолютной высоте 60-80 м**

Рельеф водоразделов за пределами речных долин имеет террасированный характер. Одним из наиболее широко развитых является террасовидный уровень на абс. высоте 60-80 м, иногда достигающий 100 м. Он прослеживается на севере Печорской и Западно-Сибирской низменностей. Отложения, слагающие этот уровень, выделяются в Печорской низменности как мореюсский горизонт [Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; и др.], на севере Западной Сибири они известны как казанцевские. Исследования последних лет показали, что прибрежно-морские пески с обильной бореальной фауной не участвуют в строении рельефа с абс. высотами более 80-100 м [Троицкий, 1966; Лазуков, 1970; и др.]. Первоначально же в единую толщу казанцевских бореальных отложений объединялись пески, слагающие наиболее возвышенные водоразделы и пески террасовых уровней на абс. высоте 60-80 м [Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1953; Стрелков, 1965; и др.].

В Печорской низменности террасовый уровень с отложениями, содержащими лужитанско-бореальную фауну с *Cyprina islandica*, *Cardium edule*, *Macra elliptica*, *Antalis entalis*, *Balanus hameri* и др., имеет следующее строение. В основании залегают темно-серые валунные оскольчатые суглинки, напоминающие отложения максимальной стадии трансгрессии (роговской горизонт). Вверх они постепенно переходят в алевроиты, еще выше сменяющиеся песками. Для алевроитов характерна ленточная слоистость. В

приповерхностных частях разреза террасы в песках появляются включения, линзы и прослойки гравия и гальки.

Обращает внимание факт постепенного перехода темно-серых валунных суглинков в основании террасы вверх по разрезу в пески, в основном формирующие террасовый уровень. Этот факт позволяет говорить, что мореюсская (казанцевская) терраса сформирована не самостоятельной трансгрессией, а отражает одну из фаз регрессии бассейна, в котором были накоплены отложения, слагающие более высокие уровни рельефа. Бореальная морская фауна получила массовое развитие благодаря мелководности и относительной тепловодности бассейна. Но она, вероятно, существовала и в более ранние этапы развития трансгрессии в прибрежных районах бассейна.

В низовьях Оби казанцевские отложения представлены пресноводными осадками преимущественно алевритового и тонкопесчаного составов с многочисленными растительными остатками. Согласно данным Г.И. Лазукова [1970], проводившего детальные исследования в низовьях Оби, «диатомовые, фораминиферы и морские моллюски в казанцевских отложениях рассматриваемого района до сих пор не встречены».

В основании казанцевских отложений района низовьев Оби указываются мощные базальные горизонты [Лазуков, 1970], которые говорят о предшествовавшем их накоплению глубоком размыве. В то же время в южной части п-ова Ямал «переход осадков ямальской серии в казанцевские совершается постепенно, вероятно, без перерыва. Поэтому провести стратиграфическую границу по литологическим признакам можно весьма приблизительно, исходя из общей фациальной изменчивости, по смене более глубоководных осадков мелководными, со значительным количеством растительного детрита» [Лазуков, 1970]. В данном случае определенно говорится о постепенном переходе глубоководных салехардских отложений в мелководные казанцевские.

Для континентальных аналогов казанцевских слоев в низовьях Оби, слагающих IV террасу (пьяк-яхинские слои), получена радиоуглеродная датировка, равная более 57 тыс. лет [Зубаков, Левковская, Чочиа, 1967].

К казанцевским на Ямале относят породы, слагающие хорошо выраженный террасовый уровень на абс. высоте 50-70 м, а также отложения террасовых уровней, имеющих несколько более низкую абсолютную высоту - 40-60 м [Гуртовая, Троицкий, 1968]. Следует признать, что стратиграфическое положение и корреляционная увязка террасовых уровней Ямала с другими районами еще недостаточно ясна и требует специального изучения. Сложены террасовые уровни в нижней части разреза глинистыми алевритами, слоистыми песками с тонкими прослойками растительного детрита, вверху нередко залегают диагонально-слоистые пески с линзами намывного торфа. В отложениях террас найдены кости кита, моржа, тюленя, остатки широко распространенных и умеренно тепловодных морских моллюсков (*Natica clausa*, *Neptunea borealis*, *Cyprina islandica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*) и довольно многочисленные раковины фораминифер 12 видов: *Nonion* ex. gr. *umbilicatus* (Montagu), *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium clavatum*, *Criboelphidium goesi*, *C. bartletti* Cushman, *Miliolina* sp., *Angulogerina angulosa*, *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny), *Cassidulina norcrossi*, *C. crassa* d'Orb., *Lagena* ex. gr. *catenulata* (Williamson), *Cibicides* sp. [Гуртович, Троицкий, 1968].

Для верхней песчаной пачки казанцевских отложений Ямала (марресальская толща) получена абсолютная датировка по  $^{14}\text{C}$  - более 55 тыс. лет [Зубаков, Левковская, Чочиа, 1967].

Аналогичные террасовидные уровни, относимые к казанцевскому времени, распространены на Тазовском и Гыданском полуостровах, центральных частях севера Западной Сибири [Лазуков, 1970]. Сложены они песчаными, алевритовыми и песчано-алевритовыми породами с прослоями растительных остатков. В них же обнаруживается комплекс морской бореальной фауны с *Cyprina islandica* и *Macoma baltica*. На Гыданском

полуострове в казанцевских отложениях присутствует бореально-лузитанский *Cardium edule* [Лазуков, 1970].

В приенисейских районах севера Западно-Сибирской низменности казанцевские морские отложения изучены наиболее полно. Их литологический состав и палеонтологическая характеристика подробно рассмотрены в работах В.Н. Сакса [1945a]; В.Н. Сакса К.В. Антонова [1945]; С.Л. Троицкого [1966]; С.А. Стрелкова [1965]; В.И. Гудиной [1969] и др. Поэтому остановимся лишь на двух дискуссионных вопросах: о контакте казанцевских песков с нижележащими санчуговскими глинами и суглинками и о генезисе приповерхностных валунных суглинков и валунно-галечных отложений, перекрывающих пески с бореальной фауной. Решение этих вопросов определяет стратиграфическое положение казанцевских отложений и картину палеогеографического развития северо-востока Западной Сибири в верхнем плейстоцене.

Показательным в свете поставленных проблем является разрез правого берега Енисея выше пос. Караула, вскрывающий строение поверхности с абсолютными высотами около 80 м. Нижняя часть разреза сложена толщей темно-серых слабо сортированных оскольчатых валунных суглинков, вскрытая мощность которых 26 м. По литологическому облику суглинки аналогичны санчуговским. Они содержат небогатый комплекс фораминифер, насчитывающий всего 7 видов, среди которых преобладает *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare* и *Criboelphidium goesi*. Количество раковин в образце 3-7 экз. и лишь в отдельных случаях достигает 39.

Вверх по разрезу суглинки постепенно сменяются песками. В приконтактной части слоя суглинков залегают линзы и прослои вышележащего песка, что еще раз подчеркивает постепенность перехода одного слоя в другой. Никакого базального слоя в основании песков нет. Пески желтовато-серые мелкозернистые, в основном горизонтально-слоистые с участками волнистой и линзовидной слоистости. Присутствуют включения гравия, гальки и мелких валунов (размером 0,1-0,2 до 0,3 м в поперечнике), а также линзы гравийно-галечного материала с валунами, приуроченные к верхней части слоя, мощность которого составляет 8 м.

В песках содержатся остатки морской фауны в виде единичных раковин и линзовидных скоплений типа «банок». Фауна представлена следующими видами: *Macoma calcarea*, *Astarte (Tridonta) borealis* (Schum), *A. montagui*, *Cyprina islandica*, *Hiatella arctica*, *Clinocardium cf. ciliatum* (Fabr.), *Mya truncata*, *M. pseudoarenaria* Schlessch, *Mytilus edulis*, *Neptunea cf. satura* (Martyn), *Buccinum* sp., *Natica* sp., *Margarites* sp., *Balanus* sp. (определения О.М. Петрова). Состав фауны моллюсков близок казанцевскому комплексу [Троицкий, 1964, 1966]. Следовательно, можно с определенностью утверждать постепенность перехода глубоководных санчуговских отложений в мелководные пески с казанцевской фауной. Как и для районов Печорской низменности и Ямала следует вывод, что казанцевская трансгрессия развивалась из более древней основной трансгрессии и является одной из ее регрессивных стадий. Это утверждение не противоречит фактам залегания в основании казанцевских отложений базальных галечников и валунно-галечных пород [Троицкий, 1966], так как в ходе регрессии морского бассейна и выработки террасовых уровней, безусловно, имели место локальные донные размывы.

Пески с фауной морских моллюсков рассмотренного разреза лишены микрофаунистических остатков. Даже в местах массового захоронения раковин моллюсков микрофауна отсутствует, нет ее и в песке, выполняющем створки раковин.

Осадки песчаного состава с бореальной фауной перекрыты комплексом пород, состоящим из переслаивания валунных суглинков, мелко- и среднезернистых песков. Мощность прослоев суглинков от 0,5-0,7 до 10 м, разделяющих их песков от 0,2 до 2,0-2,6 м. Всего в разрезе насчитывается 4 слоя валунных суглинков и 3 слоя разделяющих их песков, общая мощность которых 18 м.

Рельеф выше бровки обнажения холмисто-грядовой. На поверхности гряд залегают скопления гравийно-галечного и валунного материала.

По литологическому облику и характеру сложенного им рельефа приповерхностный комплекс пород, согласно общепринятым канонам, должен рассматриваться как континентальный ледниковый. Холмисто-грядовые образования в районе пос. Караула, сложенные валунными отложениями, послужили в свое время основанием для выделения караульской стадии зырянского оледенения. Ледниковые зырянские отложения непосредственно выше пос. Караула выделяет С.Л. Троицкий [1966, рис. 16]. С.А. Стрелков [1965] признает возможность ошибочного предположения о продвижении зырянских ледников со Среднесибирского плоскогорья до пос. Караула и показывает здесь область распространения ледников, двигавшихся с Таймыра.

Выше уже был рассмотрен вопрос о генезисе приповерхностных валунных суглинков, относимых к зырянскому оледенению в пределах возвышенных водоразделов. Сам по себе факт установления морского происхождения отложений высоких водоразделов исключает возможность существования ледниковых валунных суглинков на более низких террасовых уровнях (в тех же районах). Этот вывод подкрепляется фактическим материалом.

Анализ микрофауны из приповерхностных валунных суглинков и разделяющих их песков показал, что суглинки содержат богатый комплекс фораминифер. Количество раковин в образце достигает 85 экз., составляя в среднем 20-30. Комплекс насчитывает 15 видов: *Quinqueloculina (Miliolinella) subrotunda*, *Pyrgo williamsoni*, *Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *Pninaella pulchella*, *Asterigerina* sp., *Cibicides rotundatus*, *Melonis* sp., *Protelphidium orbiculare*, *P. asterotuberculatum*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Criboelphidium goesi*, *Elphidiella groenlandica*, *Stainforthia loeblichii*, *Cassidulina subacuta*.

В песках между валунными суглинками фораминиферы отсутствуют. Не встречены они, как уже отмечено, и в песках с бореальной фауной морских моллюсков. Комплекс фораминифер в приповерхностных валунных суглинках значительно более богат в видовом и количественном отношении, чем комплекс санчуговских отложений того же разреза. Все изложенное свидетельствует о том, что различия в содержании микрофауны фораминифер по разрезу соответствуют различиям в фациальных условиях осадконакопления. Возможные предположения о переотложении микрофауны в верхних горизонтах валунных отложений, в свете приведенных данных, являются несостоятельными. Далее, в приповерхностных валунных суглинках на глубине 5,2 и 13,0 м обнаружены раковины морских остракод: *Leptocythere cribrosa* (Brady, Crosskey et Robertson) и *Normanicythere leioderma* (Norman). Находки морских остракод очень редки в нижележащих горизонтах отложений. В казанцевских песках они вообще неизвестны.

Таким образом, присутствие горизонтов валунных суглинков в верхних частях разреза морского террасового уровня на абс. высоте 60-80 м является закономерной чертой его строения.

Важно отметить, что валунные суглинки слагают поверхность террасовых уровней с казанцевской фауной и в тех районах, в которые, согласно представлениям большинства исследователей, зырянские покровные ледники не проникали. Для примера можно привести разрез обнажения на восточном берегу Енисейского залива севернее пос. Ладыгина Яра.

В приповерхностной части берегового уступа здесь обнажается темно-серый легкий песчаный суглинок с галькой, гравием и отдельными валунами мощностью 2,0 м. Вниз по разрезу он постепенно переходит в желтовато-белесый мелкозернистый песок внизу - горизонтально-, вверху - косослоистый, слагающий основную часть обнажения (видимой мощностью до 15-20 м).

В приконтактной зоне в песках присутствуют гравийно-галечные линзы и прослои, которые обогащены раковинами морских моллюсков: *Astarte (Tridonta) borealis* (Schum.), *A. montagui striata* Leach, *Cyprina islandica* L., *Mya* sp., *Lora* sp., *Serripes* sp. (определения О.М. Петрова). Несколько ниже по разрезу в песках залегают прослои слоистого аллохтонного торфа мощностью до 0,5 м, в основном сложенного гипновыми

мхами. В нем обнаружены обломки древесины и кора сосны, березы, ивы (определения Е.О. Скобеевой). Очевидной является принадлежность песков к прибрежно-морским фациям казанцевских отложений. Постепенность перехода песков в суглинки говорит о их генетической близости.

В данном разрезе важно подчеркнуть еще и то обстоятельство, что пески с бореальной фауной ниже постепенно переходят сначала в серые горизонтально-слоистые супеси, а затем - в темно-серые песчанистые суглинки с галькой, гравием и мелкими валунами, напоминающие санчуговские. Иными словами, в строении казанцевского террасового уровня повторяется закономерность, свойственная другим его разрезам в низовьях Енисея и Печорской низменности. В основании слоя песков, вернее в зоне их перехода в супеси также залегает морская фауна. Однако раковины *Cyprina islandica* отсутствуют, преобладает арктический вид - *Joldiella lenticula* (Möll), помимо которого встречаются: *Gomphina (Liocyma) fluctuosa* (Gold.), обломки - *Astarte* sp. и *Macoma* sp.

Приведенные наблюдения наглядно показывают связь фаунистических комплексов морских моллюсков в отложениях казанцевского террасового уровня с фациально-экологическими условиями осадконакопления. Относительно глубоководные супесчаные отложения содержат холодноводную фауну, мелководные, вероятно, литоральные - тепловодную.

### **Отложения морской террасы на абсолютной высоте 40-60 м и синхронных ей террас в речных долинах**

На прилегающей к морскому побережью территории Печорской низменности и севера Западной Сибири прослеживается террасовый уровень с абс. высотами 40-60 м. Этот уровень ингрессионно заходит в крупные речные долины и вверх по течению рек сменяется озерно-аллювиальной, а затем аллювиальной III надпойменной террасой.

На севере Печорской низменности терраса широко распространена вдоль побережья и в низовьях таких рек, как Печора, Черная, Море-Ю, Коротаиха. Сложена она в основном песками с гравийно-галечными прослоями и прослоями неоднородного серого суглинка с большим количеством включений гальки и гравия. Терраса цокольная, в основании ее видимого разреза выходят темно-серые валунные суглинки роговской толщи.

Согласно наблюдениям В.П. Евсеева и К.П. Кривулина [*Понов и др., 1969*], пески и гравийно-галечные прослои содержат многочисленные остатки раковин морских моллюсков, образующих скопления типа «банок». Видовой состав фауны беден. Преобладают два вида: *Astarte borealis* и *Cyprina islandica*. Реже встречаются *Astarte crenata*, *A. montagui*, *Macoma baltica*, *Balanus* sp. (определения С.Л. Троицкого).

Пески террас включают, по данным тех же авторов, небогатый видами (12) комплекс фораминифер: *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Cribronion obscurus*, *Cibicides rotundatus*, *Nonion* sp., *Nonionellina labradorica*, *Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *Cassidulina subacuta*, *Cassandra teretis*, *Planocassidulina norcrossi*. Количественное содержание раковин достигает 155 экз. в образце.

В низовьях Оби рассматриваемому морскому террасовому уровню соответствует III надпойменная так называемая озерно-аллювиальная терраса. Сложена она горизонтальным переслаиванием супесей, суглинков, тонкозернистых песков и алевритов, по плоскостям напластования нередко присутствуют тонкие прослойки растительного детрита. Иногда встречаются линзы и прослои слоистого намывного торфа.

Хорошо выражены и широко распространены аккумулятивные морские террасовые уровни на абс. высоте 40-60 м в южной части Гыданекого полуострова в бассейне Мессояхи. В основании их видимого разреза залегает белесые мелкозернистые пески мессовского горизонта [*Сакс, 1945a*], выше переходящие в темно-серые валунные суглинки и глины, содержащие относительно глубоководную и холодноводную фауну



санчуговского типа. Вверх по разрезу суглинки сменяются толщей горизонтально-слоистых алевроитов, а затем волнисто- и косослоистых песков. Венчается разрез террасовых уровней суглинками с гравием, галькой, мелкими валунами и тонкими прослоями аллохтонного торфа.

Приповерхностные суглинки содержат небогатые комплексы фораминифер. Количество раковин не превышает 10-16 в образце. Фораминиферы представлены 13 следующими видами: *Miliolinella* cf. *subrotunda*, *Polymorphina curta* Cushman, *Buccella inusitata*, *Pninaella pulchella*, *Cribrononion obscurus*, *Nonionellina labradortca*, *Protelphidium asterotuberculatum*, *P. parvum*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Cribroelphidium goesi*, *Stainforthia loeblichii*, *Cassidulina subacuta*.

Пески и алевроиты в средней части разреза террасы микрофауны фораминифер не содержат. Микрофаунистическая характеристика санчуговских суглинков приведена выше.

Террасовидный уровень на абс. высоте 40-60 м развит и в низовьях Енисея. Рельеф его местами холмистый и сложен с поверхности валунными суглинками и супесями, образование которых связывается с зырянским ледниковым покровом [*Сакс, Антонов 1945; Стрелков, 1965; Архипов, 1971*]. Основная часть разреза представлена мелкозернистыми песками, нередко содержащими прослой растительного детрита и обломки древесины. На отдельных участках значительную роль играют ленточно-слоистые алевроиты.

Как уже было показано для низовий Енисея, валунные суглинки близ поверхности водораздельных уровней рельефа являются фациями прибрежно-морских отложений. Поэтому естественно, что в разрезе более низкого гипсометрического уровня они тем более не могут иметь континентальное ледниковое происхождение. Водный бассейновый генезис суглинков подтверждается их горизонтальной слоистостью, обусловленной тонкими прослоями мелкозернистого песка, хорошо разложившегося органического вещества и волокнистого торфа.

Характерным является разрез 40-60-метровой поверхности в низовьях Енисея в 2 км севернее пос. Ананьинского. В верхней части уступа правого берега Енисея вскрывается суглинок темно-серый тяжелый с многочисленными включениями гальки, гравия и валунами размером до 0,5 м в поперечнике. Грубообломочный материал обогащает основание слоя, составляя до 20-30%. В суглинке залегают тонкие горизонтальные прослой и мелкие линзы мелкозернистого, реже - линзочки крупнозернистого гравелистого песка. Мощность слоя 3,5 м. Приведенное описание суглинка вполне отвечает общепринятым характеристикам моренных отложений. Однако суглинок обладает довольно резким запахом разлагающейся органики, в нем встречаются тонкие прослой, обогащенные хорошо разложившимся органическим веществом (типа гиттии), линзы и прослой рыхлого волокнистого торфа.

Микрофаунистическое изучение суглинков показало наличие почти во всех образцах раковин фораминифер (в 14 из 16 образцов). Фораминиферы присутствуют также в тонких прослоях песков. Количественное содержание раковин в образце невелико (не более 9 экз), тем не менее комплекс фораминифер насчитывает 11 видов - *Discorbis deplanatus*, *Buccella hannai arctica*, *B. frigida*, *Protelphidium orbiculare*, *P. lenticulare*, *P. asterotuberculatum*, *Elphidium subclavatum*, *E. sp. 1*, *Cassidulina subacuta*, *Cassandra teretis*, *Stainforthia loeblichii*.

Ниже валунных суглинков вскрываются светло-серые мелкозернистые горизонтально- и волнисто-слоистые пески с прослоями растительного детрита и окатанными обломками древесины, а также линзами гравия, к которым приурочены скопления обломков морских раковин. Пески лишены микрофаунистических остатков, фораминиферы в них отсутствуют. Они слагают основную часть разреза и уходят ниже уреза Енисея (видимая мощность 20 м).

Всего в 1,5 км ниже по течению Енисею (в 0,5 м выше пос. Ананьинского) в уступе его правого берега также вскрывается строение поверхности с абс. высотой 60 м. Рельеф ее ровный, слегка волнистый, на восток она примыкает к возвышенной водораздельной гряде с абс. высотой 136 м.

В верхней части разреза залегает суглинок коричневатого-серый средний песчаный слабо сортированный мореноподобный, с гравием, галькой и небольшими валунами. Грубообломочный материал составляет до 10-15%. Мощность суглинка 2 м. Ниже вскрываются гравийно-галечные отложения с наклонными прослоями мелкозернистого песка (мощность 1,5 м). После небольшого перегиба склона, засыпанного осыпью (3 м), обнажается суглинок (супесь) грязно-серый, с тонкими прослоями мелкозернистого песка (мощность 1,0 м).

Средняя часть разреза сложена серыми мелкозернистыми песками горизонтально- и волнисто-слоистыми, вниз по разрезу переходящими в галечник с заполнителем из грубозернистого гравелистого песка и многочисленными мелкими валунчиками (общая мощность 10 м). Ниже интервала (13 м), засыпанного осыпями, залегают темно-серые валунные суглинки, весьма напоминающие санчуговские.

В приповерхностных валунных мореноподобных суглинках, в нижележащих гравийно-галечных отложениях и подстилающих их грязно-серых суглинках (супесях) обнаружена микрофауна фораминифер: *Buccella hannai arctica*, *Cribrononion incertus*, *C. obscurus*, *Protelphidium orbiculare*, *P. asterotuberculatum*, *Elphidium subclavatum*, *E. boreale*, *Criboelphidium goesi*, *Cassidulina subacuta*, *Vaginulina* sp. Выше бровки уступа на плоской площадке в пятне излившегося суглинка с грубообломочным материалом встречена целая створка *Astarte montagui* var. *striata* Leach.

Пески и валунно-галечные отложения, подстилающие приповерхностные суглинки, микрофауны фораминифер или не содержат, или содержат единичные раковины *Elphidium subclavatum* и *Cassidulina subacuta*.

Результаты изучения микрофауны показывают, что образование террасовых уровней в долине Енисея на абс. высотах 40-60 м связано не с зырянским ледниковым покровом, а с подпруживанием стока енисейских вод ингрессионным морским бассейном.

### **Отложения морской террасы на абсолютной высоте 20-30 м и синхронных ей террас в речных долинах**

Отложения морской террасы, ингрессионно заходящей в низовья долин рек Енисея и Пясины, выделены В.Н. Саксом [*Сакс, Антонов, 1945*] под названием каргинских. Терраса имеет абс. высоту 20-30 м, иногда (например, в бассейне р. Пясины) повышается до 35-50 м.

В.Н. Саксом каргинская терраса рассматривалась как аккумулятивная, сложенная морскими и эстуарными осадками, вверх по долине Енисея переходящими в аллювиальные отложения надпойменной террасы. Для морских каргинских отложений приводятся списки разнообразной морской фауны, отличающейся, согласно В.Н. Саксу, от фауны более древних плейстоценовых слоев. В ее составе обычно отсутствует *Cyprina islandica*, характерная для казанцевского горизонта, и *Cyrtodaria siliqua* Spengl. (= *C. jenisseae* Sachs), свойственная санчуговским и казанцевским слоям [*Сакс, 1945б*].

В северной части Таймырской депрессии в каргинских осадках сохраняются только колонии *Portlandia arctica*, причем до подножия гор Бырранга доходит лишь *Portlandia arctica aestuariorum* - типичный обитатель опресненных эстуариев. В Норильском районе каргинским морским соответствуют озерные отложения, формирующие террасы, абсолютная высота которых на северных берегах оз. Пясино не более 60 м [*Сакс, 1945б; Сакс, Антонов, 1945*].

По данным В.Н. Сакса, образованию каргинской террасы предшествовал глубокий врез, так как она ингрессионно распространена в долинах современных крупных рек

(Енисей, Пясины) и их притоков, а подошва залегает на 30-35 м ниже современного уровня моря.

В дальнейшем вопрос о строении каргинской террасы трактовался различными исследователями по-разному. Широкое признание получили представления С.Л. Троицкого [1966], согласно которым морские отложения, слагающие основную часть разреза каргинской террасы в низовьях Енисея, являются более древними (казанцевскими и санчуговскими) и образуют цоколь террасы. К ингрессионным отложениям, связанным с повышенным стоянием уровня моря и составляющим собственно аккумулятивную часть террасы, С.Л. Троицкий [1966, 1967] относит ленточно-слоистые осадки в верхах ее разреза. Время их накопления, согласно С.Л. Троицкому, - позднеледниковое зырянское.

В ленточно-слоистых глинах в районе Енисейского залива и в бассейне Пясины присутствуют раковины *Portlandia arctica*, в них же В.И. Гудиной [1969] описан дюрюсский комплекс фораминифер, в состав которого входят немногочисленные виды милиолид, нонионид и эльфидиид. Последние составляют основу комплекса, среди них преобладает *Elphidiella groenlandica* - арктическая форма, характерная для опресненных бассейнов. Количество видов в отдельных образцах обычно от 2 до 10, раковин - не более 20 (лишь в одном образце их оказалось 80 экз.).

В разрезе каргинской террасы С.Л. Троицким устанавливается континентальная морена, подстилающая позднеледниковые ингрессионные осадки и перекрывающая более древние каргинские аллювиальные отложения [Троицкий, 1967]. Выделение морены в отложениях каргинской террасы заставляет по-новому рассматривать многие сложившиеся представления по геохронологии и стратиграфии второй половины верхнего плейстоцена.

В связи с важностью вопроса о строении каргинской террасы для понимания условий формирования верхнеплейстоценовых отложений остановимся на нем подробнее. Обратимся, как и в случае с зырянскими водораздельными отложениями, к стратотипическому разрезу (рис. 9), который расположен на правом берегу Енисея в 1 км ниже устья р. Казанки [Сакс, Антонов, 1945]. Начиная от устья р. Казанки на протяжении около 5 км, вплоть до мыса Каргинского, вскрывается разрез террасовой поверхности, абсолютная высота которой 25-35 м. В основании разреза террасы, согласно описанию В.Н. Сакса [Сакс, Антонов, 1945], залегают тонкозернистые пески с обильной фауной морских моллюсков (особенно *Cardium*) мощностью 5,2 м. Вверх они переходят в серо-коричневые глины с галькой, мелкими валунами и единичными целыми створками *Astarte borealis* Chem. var. *placenta* Mörch. (мощность 2,6 м). Выше прослеживается маломощный слой галечника с охристым цементом (0,1 м), супесь серая с прослоями суглинка и редкими обломками фауны (1,6 м) суглинок серый с галькой (2,2 м), супесь палевая, пылеватая (0,9 м). Все перечисленные типы пород рассматриваются В.Н. Саксом как морские каргинские отложения. Выше залегает аллювиальный красно-бурый суглинок с прослойками йода (мощностью 1,2 м) и торф (0,6 м) выполняющий неровности кровли суглинка.

С.Л. Троицким [1966] слой охристого галечника отнесен к морене зырянского оледенения. Ниже по течению Енисея слой галечника «приобретает облик типичной морены - валунного суглинка с обломками долерита и известняка до 1,2 м в поперечнике, обильным щебнем и галькой» (там же). Мощность суглинка достигает 1,5-3,0 м, местами он имеет облик, сходный с серо-коричневыми валунными глинами (по описанию В.Н. Сакса), но при этом не содержит раковин морских моллюсков и даже их обломков. Остатки морских моллюсков встречены только в слоистых песках и алевритах, подстилающих галечник и мореноподобный суглинок с валунами [Троицкий, 1966]. Пески и алевриты с фауной отнесены С.Л. Троицким к казанцевским морским отложениям, слагающим вместе с вышележащими ледниковыми зырянскими цоколем каргинской террасы. Однако ни В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1945], ни С.Л. Троицким [1966] в песках и алевритах не были обнаружены раковины *Cyprina islandica*, несмотря на обильные остатки фауны. В.Н. Сакс [Сакс, 1945б; Сакс, Антонов, 1945] отмечает как характерную

черту каргинских отложений для всего района низовьев Енисея и западных частей Таймырской депрессии отсутствие в них, возможно за редким исключением, раковин *Cyprina islandica*.

Проведенные нами сборы также показали отсутствие типичной бореальной (казанцевской) фауны в отложениях террасы. В нижнем горизонте песков и фациально их замещающих супесей (алевроитов) обнаружены: *Clinocardium ciliatum* (Fabr.), *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* (Schum.), *A. crenata* (Gray), *Natica* (*Tectonatica*) *clausa* Brod. et Sow., *Macoma calcarea* (Gmel.), *Buccinum tenue* Gray, *Polinices* (*Euspira*) *pallidus* Brod. et Sow., *Mya truncata* L., *Lora harpularia* (Conth.), *Mytilus* sp., *Trichotropis kroyeri* Philippi (определения О.М. Петрова).

На бечевнике ниже обнажения раковины *Cyprina islandica* присутствуют, что отмечает и С.Л. Троицкий [1966], но наряду с ними обнаружена также высокоарктическая форма - *Serripes groenlandicus*. Если учесть, что в крутых берегах Енисея непосредственно выше р. Казанки, а также вверх по течению последней широко распространены выходы казанцевских и подстилающих их санчуговских отложений, то присутствие на бечевнике раковин *Cyprina islandica* и *Serripes groenlandicus* становится вполне понятным.

Мореноподобные серые песчаные суглинки с валунами в разрезе террасы близ м. Каргинского достигают мощности 12,8 м, т.е. слагают большую его часть. Однако переход суглинков в нижележащие пески и супеси с фауной осуществляется постепенно, путем фациального пальцеобразного сочленения в горизонтальном направлении.

В суглинках с валунами, напоминающих коричневатую-серую валунную глину с раковинами *Astarte borealis* Chemn. var. *placenta* Mörch., по описанию В.Н. Сакса [Сакс, Антонов, 1945], обнаружены хорошо сохранившиеся целые створки и раковины *Astarte* (*Tridonta*) *borealis*, *A. montagui*, *Mya truncata*.

Галечники, относимые С.Л. Троицким к ледниковым зырянским отложениям, содержат линзы намывного рыхлого торфа мощностью 0,5-1,0 см и мелкие обломки морских раковин.

Пески, супеси с обильной морской фауной и вышележащие мореноподобные валунные суглинки имеют близкие комплексы фораминифер. Общими являются следующие виды: *Buccella hannai arctica*, *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium subclavatum*, *E. granatum*, *Cassidulina subacuta*. В суглинках, помимо того, присутствуют: *Nonionellina labradorica* и *Cribronion obscurus*, в супесях - *Globulina glacialis*, *Pninaella pulchella*, *Globigerina* sp., *Stainforthia loeblichii*. Количество раковин в образце не превышает 24 экз.

Таким образом, данные по распределению фаунистических остатков в отложениях каргинской террасы показывают, что это - аккумулятивный уровень, сложенный единой толщей морских осадков. О единстве толщи и формировании ее в условиях мелководного бассейна эстуарного типа говорят закономерности криогенного строения пород [Данилов, 1967]. Мерзлотная текстура мореноподобных суглинков с валунами и раковинами моллюсков отличается характерным наклонным расположением сетки ледяных шпиров. Возникновение ее было возможным лишь при промерзании донных отложений ингрессионного бассейна снизу и с боков близ контакта с более возвышенными водоразделами, являющимися аккумуляторами и проводниками холода.

Дискуссия о самостоятельности каргинской морской трансгрессии и о дозырянском цоколе в ее основании практически снимается новыми абсолютными датировками отложений, слагающих террасу. Морские осадки с обильной фауной, слагающие нижнюю часть стратотипического разреза у м. Каргинского, получили, согласно данным Н.В. Кинд, конечную датировку по  $C^{14}$  в 42 200±100 лет (ГИН-378). Следовательно, возраст морских отложений в основании каргинской террасы не может быть дозырянским (казанцевским или тем более санчуговским), что еще раз подтверждает вывод о самостоятельности морской каргинской ингрессии.

Широкое распространение каргинская терраса имеет в бассейне Пясины. Поверхность террасы по четкому уступу вложена в более высокий водораздельный

рельеф, что прекрасно видно, например, в районе устья Тареи близ «Зольных гор» (рис. 10). Здесь каргинская терраса почти целиком сложена темно-серыми мореноподобными суглинками с валунами. Близ поверхностной части разреза суглинки переходят в коричневые алевриты, иногда ленточно-слоистые. Внутри толщи суглинков залегают прослой типичных ленточных глин. В основании видимого разреза террасы вскрываются белесые мелкозернистые пески.

Темно-серые валунные суглинки, в основном слагающие террасу, и прослой ленточных глин в них содержат комплекс микрофауны фораминифер (рис. 11). Как и для низовий Енисея, характерно небольшое содержание раковин в образце (не более 23 экз.), но комплекс разнообразен и насчитывает 22 вида. Преобладают два вида: *Elphidium subclavatum* и *Cassidulina subacuta*.

В долине Енисея каргинские морские отложения вверх по его течению сменяются пресноводными, вероятно, эстуарными. Последние уже не содержат морской фауны, большое значение среди них приобретают ленточно-слоистые осадки с характерными фигурными карбонатными конкрециями типа «иматровых камней». Близ устья Сухой Дудинки (в 2 км выше по ее течению) вскрывается известный разрез ингрессионной террасовидной поверхности с абсолютной высотой 25 м. Нижняя часть разреза сложена мелкозернистым желтовато-серым песком с горизонтальной, волнистой, перистой, сильно деформированной слоистостью. В песках залегают тонкие линзовидные прослой аллохтонного торфа. Перекрыты они маломощным (1,5-2,0 м) слоем серых слабо сортированных суглинков с галькой, гравием и мелкими валунчиками, которые сменяются относительно мощной (4,3 м) пачкой ленточных глин и еще выше - супесями (мощностью до 2-4 м) с единичными раковинами фораминифер (*Elphidium subclavatum*, *Cassidulina subacuta*) и растительными остатками. В приповерхностной части разреза террасы развиты торфяники.

Прослой аллохтонного торфа в песках из основания разреза террасы состоят, по заключению Е.О. Скобеевой, из гипновых мхов - *Calliergon giganteum* - 20%, *Drepanocladus sendtneri* - 30%, небольшого количества остатков травянистых растений и хвощей. Значительную часть торфянистых прослоев (до 45%) составляют остатки древесной коры хвойных - сосны, кедра.

Еще выше по Енисею, между городами Игаркой и Дудинкой в 1,5 км выше устья Фокиной, суглинки с фигурными карбонатными конкрециями, вниз по разрезу переходящие в ленточные глины с аналогичными конкрециями, содержат комплекс пресноводных остракод, представленный всего двумя видами *Cytherissa lacustris* и *Limtiocythere obica* Postnicova. Несмотря на небогатый видовой состав, этот комплекс, по заключению Е.В. Постниковой, является очень характерным и приурочен к озерно-аллювиальным отложениям II надпойменной террасы Оби с абс. отметками 35-45 м. В низовьях Оби отложения с названными видами остракод прослежены по обнажениям и скважинам на участке от м. Салемал до Сибирских Увалов.

Следовательно, имеются основания для корреляции террасовой поверхности в долине Енисея, сложенной ленточными глинами с фигурными известковистыми конкрециями, которая вниз по течению переходит в ингрессионную каргинскую террасу, с озерно-аллювиальной террасой в низовьях Оби.

В самом северном из приобских разрезов, в районе м. Салемал, по данным Е.В. Постниковой, наряду с указанными остракодами были отмечены единичные фораминиферы, радиолярии и спикулы губок, что указывает на некоторую осолоненность бассейна седиментации. Один из двух названных выше видов - *Cytherissa lacustris* обнаружен в современном наилке на литорали южного побережья Обской губы между устьями рек Ныды и Надыма.

В низовьях Енисея ленточные глины, вышележащие суглинки с известковистыми конкрециями и пресноводными остракодами отличаются крайне бедными спорово-пыльцевыми спектрами. В большинстве образцов содержатся единичные зерна пыльцы и

спор. В тех редких случаях, когда удается получить спорово-пыльцевые спектры, в них преобладает пыльца трав и кустарничков или споры. Древесная пыльца представлена единичными зёрнами ели, сосны, березы, ольхи и ольховника. Среди травянистых наибольшего количества достигает пыльца полыней. В составе спор плаунов определены холодолюбивые тундровые виды - *Lycopodium alpinum* и *L. appressum*. Спорово-пыльцевая характеристика отложений позволяет говорить, что накопление их происходило в суровых, возможно, перигляциальных условиях и соответствует периоду существенного похолодания во второй половине верхнего плейстоцена.

В предгорьях Путорана каргинской террасе синхронна так называемая «вальковская» озерная терраса на абс. высоте 40-50 м. Она сложена мощной толщей озерных суглинков и глин, в том числе и ленточных, которые, как и в долине Енисея, содержат фигурные известковистые конкреции. Близким является состав спорово-пыльцевых спектров с резко доминирующей группой споровых растений. Количество древесной пыльцы обычно не превышает 1-3%. Среди травянистых наиболее высоко содержание пыльцы полыней (30-50%). Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о суровых тундровых перигляциальных ландшафтах, окружавших озерный бассейн седиментации. Климат отличался, по-видимому, континентальностью и сухостью.

В глинах и суглинках содержится пресноводная диатомовая флора, насчитывающая 57 видов. Диатомовые свойственны проточному олиготрофному озерному водоему с нейтральной или слабокислой реакцией воды, богатой кислородом и бедной солями и органическим веществом. Отличительной чертой комплекса диатомовых, по заключению Л.Г. Пирумовой, является почти полное отсутствие болотных видов. Характерны холодолюбивые североальпийские и арктобореальные виды: *Achnanthes lanceolata* var. *elliptica* Cl., *A. oestrupii* (A. Cl.) Hust, *Navicula pseudoscutiformis* Hust, *N. amphibola* Cl., *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) и др. Иными словами, литологическая и палеонтологическая характеристика озерных отложений террас на абсолютной высоте 40-50 м в предгорьях Путорана очень близка характеристике пресноводных ленточных и неслоистых глин, слагающих верхи разреза каргинской террасы в долине Енисея.

К озерным обычно относятся также террасы и слагающие их отложения на абс. высоте 70-75 и 85-95 м у подножия склонов гор Норильского района [Сакс, 19456; Сакс, Антонов, 1945; Стрелков, 1965 и др.]. Однако к северу от оз. Пясино в пределах низменности озерные террасы поднимаются лишь на абс. высоту 60 м. Различия в высотном положении озерных террас на равнине и предгорьях связываются с более интенсивным поднятием Среднесибирского плоскогорья относительно прилегающих участков Таймырской депрессии [Сакс, 19456].

Результаты исследований показывают, что террасы на абс. высоте 70-95 м сформированы не в озерных, а в прибрежно-морских условиях. Высокие морские террасы отличаются от более низких озерных по строению. Они сложены пестрыми в литологическом отношении породами: галечниками, песками, валунно-галечными отложениями, реже в них наблюдаются прослойки глин и алевролитов. В песках, залегающих в средней части разреза морских террас, обнаружена микрофауна фораминифер. Комплекс видов из песков террасы на абс. высоте 95 м включает: *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Protelphidium lenticulare*, *Angulogerina angulosa*; террасы на абс. высоте 75 м - *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare*, *Cassidulina subacuta*, *Cassandra teretis*, *Pyrulina* sp. Отложения морских террас отличаются от озерных и по характеру спорово-пыльцевых спектров, которые отражают лесную, таежную растительность.

Если низким озерным террасам свойствен комплекс пресноводных диатомовых, то в отложениях высоких террас, как и в большинстве типов морских отложений, он отсутствует. Следует вывод, что каргинской террасе в низовьях Енисея и в Таймырской низменности (бассейн Пясины) в Норильском районе отвечают только низкие озерные террасы на абс. высоте 40-50, максимум 65 м.

Судя по данным определения абсолютного возраста, приводимым Н.В. Кинд, время образования каргинской террасы было весьма продолжительным. Морские отложения в основании стратотипического разреза каргинской террасы ниже устья р. Казанки получили по  $C^{14}$  даты  $>50\ 000$  лет (ГИН-369) и  $42\ 200\pm 100$  лет (ГИН-378). Возраст органогенного материала из линзы галечников в верхней части разреза террасы оказался равным  $15\ 300\pm 200$  лет (ГИН-421). Нижняя возрастная граница аллювиальных отложений каргинской террасы в низовьях Малой Хеты  $>45\ 000$  лет, а вышележащих отложений пойменной фации аллювия, по Н.В. Кинд и С.Л. Троицкому, на глубине 19 м от поверхности террасы -  $39\ 700\pm 460$  (ГИН-328) и  $38\ 200\pm 200$  лет (ГИН-257).

Горизонты ленточных глин, слагающие основание разрезов вальковской (абс. высота 40-50 м) террасы в Норильском районе, получили возрастную датировку по  $C^{14}$   $19\ 900\pm 500$  лет (ГИН-311).

Как и предполагал В.Н. Сакс [*Сакс, Антонов, 1945*], морская каргинская терраса вверх по течению Енисея переходит в надпойменную (вторую) террасу. В галечниках, слагающих верхнюю часть II надпойменной террасы в обнажении Игарский Яр, возраст древесины по  $C^{14}$  -  $35\ 800\pm 600$  лет (ГИН-76). Для верхней части ленточных глин, перекрытых песками в обнажениях Большешаровских Яров, получены датировки по  $C^{14}$   $34\ 800$  (ГИН-100а) и  $35\ 200\pm 700$  лет (ГИН-110) [*Чердынцев и др., 1965*]. Вероятно, каргинской террасе синхронна так называемая фарковская равнина в долине Енисея в районе Туруханска, возраст которой, по данным  $C^{14}$ , оказался близким  $40\ 000$  лет (ГИН-346, 347, 348). У станка Денежкино для древесины из галечников, слагающих нижнюю часть разреза террасы на абс. высоте около 40 м, получена дата  $36\ 900\pm 400$  лет (ГИН-98).

Согласно новой датировке возраст древесины из ленточных глин шахты Игарской мерзлотной станции определен в  $35\ 400\pm 300$  лет (ГИН-140), хотя, как известно, прежние датировки были получены  $>24\ 500$  (Мо-4) и  $21\ 350\pm 650$  лет (ГИН-28) [*Чердынцев и др., 1965*].

В целом же, как видно из приведенных данных, сходимость результатов по абсолютному возрасту каргинской морской террасы и соответствующих ей выше по течению Енисея озерно-аллювиальных и аллювиальных террас хорошая. Начало формирования каргинской террасы - более 50 тыс. лет, нижние горизонты - 35-40 тыс. лет, а окончание - около 15 тыс. лет. Довольно молодой возраст верхних горизонтов каргинской террасы хорошо увязывается с данными по геолого-геоморфологическому строению долин, ибо в каргинскую террасу вложена лишь фрагментарно развитая I надпойменная терраса и пойма, образование которых происходило уже в голоцене.

Данные о большом возрастном диапазоне формирования каргинской террасы, полученные по  $C^{14}$ , проливают свет на многие до сих пор бывшие неясными вопросы о палеогеографических условиях ее образования. Вероятно, справедливо утверждение В.Н. Сакса, что состав фауны моллюсков, находимых в основном в нижних слоях террасы, не позволяет говорить об условиях более холодных, чем в современном Карском море. В то же время получают объяснение чрезвычайно бедные спорово-пыльцевые спектры, приуроченные к верхам разреза террасы и свидетельствующие о суровых перигляциальных климатических условиях. По-видимому, правильной является точка зрения С.Л. Троицкого [*1967*], что максимальное похолодание в позднем плейстоцене приходится на конечные этапы формирования каргинской террасы.

Однако признание факта совпадения суровых климатических условий и времени образования верхних горизонтов каргинской террасы отнюдь не влечет за собой вывода об обязательном наличии в ее разрезе морены и о широком распространении покровных ледников на северо-востоке Западной Сибири.

На Гыданском и Тазовском полуостровах каргинской ингрессионной террасе соответствует террасовидная поверхность с абсолютными отметками 20-30 м (иногда до 50 м), развитая вдоль побережья Обской и Тазовской губ. Она сложена в основании разреза мелкозернистыми косослоистыми песками, верх переходящими в тонкое

горизонтальное переслаивание песков, супесей, суглинков, глин. Характерны прослои, а иногда и линзы мощностью до 0,5-0,7 м слоистого аллохтонного торфа.

Генезис прибрежной террасовой поверхности рассматривается обычно как озерно-аллювиальный. Однако в одном из типичных разрезов террасы на побережье Обской губы к западу от пос. Ныды обнаружена флора диатомовых смешанного пресноводного и пресноводно-солонатоводного составов. В этих же породах встречены единичные раковины фораминифер *Elphidium subclavatum*, что позволяет предполагать накопление вмещающих отложений в эстуарных условиях типа современной Обской губы (ее северной части) с периодическими нагонами соленых морских вод.

В косослоистых песках в основании террасы линзы и прослои аллохтонного торфа состоят из остатков гипновых и сфагновых мхов с примесью трав, осок и древесины хвойных пород. В отложениях глинисто-алевритового состава в средней части разреза террасы торфянистые прослои сложены гипновыми мхами с примесью сфагновых. Древесные остатки в них отсутствуют.

По долинам рек эстуарные отложения прибрежной поверхности переходят в пресноводные озерно-аллювиальные, слагающие широкие террасовые поверхности в приустьевых частях крупных рек: Мессояхи, Таза, Пура, Надыма, Оби. Для озерно-аллювиальных террас характерна выдержанность абсолютной высоты (от 20-30 до 40-50 м). Террасы сложены в основном горизонтально- и волнисто-слоистыми алевритами, тонкозернистыми песками и супесями с прослоями глин и суглинков. Присутствуют прослои и небольшие линзы аллохтонного торфа. В основании разреза террасы залегают наклонно- и косослоистые пески. Об идентичном комплексе остракод в озерно-аллювиальных отложениях II надпойменной террасы Оби и пресноводных фациях каргинской террасы Енисея говорилось выше.

Как эстуарным, так и озерно-аллювиальным отложениям свойственны многочисленные псевдоморфозы по вытаявшим повторножильным льдам, что свидетельствует о суровых климатических условиях времени накопления вмещающих их осадков. Наряду с псевдоморфозами в северных районах присутствуют относительно мощные (до 6-8 м) ледяные жилы. Взаимоотношения жил и включающих их пород говорят об одновременном осадконакоплении, морозобойном растрескивании грунтов и льдообразовании, что еще раз подтверждает вывод о суровости климатических условий в период формирования террас.

По-видимому, каргинской морской террасе низовьев Енисея соответствует цокольная морская терраса с абсолютной высотой 30-35 м на западном побережье Ямала [Гуртовая, Троицкий, 1968]. Цокольная морская терраса на абс. высоте от 18-20 до 30 м прослеживается также вдоль прибрежных районов Печорской низменности, вдаваясь вглубь побережья в виде обширных заливов [Понов и др., 1969]. По долинам рек морская терраса переходит во II надпойменную речную террасу. В низовьях Печоры она сложена толщей хорошо сортированных и промытых средnezернистых песков. Выше по течению, в районе широтного колена Печоры, в строении террасы большое участие принимают ленточные глины, которые прослеживаются также по притокам Печоры - Цильме, Ижме, Усе. Ландшафтные условия во время формирования II надпойменной террасы рек Печорской низменности были менее суровыми, чем на северо-востоке Западно-Сибирской низменности, о чем свидетельствует состав спорово-пыльцевых спектров, отражающих лесную и лесотундровую растительность, отсутствие холодолюбивых видов в диатомовой флоре. Однако широкое развитие ленточных глин говорит о достаточно резком и континентальном климате.

Наличие в ленточных глинах среднего течения р. Усы наряду с пресноводными солонатоводных видов диатомовых позволяет предполагать подпруживание стока вод ингрессировавшим морским бассейном. Ленточные глины содержат мелкие зародышевые известковистые выделения, но фигурные известковистые конкреции типа «иматровых камней» в них отсутствуют.



В отложения каргинской террасы вложен комплекс низких морских и лагунных террас на побережье Печорского и Карского морей, а также синхронные им осадки I надпойменной террасы и поймы рек, относимые уже к голоцену.

### Глава III

#### О СООТНОШЕНИИ МОРСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ И ОЛЕДЕНЕНИЯ

Представления о широком развитии на равнинах севера Евразии мощных ледниковых покровов в плейстоцене исходят в основном из положений «рельефной гипотезы», разработанной В. Рамсеем [*Ramsay, 1924*]: увеличение высоты суши и ее площади должно привести к понижению земных температур воздуха, похолоданиям (оледенениям). И, напротив, расширение площади океанов и более плоский рельеф суши обуславливают плиотермальные (межледниковые) периоды в истории Земли. Представления о чередовании регрессий и трансгрессий в эпохи оледенений и межледниковий лежат в основе всех классических схем развития севера Евразии в плейстоцене. Однако фактический материал со все большей очевидностью свидетельствует о широком распространении ледниково-морских фаций плейстоценовых отложений на севере Евразии и Северной Америки. Иными словами, все большее подкрепление получают представления, что эпохам оледенений соответствовало высокое положение уровня моря.

Для континентальных условий Сибири А.И. Воейков еще в 1881 г. высказал предположение, что только морская трансгрессия может явиться причиной увеличения количества выпадавших осадков и, как следствие этого, развития оледенения на прилегающей суше. Аналогичные представления для территории Сибири развивал основоположник концепции покровных оледенений европейской части России П.А. Кропоткин.

Причинная связь оледенения и трансгрессии для севера Западной Сибири и прилегающих горных сооружений рассмотрена в работах А.И. Попова [*1953*], Г.И. Лазукова [*1970*], В.А. Зубакова [*1972a, б* и др.], И.Л. Кузина, И.В. Рейнина, Н.Г. Чочиа [*1961*] и др.

Можно с достаточной долей уверенности предположить, что понижение среднегодовой температуры воздуха на севере Сибири (включая Полярный и Северный Урал) и увеличение площади суши на севере Евразии вряд ли обусловит возникновение покровного оледенения. Напротив, это скорее приведет к еще большей континентальности и суровости климата, сокращению количества выпадающих осадков (как в жидкой, так и твердой фазе) и будет способствовать более широкому развитию подземного оледенения. Увеличится площадь распространения мерзлых пород, их мощность, понизится температура.

Наглядным примером отсутствия прямой связи оледенения с суровостью полярного климата является распределение современного оледенения в Арктике. Наиболее крупные ледниковые щиты - Гренландский, о. Элсмир, островов Шпицберген, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли - расположены в приатлантической, наименее суровой части Арктики. Районы горных побережий Восточной Сибири со значительно более суровым климатом лишены крупных ледников, так же как канадское побережье. Но именно здесь развита наиболее мощная и низкотемпературная криолитозона - зона подземного оледенения. На о. Врангеля, несмотря на его высокоарктическое положение и абсолютные высоты до 1100 м, распространены лишь небольшие каровые, долинные и висячие ледники. В то же время в зоне влияния влажных атлантических масс воздуха ледники в пределах континента на севере Евразии известны в значительно более южных широтах на Кольском полуострове в Хибинах, в горах Полярного Урала. На Чукотке, где влажность климата увеличивается за счет влияния Тихого океана, также отмечены мелкие каровые ледники [*Петров, 1966*]. Различные типы ледников: каровые, вершинные, висячие, звездообразные, переметные и кальдерные (кратерные) - распространены на Камчатке, хотя она целиком (и на значительном расстоянии) располагается к югу от полярных широт.

Показательно распределение осадков в пределах Гренландии. В южной ее части (61° с.ш.) у неледовитого побережья выпадает почти 2000 мм осадков, а на севере, начиная с 71° с.ш., где поверхность моря покрыта плавающими льдами, - всего 150 мм [Manley, 1946]. Вследствие этого северная часть Гренландии не покрыта ледниками, несмотря на то что абсолютная высота поверхности здесь достигает 1900 м. Не имеет покрова льда и Земля Пири (абс. высота 1930 м).

Г. Менли [Manley, 1946] считает, что оледенение Антарктиды и Гренландии могло возникнуть в конце неогена в условиях, когда растущие горы этих районов были окружены еще неледовитыми морями, при сравнительно высокой температуре. Возникнув в конце плиоцена, а по данным некоторых авторов в миоцене, оледенение Гренландии [Wager, 1933] и Антарктиды [Марков, 1965; Юинг, 1968; Fairbridge, 1952] продолжало существовать в течение всего плейстоцена, т.е. пережило неоднократные потепления климата в межледниковья, а также голоценовый климатический оптимум. Повышение температуры и улучшение климата не повлияли сколько-нибудь существенно на развитие Антарктического и Гренландского ледниковых покровов. Дж. Холлин [1964] утверждает, что одни климатические изменения не в состоянии объяснить даже не столь существенные их изменения в плейстоцене, и связывает их с колебаниями уровня моря.

Все вышеизложенное дает основание полагать, что оледенение - явление, обусловленное не столько общепланетарными климатическими изменениями (понижением температур), сколько конкретными палеогеографическими условиями, которые определяются комплексом факторов.

О связи плейстоценовых оледенений с количеством поступавших осадков, а не столько с похолоданиями климата, свидетельствуют закономерности распространения ледниковых отложений на Аляске. По данным Т.Н.В. Карлстрема [1966], обобщившего результаты геологических исследований поверхностных отложений Аляски, ледники плейстоцена, во-первых, получили питание из тех же высокогорных районов, которые образуют современные водоразделы; во-вторых, они были наиболее мощными вблизи тихоокеанского побережья и постепенно уменьшались на север к арктическому побережью и, в-третьих, они были наиболее обширными на южных, а не на северных склонах всех хребтов альпийского типа. Эти региональные характеристики ледников, повторяющиеся при каждом оледенении, согласуются с современным распределением ледников и современными климатическими зонами, обусловленными орографией при преобладающем поступлении осадков с Тихого океана. Т.Н.В. Карлстрем [1966] делает вывод, что «сдвиг к более ледниковому (по сравнению с современным. - И.Д.) климату, видимо, в первую очередь был обусловлен усилением осадков, возникшим в результате смещения или интенсификации систем атмосферной циркуляции, располагавшихся, как и в настоящее время, над севером Тихого океана».

Соответствие отдельных этапов оледенения и морской трансгрессии для территории Печорской низменности признается в работах Н.Н. Иорданского [1939], В.М. Янковского [1939], М.А. Лавровой [1949], для севера Западной Сибири в ранних работах В.Н. Сакса [1945а, б], В.Н. Сакса, К.В. Антонова [1945], С.А. Архипова [1971] и др. Многие исследователи утверждают, что синхронность морской трансгрессии на севере Западной Сибири и в Печорской низменности с оледенением окружающих горных массивов была полной [Попов, 1953, 1961; Зубаков, 1972б; Лазуков, 1970; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Данилов, 1962, 1969 и др.]. На Чукотке широкое распространение ледниково-морских отложений установлено работами О.М. Петрова [1966].

Остатки фауны морских моллюсков известны из морен предпоследнего и последнего оледенений Норвегии [Хольтедаль, 1958], камов Карелии [Рухина, 1960]. Ледниково-морские отложения валдайского оледенения отмечаются М.А. Лавровой [1960] на Кольском полуострове, абсолютная высота их залегания достигает в террасах в районе Колозера 151-152 м над уровнем моря, а в районе Кольско-Имандровского водораздела - 148-152 м.

Остатки фауны морских моллюсков (*Portlandia arctica*) давно известны в моренах Прибалтики, например в Латвии, однако большинство исследователей считали и считают их переотложенными ледником из более древних морских отложений. В последние годы получен большой материал по микрофауне фораминифер и морских остракод, свидетельствующий о формировании значительной части валунных отложений Прибалтики в ледниково-морских условиях. Абсолютная высота залегания ледниково-морских валунных отложений с раковинами *Portlandia arctica*, микрофауной фораминифер и морских остракод достигает на территории Латвии 80-100 м.

Морские раковины из отложений на абс. высоте 100-150 м на островах северо-восточного арктического побережья Канады (острова Аксель-Хейберг, Элсмир) имеют абсолютный возраст по  $C^{14}$  35 000 - 45 000 лет [*Craig, Fyles, 1965*], т.е. соответствуют времени висконсинского оледенения. Раковины морских моллюсков, обнаруженные на абсолютной высоте более 600 м на островах Принца Уэльского и Сомерсет и в восточной части о. Элсмир, имеют абсолютный возраст 19 500, 28 700, 31 860, 36 300 лет [*Bird, 1959; Dyck, Fyles, 1962; Sim, 1961; Craig, Fyles, 1965*], т.е. также соответствуют висконсину и даже частично его максимальной стадии (15-20 тыс. лет). Абсолютный возраст раковин на побережье Новой Шотландии в Канаде равен  $32\ 100 \pm 900$  лет [*Crant, 1971*]. Согласно Д. Берду [*Bird, 1954*], в поздневисконсинское время уровень моря в центральной части Арктической Канады был на 195-225 м выше современного. В Британской Колумбии ледниково-морские отложения висконсинского времени фиксируются не только в долинах в нижнем течении рек, но и на водоразделах [*Armstrong, Brown, 1954*]. Переслаивание ледниково-морских и ледниковых моренных отложений поздневисконсинского времени отмечается на северо-востоке Канады в районе Ньюфаундленда [*Brookes, 1969*].

Все вышеизложенное показывает, что сочетание во времени морской трансгрессии и оледенения - явление, характерное для широких пространств севера Евразии и Северной Америки. На северо-востоке европейской части СССР, севере Западной Сибири и прилегающих горных районах взаимосвязь оледенения и трансгрессии проявилась наиболее полно и осуществлялась на протяжении большей части плейстоцена.

Однако относительно характера соотношения оледенения и трансгрессии представления существенно расходятся. Признается, например, что в эпоху максимального оледенения Западной Сибири или его тазовской стадии южные берега бассейна, в котором накопились салехардские (санчуговские) отложения, были покрыты материковыми ледниками [*Лазуков, 1970; Архунов, 1971* и др.]. На палеогеографическую нелогичность такого взаимоотношения морской трансгрессии и оледенения указывал В.А. Зубаков, однако, по мнению этого автора, и южные берега бассейна на разных этапах его развития были покрыты севшими на мель шельфовыми ледниками [*Зубаков, 1972б*].

В связи с представлениями о сосуществовании мощных покровных ледников и морских бассейнов и перигляциальном характере последних на севере Западной Сибири можно высказать следующие соображения. Основная (санчуговская, салехардская) трансгрессия достигала в пределах равнинных территорий абсолютных высот 200-250 м, что предполагает более широкую связь с Атлантикой и более широкое проникновение теплых атлантических вод. Вряд ли в этих условиях морской бассейн мог отличаться особой холодноводностью и ледовитостью.

Об относительной тепловодности трансгрессии в течение всего времени накопления основных толщ морских отложений, слагающих равнины севера Западной Сибири и Печорской низменности (т.е. в период максимума трансгрессии), свидетельствуют довольно частые находки наряду с холодноводной арктической фауной обломков раковин бореальных видов и, в частности, *Cyprina islandica*.

Доказательством того, что южные берега бассейна во время его максимального развития были покрыты лесной таежной растительностью, являются находки в санчуговских суглинках низовьев Енисея коры и древесины лиственницы, сосны, ели, пихты, березы, ивы; в роговских суглинках Печорской низменности - обломков древесины

ели, пихты. Все это дает основание утверждать, что южные берега бассейна не могли быть заняты покровными ледниками.

Важно отметить, что в колвинско-туруханских отложениях, содержащих наиболее холодноводный комплекс моллюсков, также фиксируются находки древесины и травянистые растительные остатки.

Представляется, что не высоколедовитый и холодноводный, а относительно тепловодный (для арктических условий) морской бассейн на севере Западной Сибири и в Печорской низменности привел к увеличению количества выпадающих осадков и снижению летних температур в окружающих его районах суши. Следствием этого было развитие в горах, прилегающих к бассейну на севере (Полярный и Приполярный Урал, горы Путорана), оледенения, характер которого являлся, по всей вероятности, горнодолинным.

В известной мере вопросы о характере соотношения трансгрессии и оледенения могут решаться на основе анализа современных ареалов некоторых широко распространенных видов растений Арктики. «Часть видов растений, будучи распространена в Сибири к востоку от Енисея, встречается также на Урале, отсутствуя на промежуточном пространстве Западно-Сибирской низменности. Таковы, например, *Novosieversia glacialis* (Adams) F. Bolle, *Nordosmia gmelini* (Turcz.) DC., *Carex fuscidula* V. Krecz., *Oxytropis mertensiana* Turcz. Другие растения, тяготеющие, в общем, к североатлантической области, имеют разрыв ареала между Фенноскандией и Уралом, часто охватывающий и периферийные части Кольского полуострова. Например, *Saxifraga aizoides* L., *Artemisia norvegia* Fr.

У ряда видов совмещается наличие разрывов ареалов между Енисеем и Уралом, с одной стороны, и между Уралом и Фенноскандией - с другой. Такова, в частности, *Carex saxatilis* L., *C. misandra* R. Вг.» [Толмачев, Ребристая, 1970].

Разрыв ареалов расселения растений связан, вероятно, с трансгрессией моря на равнинах севера Западной Сибири и северо-востока европейской части СССР и сохранением остаточных растительных группировок, приуроченных в основном к каменистым грунтам, в горах, прилегавших к морскому бассейну. Если в это же время (в эпоху максимального или зырянского похолодания) горы Путорана и Полярного Урала испытывали покровное оледенение, то сохранение здесь видов растений, когда-то имевших сплошное распространение в западном секторе севера Евразии, было бы невозможным. Таким образом, появляются дополнительные аргументы в пользу того, что морской трансгрессии (или трансгрессиям) соответствовало не покровное оледенение прилегающей суши, а горно-долинное оледенение омываемых водами моря гор.

По-видимому, разрыв ареалов связан с максимальной трансгрессией, внедрившейся наиболее глубоко на юг равнин Евразии. Даже казанцевская трансгрессия, если она и имела самостоятельный характер, в силу ограниченности территории распространения северными районами не в состоянии была обусловить этот разрыв. Следует вывод, что на протяжении всего времени существования трансгрессии, наиболее широко распространившейся на равнины севера Евразии, в прилегающих горах сохранялись условия для произрастания названных видов растений. Иными словами, оледенение гор Путорана и Полярного Урала, синхронное максимальной трансгрессии, имело долинный или максимум полупокровный (решетчатый) характер.

О стабильности климатических условий Западно-Сибирской низменности в течение плейстоцена свидетельствуют результаты изучения ископаемых флор в южных внеледниковых областях. Климат Западной Сибири, по данным П.А. Никитина [1938, 1940], на протяжении всего четвертичного периода был монотонно однородным, «искони сибирским». Развивая эти положения, В.П. Никитин [1965] пишет, «что среди нескольких сотен ископаемых флор антропогена... нет ни одной, характеризующей арктический или субарктический климат; нет также ни одной флоры, которая отмечала бы климат, намного более мягкий по сравнению с современным. Объяснить отсутствие «теплолюбивых» флор

неполнотой геологической летописи в настоящее время невозможно: материал собран достаточно богатый».

Если допустить наличие ледникового покрова на севере Западно-Сибирской низменности или в районах Сибирских Увалов, становится непонятным отсутствие перигляциальных флор в прилегающих более южных районах. В то же время если покровное оледенение было вызвано похолоданием климата, то его деградация должна была быть связана с существенным улучшением климатических условий, что также не находит своего отражения в составе ископаемых флор. Наиболее логично объясняет стабильность климатических условий и однородность состава ископаемых плейстоценовых флор южных районов Западно-Сибирской низменности существование обширного морского бассейна на севере низменности [Понов, 1953].

С позиций признания горно-долинного оледенения Среднесибирского плоскогорья и Полярного Урала в плейстоцене не все вопросы на данной стадии изучения получают однозначное и убедительное толкование. Например, не получает пока объяснения факт отсутствия морских палеонтологических остатков в мореноподобных валунодержущих суглинках Сибирских Увалов [Архинов, Гудина, Троицкий, 1968]. Однако причина этого, возможно, заключается в слабой изученности этого района, тем более что микрофауна фораминифер (*Cribroniotti obscurus*, *Protelphidium orbiculare*, *P. leniculare*, *Elphidium subclavatum*, *E. obesum*, *Cassandra teretis*, *Planocassidulina norcrossi*) и морских остракод обнаружена в последнее время в скважинах в районе Сибирских Увалов [Зайонц, 1969], а также к югу от них в нижнем течении Большого Югана [Зайонц, Холодова, 1970].

Не получает пока однозначного решения проблема происхождения отторженцев в плейстоценовых отложениях. Но и с точки зрения ледникового их генезиса многие вопросы образования отторженцев не имеют убедительного объяснения. Неясен механизм транспортировки ледником часто достаточно рыхлых пород, имеющих небольшую мощность и сравнительно большую площадь, в ненарушенном состоянии, условия их захоронения и т.д. До сих пор, даже с ледниковых позиций, не имеет сколько-нибудь убедительного толкования природа отторженца юрских пород на р. Большом Югане. По составу фауны юрские породы близки федоровской свите восточного склона Урала, однако валуны, в изобилии встречающиеся в районе отторженца, на 3/4 состоят из траппов, что указывает на принос их с окраин Среднесибирского плоскогорья. Парадоксальность этого факта заставляет даже сторонников ледникового происхождения отторженцев предполагать вывод блока юрских пород в сводовой структуре на северо-востоке Западной Сибири в верховьях Таза [Стрелков и др., 1965], что очень мало вероятно.

Вместе с тем имеется мнение, что породы юганского «отторженца» являются «четвертичной толщей, обогащенной на сравнительно ограниченном по площади участке верхнеюрской и, возможно, нижнемеловой фауной и микрофауной, а также верхнеюрскими спорово-пыльцевыми комплексами» [Кузин, Чочиа, 1966]. Что касается самаровского отторженца в районе г. Ханты-Мансийска, то эти же авторы считают его «эрозионным останцом высокой озерно-аллювиальной террасы, цоколем которой служат находящиеся здесь в коренном залегании палеогеново-неогеновые отложения» [Кузин, Чочиа, 1966].

Несмотря на кажущуюся противоречивость связи относительно тепловодной трансгрессии и горного оледенения в условиях севера Сибири и северо-востока европейской части СССР, эта связь диалектична в своей основе.

Исходя из представлений о причинной взаимосвязи оледенения и трансгрессии можно объяснить многие черты строения морских плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири и в Печорской низменности. На начальных этапах трансгрессии, когда она носила ингрессионный характер, оледенение или отсутствовало, или имело ограниченные размеры. В прибрежных литоральных фациях осадков происходило

накопление грубообломочного материала (гальки, гравия, мелких валунов) за счет размыва более древних пород.

По мере углубления бассейна, носившего по-прежнему ингрессионный характер, грубообломочный материал попадал в осадки с припайными льдами, поэтому содержание его невысокое, размеры невелики, окатанность хорошая.

Максимальная фаза развития трансгрессии, когда морской бассейн занял всю территорию севера Западной Сибири и Печорскую низменность, обусловила оледенение прилегающей горной суши.

Выводные долинные ледники поставляли в морской бассейн большое количество айсбергов, активно таявших в пределах акватории моря, благодаря чему осадки максимальной фазы развития трансгрессии обогащались грубообломочным материалом различных размеров и окатанности. Наряду с хорошо окатанным материалом, приносимым припайными льдами, в осадках появляются щебень, дресва, слабо оглаженные глыбы. В силу местных фациальных различий осадконакопления, определяемых глубиной, течением и другими факторами, осадки обогащались крупнообломочным материалом в различной степени, этими же причинами определялись различия литологического состава осадков. Южные берега бассейна были свободны ото льдов и покрыты таежной растительностью. Сочетание тундровой растительности северных горных побережий и таежной растительности южных берегов находит свое отражение в составе спорово-пыльцевых спектров морских отложений.

Эпохи общеклиматических похолоданий приводили к повышению ледовитости бассейна и, возможно, даже сокращению размеров оледенения. Увеличение суровости климата и ледовитости бассейна в составе донных морских осадков выражалось не в накоплении мореноподобных морских фаций с галькой и валунами, а в формировании тонкозернистых слоистых (в том числе и ленточных) осадков, почти лишенных включений грубообломочного материала. Аналогичные соотношения относятся к лагунным, эстуарным, озерным отложениям. Ленточно-слоистые эстуарные и озерные осадки в низовьях Енисея, содержащие крайне бедные спорово-пыльцевые спектры, почти не имеют включений грубообломочного материала. В то же время подстилающие их ингрессионные каргинские суглинки с фауной умеренного типа отличаются слабо сортированным мореноподобным обликом и содержат большое количество включений гальки и валунов. Даже в непосредственной близости от гор Путорана - центра оледенения - озерные суглинки и глины 40-50-метровой террасы с крайне бедными спорово-пыльцевыми спектрами, отлагавшиеся в перигляциальных условиях, практически лишены включений грубообломочного материала.

По мере регрессии моря происходило уменьшение размеров оледенения. Наглядные представления о соотношении трансгрессии и оледенения дают наблюдения в Норильском районе близ подножий плато Хараелах. Вдоль склонов гор здесь прослеживается абразионный уступ на абсолютной высоте около 100 м, ниже которого располагается серия террас на абс. высотах 85-95; 70-75; 60-65 и 40-50 м (рис. 12). Как было показано, низкие террасы являются озерными (40-50 и 60-65 м), высокие - прибрежно-морскими.

Морские отложения с микрофауной фораминифер залегают и на более высоких гипсометрических отметках (до 140 м абсолютной высоты) в устьевых частях мелких долин рек, прорезающих плато Хараелах. Однако они не формируют террасовых уровней и перекрыты валунными супесчано-суглинистыми отложениями, которые не содержат макро- и микрофаунистических остатков и слагают холмисто-западинный рельеф. Генезис отложений, перекрывающих морские, по-видимому, ледниковый.

В ледниковые отложения вложены речные террасы, которые при выходе из долин к подножиям склонов гор переходят в обширные конусы выноса, хорошо увязывающиеся с морскими террасами на абс. высотах 70-75 и 85-95 м. Следовательно, во время

формирования морских террас долины мелких рек в низовьях были уже свободны ото льда.

Наблюдения позволяют сделать следующие выводы. Фазе наивысшего стояния морской трансгрессии (свыше 140 м) соответствовало развитие в долинах плато Хараелах ледников. Ледники спускались к устьевым частям мелких горных долин, их отложения перекрывают морские осадки этой фазы трансгрессии.

В регрессивную фазу формируются террасы на абс. высотах 70-75 и 85-90 м. Одновременно с регрессией моря происходит отступление ледников, и в приустьевых частях долин образуются надпойменные террасы рек, хорошо увязывающиеся с морскими террасами. После окончательной регрессии моря ледники не выходили к подножиям склонов гор, благодаря чему террасы прекрасно сохранили свою морфологическую выраженность, на них полностью отсутствуют ледниковые или напоминающие их формы рельефа. Одним из доказательств отсутствия даже долинного оледенения после регрессии моря является сохранение морской реликтовой фауны в Норильских озерах [*Вершинин, 1960*]. О реликтовой морской фауне на Таз-Енисейском междуречье писал, как известно, П.Л. Пирожнитв [*1931*].

Последовавшее похолодание климата во время накопления озерных глин низких террас, с очевидностью фиксирующееся по всем признакам, не привело к сколько-нибудь существенному увеличению размеров ледников в горах Путорана. Озерные отложения заходят глубоко внутрь межгорных долин и озерных котловин Норильского района. Похолодание климата сказалось в том, что озерный бассейн имел длительный и мощный сплошной ледовый покров. Это обстоятельство обусловило глинистый состав осадков и малое количество поступающего в них грубообломочного материала, а также слабое развитие органической жизни.

Таким образом, похолодание климата в конкретных ландшафтных обстановках, и в частности на севере Западной Сибири, не всегда приводит к развитию оледенений, но даже, напротив, может обуславливать его сокращение. С другой стороны, относительно теплопроводная в арктических условиях морская трансгрессия способна вызвать развитие оледенения.

Вышеизложенные данные о связи плейстоценового оледенения и морской трансгрессии позволяют сделать вывод о том, что трансгрессии на севере Западной Сибири и Печорской низменности обусловлены не эвстатистическими колебаниями уровня Мирового океана, как это считается широко признанным. Расчеты К.К. Маркова и И.А. Суетовой [*1965*] также показывают, что эвстатистическое повышение уровня океана в плейстоцене составляло не более 10 м по сравнению с современным.

Вряд ли является справедливым утверждение об обусловленности трансгрессий на равнинах севера Евразии изменениями объема океанических впадин. Даже в условиях одной Западно-Сибирской низменности, несмотря на общее сходство разреза плейстоцена, в различных районах ее северных территорий наблюдаются существенные фациальные изменения. В низовьях Енисея разрез плейстоценовых отложений более морской, чем в низовьях Оби. На северо-западе низменности в большей степени характерно участие солоноватоводных, опресненных фаций. Например, каргинская трансгрессия в низовьях Оби сказалась лишь в формировании лагунно-эстуарных осадков. Неизвестны здесь и морские казанцевские отложения.

Если колебания уровня океана в плейстоцене носили общепланетарный характер, становится непонятным отсутствие (или очень ограниченное участие) морских отложений на обширных приморских равнинах северо-востока СССР. Объяснение этого факта тектоническим воздыманием низменности на фоне планетарной трансгрессии не убедительно, ибо в смежных горных районах Чукотки морские осадки играют большую роль в разрезе плейстоцена [*Петров, 1966*].



По-видимому, морские трансгрессии на севере Евразии имеют тектоническую природу и связаны с новейшими колебательными движениями широкого регионального размаха.

## Глава IV

### О ВОЗРАСТЕ МОРСКИХ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Пересмотр генезиса и установление преимущественно морского происхождения основных толщ новейших отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири обусловили изменения критериев в оценке их возраста.

Сравнительный анализ мощности морских отложений и скорости современного осадконакопления на шельфе арктических морей позволяет некоторым исследователям сделать вывод о доплейстоценовом возрасте значительной части морских новейших отложений Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей. Согласно их представлениям, вся толща рыхлых послепалеогеновых пород (за исключением речных и морских террас) имеет плиоценовый или миоцен-плиоценовый возраст [*Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Зайонц, Крапивнер, 1967*]. Увеличилось число сторонников расчленения толщи морских, новейших отложений на плиоцен и плейстоцен [*Загорская и др., 1965; Волосович, 1966*]. Однако и среди тех исследователей, которые придерживаются взгляда о морском происхождении новейших отложений, высказываются и аргументируются положения об их плейстоценовом возрасте [*Попов, 1965; Гудина, 1966; Попов и др., 1969; Лазуков, 1970*].

В свете возникшей дискуссии следует признать, что при отнесении части разреза морских новейших отложений к плиоцену, или расчленении его на миоцен и плиоцен, разделяется единая толща пород, близкая по всем литологическим и палеонтологическим показателям. Эта толща является отражением единого крупного ритма тектонического и палеогеографического развития.

Тектонический рубеж, фиксирующий смену восходящего денудационного развития равнин севера Евразии преимущественно нисходящим аккумулятивным, соответствует отрезку времени, предшествующему накоплению толщи новейших отложений. На севере европейской части СССР и Западной Сибири морские новейшие отложения выполняют древние переуглубленные долины, днища которых залегают на глубине 200-300 м ниже современного уровня моря. Накоплению новейших отложений предшествовал длительный денудационный этап, сопровождавшийся глубоким врезом, который носил региональный характер. Относительные высоты коренного рельефа (300-400 м) в два раза превышают современные (100-200 м). Этап восходящего тектонического развития равнин севера Евразии являлся, по-видимому, отражением альпийской фазы орогенеза.

Формирование толщи новейших отложений на севере Западной Сибири и европейской части СССР происходило в условиях иного тектонического режима. Этому этапу свойственны колебательные движения, амплитуда которых во времени направлена и закономерно сокращалась [*Афанасьев, 1961, 1975*]. Колебательный характер тектонического режима, свойственный плейстоцену, находит свое выражение в ритмичном строении морских новейших отложений, образовании понижающихся ярусов морского аккумулятивного рельефа, серии речных и морских террас. Толща новейших отложений морских равнин севера Евразии представляет собой единую формацию, парагенезис фаций которой обусловлен закономерным и однотипным тектоническим режимом.

Климатический рубеж также предшествовал времени накопления новейших отложений. В нижней части их разреза в погребенных долинах залегают супесчаные, суглинистые и глинистые породы, которые наряду с фауной морских моллюсков, микрофауной фораминифер и остракод содержат включения гравия, гальки и валунов. Валуны присутствуют в глинах, содержащих колвинский комплекс микрофауны на севере Печорской низменности, они фиксируются в породах, подстилающих осадки с туруханским (устьсоленинским) комплексом фораминифер в низовьях Енисея. Единственным источником грубообломочного материала валунной размерности в

морских осадках является лед (припайный, речной, айсберговый). Таким образом, уже на ранних этапах накопления новейших отложений морской бассейн был ледовитым, что позволяет говорить о ледовитости всего полярного бассейна в целом.

Участие льда в процессе морского осадконакопления свойственно практически всем частям разреза морских новейших отложений, что свидетельствует о достаточно суровых полярных климатических условиях в течение всего времени их формирования. В периоды максимального развития морской трансгрессии в осадконакоплении участвовали и айсберговые льды, поставлявшиеся ледниками из северных районов горного обрамления.

Отражением близких палеогеографических условий времени формирования толщ морских новейших отложений является их однотипный минеральный состав. Среди глинистых минералов по всему разрезу преобладают гидрослюда и монтмориллонит с небольшой примесью хлоритов, галлуазита, обломочного каолинита. Резких изменений в составе глинистых минералов по разрезу, которые свидетельствовали бы о существенных изменениях в климатических условиях и характере выветривания на прилегающей к морским бассейнам суше, не наблюдается. Тип глинистого минералообразования на протяжении всего времени накопления новейших отложений принципиально не менялся.

В легкой фракции песков высоко содержание полевых шпатов, которые нередко преобладают над кварцем. Отличительной особенностью тяжелой фракции является повышенное содержание неустойчивых при выветривании минералов: эпидота, пироксенов, амфиболов, что свидетельствует о постоянно холодных климатических условиях и замедленности процессов химического выветривания в период накопления отложений. В Печорской низменности, например, алевриты с богатыми (падимейскими) комплексами фораминифер, относимые некоторыми авторами к неогену, содержат до 50% минералов из группы амфиболов, пироксенов, эпидота, тогда как подстилающие их мезозойские породы - всего 10%. Аналогичная картина характерна для севера Западной Сибири [Гольберт, Гудина, Левковская, 1965].

Согласно результатам исследования плейстоценовых отложений на юге Гыданского полуострова (бассейн Мессо-Яхи), все горизонты пород в легкой фракции содержат полевых шпатов 30-40%, в тяжелой фракции пироксенов 25-35, роговой обманки 15-25, рудных минералов 25-40%. Количество минералов группы эпидота-циозита - 5-8%.

Показательно, что по минеральному составу тяжелой фракции плейстоценовые морские отложения близки современным донным осадкам арктических бассейнов.

Таким образом, минеральный состав глинистой и песчаной фракций морских плейстоценовых пород свидетельствует об их накоплении в условиях постоянно холодного климата.

Колебания в составе спорово-пыльцевых спектров по разрезу морских отложений обычно невыразительные. Спектры отражают преимущественно лесотундровые и таежные ландшафты территорий, прилегавших к бассейну седиментации. Они всегда имеют больше общих черт, нежели отличий. Даже в тех случаях, когда спорово-пыльцевые спектры отражают лесную растительность, в них присутствуют элементы тундровой флоры.

Споры и пыльца тундровой растительности свойственны отложениям с одним из наиболее древних - туруханским (устьсоленинским) комплексом фораминифер и для нижележащих пород. Именно эти горизонты новейших отложений наиболее часто относятся к плиоцену и миоцену. Так, в скв. 26а в верховьях р. Большой Хеты супеси и суглинки с богатым (туруханским) комплексом фораминифер и остракод содержат пыльцу *Betula sect. Nanae*, споры, *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *S. sibirica* (Melde) Hieron, *Lycopodium appresum* (Desv.) Petr. Эти же элементы тундровой флоры отмечены в нижележащих слоях, причем содержание пыльцы *Betula sect. Nanae* составляет 45-48% от суммы древесных пород. Даже если пыльца и споры арктической тундровой растительности переотложены, они переотложены из плейстоценовых пород.

Попытка некоторых авторов [*Загорская и др., 1965; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966*] включить в состав спорово-пыльцевых спектров морских новейших отложений неогеновые экзоты не представляется убедительной. Распределение экзотической пыльцы по разрезу отложений лишено определенных закономерностей и не соответствует общим изменениям содержания древесной пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах, что подчеркивает также Г.И. Лазуков [*1970*]. В упомянутой скв. 26а содержание пыльцы широколиственных пород в приповерхностной части отложений даже выше, чем в нижележащих слоях с туруханским комплексом микрофауны и подстилающих их породах. Неогеновая пыльца присутствует в отложениях молодых морских и речных террас, что, конечно, не может служить основанием для отнесения их к миоцену или плиоцену.

Данные спорово-пыльцевых анализов свидетельствуют о том, что тундровые ландшафты были уже сформированы в самые начальные этапы накопления новейших отложений. Это еще раз подтверждает вывод о том, что похолодание климата, соответствующее началу плейстоцена, произошло до накопления нижних горизонтов новейших отложений на севере Западной Сибири и в Печорской низменности.

Важно отметить, что в пробах из современных донных осадков Карского моря [*Загорская и др., 1965*] и литоральных илистых песков Печорского моря (по данным Г.И. Смирновой) также присутствует большое количество (до 30-90%) переотложенной пыльцы, в том числе и неогеновых растений. Как отмечает Г.И. Лазуков [*1970*], если стоять на позициях признания неогенового или плиоцен-плейстоценового возраста основной толщи морских отложений севера Западной Сибири, «то, дабы быть последовательным, таким же интервалом времени надо было бы датировать и самые верхние слои донных отложений Карского моря...».

В качестве основного аргумента для отнесения части разреза морских новейших отложений к плиоцену или миоцену наиболее часто приводится состав фауны и особенно микрофауны фораминифер. Общеизвестно, что подавляющее количество видов морских моллюсков и фораминифер являются проходящими от неогена до настоящего времени. Следует лишь подчеркнуть, что комплексы холодноводной арктической и высокоарктической фауны моллюсков, свойственные современному Карскому морю, залегают в наиболее глубоких горизонтах новейших отложений, выполняющих древние, ныне погребенные долины.

Состав микрофауны фораминифер, меняющийся по разрезу, обнаруживает несомненную преемственность. Попытка некоторых исследователей [*Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966*] доказать неогеновый возраст морских отложений отсутствием раковин агглютинирующих фораминифер, характерных для современных донных осадков арктического шельфа, неубедительна. Песчаные фораминиферы составляют в плиоцене Нидерландов до 20% [*Voorthuysen, 1950*] и исчезают в вышележащих амстельских отложениях, относимых в Западной Европе к плейстоцену. Таким образом, отсутствие песчаных фораминифер в морских новейших отложениях является скорее одним из доказательств их плейстоценового возраста и связано с особенностями геохимического режима донных грунтов в холодноводных морях. Тот факт, что песчаные фораминиферы, за редким исключением, не отмечены по всему разрезу новейших отложений, свидетельствует о сходстве и постоянстве геохимических условий в донных грунтах на протяжении всего времени осадконакопления.

В относительно молодых (не древнее верхнеплейстоценовых) ледниково-морских отложениях Шпицбергена И.М. Хоревой [*Лаврушин, 1969*] обнаружены песчаные фораминиферы: *Adercotryma glomeratum* (Brady), *Reophax subfusiformis* Earland, *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), в то время как известковистые раковины, за исключением одного обломка, в них отсутствовали. Это еще раз показывает, что сохранение песчаных или известковистых фораминифер обусловлено составом и геохимическими особенностями осадков.

Комплексы фораминифер Печорской низменности и севера Западной Сибири существенно отличны от комплексов из миоценовой (?) или нижнеплиоценовой формации Картер Крик на севере Аляски [Todd, 1957]. Некоторые виды из отложений этой формации неизвестны в отложениях моложе неогена: *Cibicides perlucides* Nuttal, *Fissurina globosa* Bornemann, *Marginulina hantkeni* Bandy, хотя большинство видов присутствует в плейстоценовых отложениях и современных донных осадках шельфовых арктических морей. Преобладающими видами этой формации являются: *Cibicides perlucides*, *Angulogerina fluens*, *Buliminella carta* [Todd, 1957]. Отмечается 12 видов, общих с плиоценовым (коралловым) крагом Англии. В то же время, как уже отмечалось, комплекс остракод из отложений с туруханской (устьесоленинской) микрофауной фораминифер нижнего течения Енисея близок комплексу остракод морской формации Губик арктического побережья Аляски, изученному Свейном [Swain, 1963]. Возраст этой формации считается плейстоценовым.

Приведенный материал показывает, что толща преимущественно морских послепалеогеновых пород на севере Евразии соответствует единому крупному этапу тектонического, климатического и в целом палеогеографического развития территории. Поэтому расчленять ее на плейстоцен и плиоцен (или неоген) нет убедительных оснований. Это, несомненно, единая формация, отражающая единый этап палеогеографического развития Земли.

По совокупности всех приведенных данных этот этап соответствует плейстоцену, поскольку для него характерны: определенный колебательный тектонический режим и общее похолодание климата Земли, выразившееся в формировании ледового покрова арктических морей и возникновении оледенения прилегающей горной суши, в создании близких современным палеоэкологических фаунистических группировок, появлении тундровых ландшафтов и т.д. Следовательно, вопрос может ставиться о соответствии или несоответствии принятого временного диапазона плейстоцена и относимых к нему толщ новейших отложений, а не о расчленении последних на плейстоцен и неоген.

Если оценивать время формирования морских отложений исходя из современной скорости их осадконакопления, то полученные цифры будут определяться взятой для расчета исходной мощностью отложений. Обычно берутся максимальные мощности отложений, характерные для узких переуглубленных долин и депрессий, - древних морских палеозаливов. Скорость современного осадконакопления принимается средняя для шельфа таких арктических морей, как Карское (4-10 см в 1000 лет). В этом случае время накопления 300-350-метровой толщи морских отложений Печорской низменности оценивается в 10-12 млн. лет и Усть-Енисейской впадины в 11 млн. лет.

Вместе с тем известно, что в современных губах и заливах скорость осадконакопления может достигать 1 м и более в 1000 лет. По подсчетам А.П. Бурдыкиной [Куликов, 1961], из общего стока взвешенных наносов в Карское море в губах и заливах оседает 61,2%, в мелководной части моря до изобаты 50 м - 36,4, за пределы моря выносятся 1,4 и только 1,0% оседает на остальной площади моря. В низовьях долины р. Фразера в Канаде за поздневисконсинское время накопилась толща ледниково-морских (дрифтовых) отложений мощностью 160 м [Armstrong, Brown, 1954].

Из сказанного вытекает, что за основу расчета времени накопления морских новейших отложений следует принимать среднюю мощность покрова, имеющего площадное распространение, поскольку можно считать, что его формирование происходило в условиях открытого шельфа на достаточных глубинах и достаточном удалении от морского побережья. Средняя мощность основного чехла морских отложений в пределах водоразделов на равнинах севера Евразии составляет не более 100-150 м. При этом мощность глинистой составляющей обычно не превышает 100 м. Известно, что время формирования морских отложений следует рассчитывать по скорости седиментации именно глинистых осадков, так как скорость накопления песчаных много выше.

Принимая за основу расчета мощность покрова морских глинистых отложений, равную 100 м, при средней скорости осадконакопления 4-10 см в 1000 лет получаем цифру времени их накопления от 1,0 до 2,5 млн. лет (в среднем 1,75 млн. лет). По-видимому, эта цифра может быть принята как близко отражающая время формирования основной части морских отложений. Общая продолжительность накопления новейших отложений морских равнин севера Евразии, включая песчаные фации морских осадков, речные и морские террасы, т.е. продолжительность плейстоцена в целом, составляет, вероятно, около 2 млн. лет.

Вопрос о возрасте новейших отложений на севере Евразии должен решаться совместно с вопросом о нижней возрастной границе плейстоцена. Как известно, дискуссия о нижней границе плейстоцена ведется давно. Большинство исследователей, занимающихся изучением четвертичного периода, придерживаются точки зрения о понижении его возрастной границы.

По результатам изучения новейших отложений морских равнин севера Евразии следует согласиться с предложениями о понижении принятой в СССР нижней границы плейстоцена.

Корреляция плейстоценовых отложений севера Западной Сибири и Печорской низменности с западными районами Европы и арктическими областями Северной Америки возможна в весьма общих чертах. В данном случае она представляет интерес с точки зрения оценки возраста основной толщи морских новейших отложений равнин Евразии. По-видимому, нижние горизонты последних соответствуют амстельским морским отложениям севера Западной Европы. Для амстельских морских слоев [Voorthuysen, 1950] характерен кассидулиновый комплекс фораминифер, среди них появляются арктические формы (*Elphidiella* cf. *arctica* и др.). По сравнению с нижележащими плиоценовыми отложениями с булиминовым комплексом фораминифер, комплекс в амстельских и вышележащих плейстоценовых отложениях существенно обеднен. В амстельских отложениях находятся слои с *Glandulina laevigata* d'Orbigny, которая считается одной из характерных форм для колвинского комплекса фораминифер Печорской низменности, обского комплекса низовьев Оби [Гудина, 1966] и туруханского (устьесоленинского) комплекса низовьев Енисея [Загорская и др., 1965]. В амстельских слоях появляется также арктическая фауна моллюсков с *Cardium groenlandicum*.

Аналогичная смена богатого, разнообразного и теплолюбивого комплекса фораминифер в плиоценовых отложениях кораллового крага обедненным комплексом с арктическими формами в вышележащих слоях красного крага наблюдается в Восточной Англии.

К раннему плейстоцену на Аляске Д.И. Гопкинсом [1965] относятся отложения беринговской трансгрессии, возраст которых, по данным палеомагнитного анализа перекрывающих их базальтов, оценивается не менее чем в 3 млн. лет. Мощность отложений беринговской трансгрессии на о. Мидлтон достигает 1100 м, и в то же время в них встречаются конгломераты, вероятно, ледниково-морского генезиса. В районе м. Океанического косослоистые пески с галькой и морской беринговской фауной составляют базальную часть отложений формации Губик. Как уже отмечалось, комплекс остракод из ингрессивных отложений низовьев Енисея с туруханской (устьесоленинской) микрофауной близок комплексу остракод из формации Губик. Возраст более молодой, по сравнению с беринговской, анвильской трансгрессии, согласно результатам палеомагнитного изучения перекрывающих лавовых потоков, составляет 0,9-1,0 млн лет.

Сопоставлять низы плейстоценовых отложений Печорской низменности и севера Западной Сибири с отложениями беринговской трансгрессии Аляски вряд ли возможно. По заключению Ф. Мак-Нейла [Гопкинс, 1965], фауна из беринговских отложений имеет современный облик, но более чем у половины видов выявляются некоторые различия. Особенно отличаются от современных сообщества пектинид; большая часть *Neptunea* и *Astarte* не похожа на современные разновидности. Среди вымерших отмечаются виды,

свойственные исключительно беринговским отложениям Аляски, некоторые формы встречаются в третичных слоях на Аляске и других областях, но в более молодых плейстоценовых породах отсутствуют.

Особенности фауны беринговской трансгрессии позволяют утверждать, что она является более древней, чем плейстоценовые трансгрессии равнин севера Евразии. Вероятно, начало морской трансгрессии на севере Западной Сибири и в Печорской низменности падает на отрезок времени, следующий за беринговской трансгрессией (не менее 3 млн. лет) и соответствует началу накопления отложений формации Губик, т.е. предшествует анвильской трансгрессии (около 1 млн. лет). Корреляция морских плейстоценовых отложений севера Евразии с Аляской еще раз подтверждает высказанное предположение о начале их формирования около 2 млн. лет назад.

Дополнительным аргументом в пользу расширения возрастного диапазона плейстоцена являются выводы о длительности формирования мерзлых толщ новейших отложений Западной Сибири. Экспериментальные исследования [Кудрявцев, 1963] показали, что за 150 тыс. лет литосфера в условиях Западной Сибири могла промерзнуть на глубину 120-250 м в зависимости от состава и влажности пород. Мерзлые толщи мощностью 380 м имеют длительность существования, согласно расчетам В.А. Кудрявцева, около 300-400 тыс. лет, а более мощные (600-700 м) толщи мерзлых пород на Крайнем Севере Западной Сибири имеют, вероятно, еще более длительное существование - около 1 млн. лет. Даже если эти цифры завышены, следует допустить, что время образования и существования мерзлых толщ на севере Западной Сибири является весьма длительным.

Абсолютный возраст мерзлых пород на севере Западно-Сибирской низменности, полученный иониевым методом, оказался равным около 280 тыс. лет [Кудрявцев, 1963]. Естественно, что в условиях обширной морской трансгрессии промерзание донных осадков вряд ли могло иметь место. Следовательно, остается предположить, что рельеф возвышенных водоразделов освободился из-под уровня моря не менее 280 тыс. лет назад.

## Часть вторая

# СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

## Глава V

### МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОТКРЫТОГО ШЕЛЬФА

#### Строение

Относительно глубоководные отложения открытого шельфа представлены в разрезе плейстоценовых отложений севера Западной Сибири и Печорской низменности, главным образом, неслоистыми глинами, слабо сортированными суглинками, реже слоистыми алевритами.

В вертикальном разрезе и на площади эти разности пород сменяют друг друга. Как правило, по вертикали переход одних типов пород в другие осуществляется постепенно. Иногда контакт четкий, даже резкий. В верхней части разреза морских толщ глины и суглинки нередко сменяются горизонтально- и ленточно-слоистыми осадками преимущественно алевритового состава.

Характерной чертой строения морских шельфовых глинисто-суглинистых отложений является наличие многочисленных линз и линзовидных прослоев разнообразного состава, строения и размеров (рис. 13). Наиболее свойственны линзы и прослои слабо сортированным суглинкам, реже они присутствуют в неслоистых, но более сортированных глинах. Размеры линз колеблются от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров, иногда нескольких километров. Сложены они слоистыми песками (мелко-, средне-, реже крупнозернистыми), алевритами, ленточными глинами, в отдельных случаях отмечаются линзы гравийно-галечного состава.

Для толщ морских относительно глубоководных отложений характерны исключительная выдержанность на огромных пространствах севера Западной Сибири и Печорской низменности и значительные мощности, составляющие в среднем 40-60 м, а в депрессиях рельефа дочетвертичных пород и погребенных долинах достигающие 200-300 м.

#### Гранулометрический состав, физические свойства

Гранулометрический состав различных литологических типов морских шельфовых отложений и степень их сортированности существенно отличны. В глинах преобладают пелитовые частицы размером 0,005-0,001 мм (до 30%) и менее 0,001 мм (25-35%). Важно отметить, что графики механического состава морских глин являются во многих случаях двухвершинными. Помимо пика в содержании глинистых частиц характерен второй менее выраженный пик, приходящийся на фракцию крупной пыли (0,05-0,01 мм), количество которой составляет от 15-20 до 30-40%. В некоторых типах глин высока (до 15-25%) примесь тонкопесчаных частиц (0,10-0,05 мм). Остальные фракции содержатся в количествах, не превышающих, за редким исключением, 10-25%. Двухвершинные графики механического состава свидетельствуют, как известно, о слабой или недостаточной сортированности отложений и считаются характерными для моренных ледниковых отложений. Принято думать, что морские относительно глубоководные глины хорошо сортированы, что им свойственна одновершинность графиков механического состава. В связи с этим представляют интерес данные о гранулометрическом составе современных донных весьма глинистых илов Карского моря. Графики их механического состава, построенные по материалам А.А. Кордикова [1953],



также отличаются двухвершинностью. Наибольший пик приходится на крупные глинистые частицы (0,005-0,001 мм), содержание которых составляет 30-45%, а иногда достигает 63%. Второй, менее выраженный пик аналогично плейстоценовым морским глинам приходится на фракцию крупной пыли (0,05-0,01 мм), количество которой не превышает 28%. Высоко в донных илах содержание тонких глинистых частиц менее 0,001 мм (от 13,5 до 29,0%).

Сравнение графиков механического состава современных донных весьма глинистых илов и плейстоценовых морских глин свидетельствует об их принципиальной однотипности. Двухвершинность графиков является следствием специфики морского осадконакопления в арктических бассейнах, когда в донные относительно глубоководные шельфовые осадки наряду со взвешенным материалом постоянно поступает материал, вытаявающий из дрейфующих льдов.

Вычислить коэффициенты сортировки глинистых пород не всегда возможно, так как содержание отдельных пелитовых фракций нередко превышает 25%. В тех случаях, когда это удастся сделать, значения коэффициентов сортировки колеблются от 3,2 до 4,2, т.е. свидетельствуют о слабой сортированности глин. Средний медианный размер частиц в глинистых породах - 0,005 мм. Коэффициенты сортировки современных весьма глинистых илов Карского моря, вычисленные по данным А.А. Кордикова, близки 3 при среднем медианном размере частиц 0,004 мм. Как следует из приведенных значений, коэффициенты сортировки плейстоценовых морских глин и современных донных весьма глинистых илов оказались сходными.

Наиболее своеобразной разновидностью морских плейстоценовых отложений севера Евразии являются слабо сортированные валунные суглинки, по внешнему виду напоминающие континентальные морены. Относительно их генезиса ведется длительная и острая дискуссия. Одним из основных аргументов в пользу континентального ледникового происхождения суглинков служит их гранулометрический состав. Для мелкоземистого материала суглинков, исключая грубообломочную фракцию, характерно сочетание глинистых (<0,005 мм) - 10-30%, пылеватых (0,05-0,005 мм) - 30-50% и песчаных (1,0-0,05 мм) - 2-50% частиц. Названные средние значения являются весьма постоянными. Из этого следует, что суглинки состоят из всех трех фракций, содержащихся в близких количествах.

Графики механического состава морских плейстоценовых суглинков, на которых отображено распределение частиц различного размера внутри основных фракций (рис. 14, *А-Д*), показывают, что это распределение является далеко не равномерным. На всех графиках отчетливо прослеживается наиболее ярко выраженный пик, соответствующий крупной пыли (0,05-0,01 мм), содержание которой составляет от 20-30 до 40-48%. Не во всех образцах и значительно менее выражен второй пик (10-20%, реже до 30%), приходящийся на фракцию крупной глины (0,005-0,001 мм). Поражает однотипность распределения фракций в морских плейстоценовых мореноподобных суглинках различных районов севера Евразии: на севере Западной Сибири, в Печорской низменности, в Прибалтике, - что свидетельствует об однообразии их осадконакопления. На графиках *Б, В, Д* рис. 14, *А* показаны данные механического состава суглинков, содержащих помимо комплексов фораминифер, что характерно и для остальных случаев, фауну морских моллюсков, залегающую *in situ*.

Показательные результаты могло дать сравнение графиков распределения фракций в морских плейстоценовых и современных донных осадках арктических морей. К сожалению, в большинстве случаев для характеристики гранулометрического состава последних применялась упрощенная система анализов и грунты классифицировались в основном по содержанию фракции <0,01 мм. В достаточной степени сравнимый немногочисленный материал имеется в работах А.А. Кордикова [1952, 1953] для осадков морей Лаптевых и Карского.

На некоторых выборочных графиках, характеризующих современные донные илы Карского моря (рис. 14, I, E) хорошо видно, что распределение фракций аналогично плейстоценовым морским суглинкам. Выделяется четкий пик, соответствующий крупным пылеватым частицам (23-41%), менее резкий пик крупной глины (16-25%), на некоторых графиках отмечается пик (14-26%), приходящийся на фракцию мелкозернистого песка (0,25-0,10 мм). Таким образом, очевидным является факт накопления на дне современного Карского моря пород по механическому составу близких, а в ряде случаев тождественных, слабо сортированным плейстоценовым суглинкам.

Для сравнения были проанализированы по одной и той же методике образцы красно-бурых валунных суглинков Прибалтики, относимых к морене валдайского и рисского (возможно, по некоторым авторам, миндельского) оледенения; валунных суглинков Подмосковья (московская морена) и центральных районов Украины (днепровская морена). Для анализов выбирались типичные неслоистые валунные суглинки. Во всех случаях они лишены остатков плейстоценовой морской макро- и микрофауны.

Характер распределения фракций на графиках механического состава оказался удивительно однообразным (рис. 14, II). Он в принципе отличается от морских валунных суглинков. Графики имеют плавный, сглаженный вид. Пиков, соответствующих резкому преобладанию какой-либо одной фракции, нет. В суглинках почти в равной мере содержатся фракции, начиная от 0,5 до 0,01 мм, количество каждой фракции не превышает 20-25%. Понижено по сравнению с морскими суглинками севера Западной Сибири и Печорской низменности количество тонких пылеватых и глинистых частиц (не более 10-13%).

Распределение фракций в валунных суглинках Русской равнины, лишенных фаунистических остатков и относимых к различным по возрасту моренам, близко таковому в ледниковых отложениях Антарктиды, что отображают графики (рис. 14, II, E), построенные по данным Н.Ф. Григорьева [1962]. К сожалению, в большинстве антарктических образцов мелкоземистый материал отсутствует, они являются грубокластическими. Но те образцы, в которых фиксируется примесь глинистых и пылеватых частиц, обнаруживают чрезвычайную плавность в распределении фракций, содержание каждой не превышает 20%.

Таким образом, несмотря на внешнее сходство слабо сортированных морских суглинков равнин севера Евразии и моренных суглинков центральных и западных районов Русской равнины, их гранулометрический состав существенно различен. Эти различия в определенной мере могут быть использованы как генетический критерий.

На графике кумулятивных кривых области их сосредоточения практически совпадают для валунных слабо сортированных морских суглинков севера Западной Сибири, Печорской низменности и Прибалтики (рис. 15). На этом же графике видно, что кумулятивные кривые валунных суглинков Подмосковья, Украины и Прибалтики, лишенных остатков морской фауны, выходят за пределы области сосредоточения кривых, соответствующих морским суглинкам. Этот факт еще раз подтверждает различия в гранулометрическом составе суглинков названных типов. Поражает концентрация кумулятивных кривых, соответствующих суглинкам, относимым к моренам.

Коэффициенты сортировки морских плейстоценовых суглинков, вычисленные по кумулятивным кривым, являются относительно низкими, хотя и характеризуют суглинки как слабо сортированные. На севере Западной Сибири санчуговские суглинки в парастратотипическом разрезе в низовьях Енисея ниже устья р. Зырянки имеют средние значения  $S_0$ , близкие 3,5. В Печорской низменности в обнажении на р. Кочмесе, где валунные суглинки содержат морскую фауну моллюсков, коэффициент их сортировки равен 4. В целом можно констатировать, что наиболее характерны для морских плейстоценовых суглинков коэффициенты сортировки 3,5-4,0, иногда значения поднимаются до 5-6, еще реже до 7. Средний медианный размер суглинков колеблется от

0,02 до 0,05 мм. Любопытно, что ледово-морские валунные суглинки Прибалтики также имеют коэффициент сортировки 3,5-4,0.

Вычисленные по данным А.А. Кордикова [1953] коэффициенты сортировки современных донных илов Карского моря колеблются в пределах от 3,5 до 4,5, но в отдельных случаях поднимаются до 7. Иными словами, коэффициенты сортировки современных донных илов Карского моря и плейстоценовых морских суглинков очень близки. А.П. Лисицын [1958] приводит данные о значительно худшей сортированности современных донных отложений айсбергового типа, коэффициент сортировки которых колеблется от 7 до 23. Для айсберговых отложений южной части Индийского океана коэффициент сортировки без учета каменного материала, как он и вычислялся нами для плейстоценовых отложений, колеблется от 1,2 до 9,2 [Лисицын, 1961а].

В детальной работе по современным донным осадкам Берингова моря А.П. Лисицын [1966] ставит вопрос о связи коэффициента сортировки с медианным размером пород. Действительно, породы различного литологического состава могут характеризоваться различными значениями  $S_0$ , что еще не является показателем худшей или лучшей сортированности осадков. В интересующем нас случае современные донные осадки Берингова моря с медианным размером от 0,01 до 0,05 мм (мелкий алеврит) имеют коэффициент сортировки от 1,2 до 4,2 [Лисицын, 1966].

Рассматривая далее вопрос о слабой сортированности некоторых типов донных осадков Берингова моря, что находит выражение в двухвершинности графиков механического состава, А.П. Лисицын [1966] пишет, что происхождение таких графиков «обусловлено поступлением материала различной крупности (главным образом вследствие влияния льдов и биогенных факторов), а также осадконакоплением в поле переменных скоростей». Слабо сортированные грунты с двухвершинными графиками распространены почти на всей площади Берингова моря вплоть до максимальных глубин.

Таким, образом, данные по гранулометрическому составу плейстоценовых морских слабо сортированных суглинков показывают, что они принципиально не отличаются от состава некоторых типов современных донных осадков арктических и северных шельфовых морей. И, напротив, существенно отличны по характеру распределения фракций и характеру кумулятивных кривых от континентальных моренных отложений.

В пространстве наблюдается закономерное изменение гранулометрического состава валунных слабо сортированных суглинков. Это хорошо видно на примере Печорской низменности. В северных районах на достаточном расстоянии от горных обрамлений (низовья Печоры) суглинки имеют ярко выраженный пик содержания крупной пылеватой фракции (до 40-45%). По мере приближения к горам Пай-Хоя и Полярного Урала графики приобретают все более расплывчатый характер. У юго-западных склонов Пай-Хоя содержание преобладающей фракции крупной пыли не превышает 31%. В бассейне р. Кочмеса в большинстве образцов частиц размером 0,05-0,01 мм также не более 30% (лишь в одном случае 34%), остальные фракции присутствуют в меньших количествах. В районе г. Воркуты графики теряют ярко выраженную одновершинность, приближаясь по своему характеру к валунным суглинкам Подмосковья, Прибалтики и Украины. Содержание фракции крупной пыли 20-25%, иногда этих же значений достигает содержание тонкого песка или крупных глинистых частиц.

Во всех районах рассматривались лишь типичные неслоистые слабо сортированные разновидности валунных морских суглинков. Закономерное ухудшение их сортировки к предполагаемым берегам бассейна показывает, что фактор, определяющий это ухудшение, - влияние прилегающей суши. По-видимому, в более близких к берегу районах бассейна в большем количестве таяли припайные льды, в большей степени здесь сказывалось влияние горных ледников Полярного Урала, определявших повышенное поступление слабо сортированного терригенного материала.

Ленточные глины, залегающие в виде линз и в верхней части разреза плейстоценовых слабо сортированных суглинков и глин, отличаются, естественно, лучшей сортированностью. Значения коэффициента сортировки не превышают 4, составляя в среднем 2-3. Еще лучше сортированы мелкозернистые пески линз: медианный размер - 0,11-0,16 мм, коэффициент сортировки - от 1,3 до 1,7.

Морские породы глинисто-суглинистого состава характеризуются слабой размокаемостью и высокой уплотненностью. Удельный вес их в среднем равен  $2,7 \text{ г/см}^3$ , коэффициент пористости - 0,5-0,8. Удельный вес и коэффициент пористости близки морским айсберговым отложениям Шпицбергена, значения которых равны соответственно 2,73-2,78 и 0,5-0,6  $\text{г/см}^3$  [Лаврушин, 1969]. Объемный вес пород в естественном состоянии колеблется от 1,9 до  $2,35 \text{ г/см}^3$ . Число пластичности морских глинисто-суглинистых пород равно в среднем 10-11 и изменяется в зависимости от степени песчаности пород от 4,5 до 15, достигая в глинистых разностях 23,3.

### **Крупнообломочный материал**

Характерной особенностью морских относительно глубоководных глинистых и суглинистых отложений является содержание в них включений грубообломочного материала. Преобладает материал гравийно-галечной размерности, который отличается сравнительно хорошей, а иногда идеальной окатанностью. В меньших количествах присутствуют неокатанные или слабо оглаженные щебень и дресва. Наиболее типичные размеры валунов 0,2-0,4 м в поперечнике. Реже встречаются более крупные валуны размером до 1,0-2,0 м (рис. 16) и в отдельных случаях глыбы до 3,0-4,0 м в поперечнике. Окатанность валунного материала самая разнообразная. Как правило, лучше окатаны более мелкие экземпляры, среди них попадаются почти идеально окатанные. Более крупные валуны и глыбы менее окатаны, иногда лишь слабо оглажены.

На поверхности некоторых валунов и галек видна штриховка и более крупные борозды. Происхождение штриховки и борозд может быть двояким. В одних случаях они действительно связаны с ледниками, если крупнообломочный материал вытаивал из айсбергов. В других - создавались в результате торошения припайных льдов в зоне пляжа и литорали, а также на бечевниках рек во время весеннего ледохода.

Неоднократно в русле рек в местах выхода коренных пород можно наблюдать шлифованную поверхность скал, покрытую штрихами, царапинами, реже - довольно глубокие борозды. Особенно ярко выражены эти явления на Енисее, о чем писали И.А. Лопатин [1871] и Л.А. Ячевский [1895, 1904]. Вмерзшие в речной лед валуны и глыбы оставляют во время весеннего ледохода царапины и штрихи, а иногда и борозды на скальных выходах коренных пород. При этом штриховка образуется и на самом каменном материале, вмерзшем в лед. Шлифуются и царапаются также валуны и галька, образующие «каменные мостовые» на крутых бечевниках рек.

Процессы шлифовки и штриховки происходят и на сравнительно мелких реках. Например, оглаженные и штрихованные выходы коренных пород распространены в русле многих рек на юго-западном склоне Пай-Хоя. Часто их принимают за следы бывшего экзарационного воздействия ледника и даже восстанавливают по ним направление движения последнего. Трудно допустить, чтобы оглаженные ледником выходы коренных пород сохранились в русле горных и полугорных рек при их интенсивной эрозионной деятельности. Вместе с тем на склонах гор, их вершинах и подножиях вне пределов долин штриховка, борозды и полировка отсутствуют (в горах Пай-Хоя, Полярного Урала, Путорана), что и естественно, если учесть интенсивность современных процессов физического выветривания. На поверхности поймы мелких рек можно видеть валуны размером 0,2-0,3 м в поперечнике, а в верхнем течении такой реки, как Уса (правый приток Печоры), валуны на поверхности современной поймы достигают 1,5 м. Несомненно, они принесены речным льдом во время весеннего ледохода и при их

транспортировке могли совершать экзарационную работу. Шлифовка и штриховка прибрежных скал отмечалась на берегах Балтийского моря еще Ч. Ляйэлем. Шлифуются и царапаются во время торошения льда при нагонных явлениях валуны, вмержшие в прибрежной части полосы осушки.

Ряд фактов с очевидностью показывает, что валуны, залегающие ныне в толщах плейстоценовых глин и суглинков, захоранивались в слабо уплотненных донных бассейновых осадках, т.е. транспортировались до их отложения плавающими льдами (припайными или айсберговыми).

В суглинках и глинах с прослоями песков валуны прогибают или продавливают подстилающие их слои несортированных глинисто-суглинистых пород и полого огибаются вышележащими песками (рис. 17). При этом никак нельзя объяснить вдавливание валунов льдом в морену, так как перекрываются они слоистыми песками, несомненно, водного генезиса.

Изгибание и продавливание валунами подстилающих слоев и пологое облекание перекрывающими - один из характерных признаков их отложения в водной среде. Показательны условия залегания валунов в слабо сортированных суглинках непосредственно близ их контакта с кровлей линз слоистых песков. В этом случае валуны целиком залегают в толще слабо сортированных неслоистых суглинков и отделены от песков маломощным слоем последних. Валуны прогибают в синклинали складки как подстилающий прослой суглинков, так и нижележащие слоистые пески, что могло иметь место только при водных условиях отложения суглинков и песков.

Некоторые факты позволяют однозначно установить, что бассейн, в котором происходило накопление валунного материала, являлся морским.

Безусловное свидетельство пребывания валунов на морском дне - следы прикрепления к ним раковин баланусов (рис. 18). Показанный на фотографии валун имеет сравнительно крупные размеры и остроугольную форму, следы оглаживания отсутствуют, что при отсутствии прямых доказательств его отложения на морском дне могло служить одним из аргументов континентального ледникового происхождения вмещающих отложений. Следы прикрепления раковин баланусов имеются и на более мелких хорошо окатанных валунах.

В некоторых случаях валуны плоско-выпуклой формы залегают в кровле песчаных линз таким образом, что плоская сторона их располагается вдоль контакта с вышележащими суглинками [Лавров, 1965]. Эти условия залегания валунов предлагается считать диагностическим признаком ледникового происхождения вмещающих отложений. Предполагается, что верхняя по положению в разрезе часть валуна срезана двигавшимся ледником [Лавров, 1965].

Наблюдения на берегах северных рек, морских пляжах и осушках показывают, что речной и припайный лед на отдельных участках словно ножом срезает выпуклые части утопленных в грунт валунов. На реках этот процесс происходит во время весеннего ледохода, когда валуны и галька вдоль берегов являются еще вмержшими в осадки бечевников и отмелей. На морских пляжах и осушках срезание валунов осуществляется во время осеннего или весеннего торошения, когда прибрежные осадки находятся в мерзлом состоянии и валуны плотно закреплены в них.

Важные диагностические признаки каменного материала ледникового и ледового (припайного) происхождения приводит А.П. Лисицын [1961б], характеризуя современные айсберговые отложения приантарктических районов и ледово-морские осадки дальневосточных морей. В первые - крупнообломочный материал приносится айсбергами, во вторые - исключительно припайными льдами. А.П. Лисицын [1961б] пишет, что «в айсберговой зоне Антарктики преобладают каменные обломки с шероховатой, неровной поверхностью, напоминающей свежую поверхность излома. Гладкая и полированная поверхность, которая типична для галек ледового разноса, здесь практически не встречается.

Необходимо, наконец, подчеркнуть еще одну особенность поверхности моренного материала из Антарктики: отсутствие каких-либо штрихов, борозд и фасеток на поверхности большинства обломков. При просмотре нескольких тысяч каменных обломков с морского дна, а также при многодневных работах в области распространения моренного материала на суше нам удалось найти всего несколько валунов и галек со следами штриховки. Таким образом, *этот признак, считающийся диагностическим для моренного каменного материала, в природных условиях Антарктики не имеет практически никакого значения* (курсив наш. - И.Д.). И наоборот, как указывалось выше, *в ледовых осадках дальневосточных морей гальки с исштрихованной поверхностью встречаются часто* (курсив наш. - И.Д.), хотя никогда не бывают многочисленными).

Далее автор отмечает, что форма каменного материала в ледово-морских осадках дальневосточных морей приближается то к округлой, то к эллипсоидальной. В антарктических морях «резко преобладают обломки неправильной формы; весь материал напоминает «дробленный камень». Никаких валунов и галек «утюгообразной» формы, которые якобы типичны для моренного материала, в Антарктике не отмечается. Валун и щебень округлой формы составляют не более 0,5-1% от остроугольных обломков неправильной формы» [Лисицын, 1961б].

Характеризуя морены и мореносодержащие льды континентальной Антарктиды, С.А. Евтеев [1964] пишет: «Просмотр большого количества валунов в моренах и мореносодержащей толще современного ледникового покрова Восточной Антарктиды показал, что для них характерна удлиненная форма и полировка длинных граней, в результате чего валун приобретает грубо параллелепипедную форму. Размеры валунов, имеющих такую форму, могут быть весьма различными: от 1-2 см до 1-2 м». У одних валунов параллелепипедная форма выражена лучше, у других - хуже. «Однако в массе валунного материала эта закономерность прослеживается очень четко. Она не связана ни с размером валунов, ни с их петрографическим составом» [Евтеев, 1964].

При сравнении с вышеприведенными весьма полными характеристиками каменного материала ледникового и ледово-морского происхождения становится очевидным, что галька и валуны в рассматриваемые морские плейстоценовые отложения приносились в основном припайными льдами из пляжевой зоны, ибо они имеют преимущественно выпуклую и округлую форму, сравнительно хорошо, а иногда идеально окатаны, поверхность их покрыта штрихами и царапинами, нередко отполирована, размеры, как правило, не превышают 0,3-0,5 м. В меньшей степени разнос каменного материала осуществлялся айсбергами, которые поставляли в бассейн неокатанные щебень, дресву, а также крупные валуны и глыбы.

Распределение грубообломочного материала в шельфовых плейстоценовых отложениях отличается следующими закономерностями. Наиболее обогащены им неслоистые слабо сортированные разности суглинистого состава, где количество включений достигает 20-30%, составляя в среднем около 3-5%. В более сортированных глинах, а также в слоистых породах песчано-алевритового состава грубообломочные включения обычно отсутствуют или встречаются редко.

В песчано-алевритовых породах малочисленность включений крупных обломков обусловлена высокой скоростью осадконакопления [Понов, 1965]. В глинистых породах это, возможно, связано с повышенной ледовитостью бассейна осадконакопления, наличием устойчивого и долговременного ледового покрова, обусловливавшего возможность накопления глин. При формировании слабо сортированных суглинков таяние поверхностных льдов бассейна и айсбергов происходило активно, поэтому осадки обогащались грубообломочным материалом.

Распределение крупнообломочного материала внутри наиболее обогащенных им слабо сортированных суглинистых пород не имеет очевидных закономерностей. Предпринятый статистический подсчет включений гравийно-галечной размерности по разрезу отложений показывает, что их количество, размеры и взаимное расположение в

пространстве самые разнообразные. В одних случаях отмечается увеличение содержания крупнообломочных включений в нижней части толщи морских суглинков близ контакта с подстилающими прибрежно-морскими песками. В других, напротив, относительно обогащены верхние части толщи суглинков.

Существуют представления, что в глинистых отложениях водных бассейнов галька и валуны удлиненной формы располагаются длинной осью в горизонтальном направлении. Эти условия залегания в какой-то мере свойственны включениям небольших размеров. Крупные валуны ориентированы длинной осью под различными углами к горизонту, что подтверждается изучением ледово-морских отложений Шпицбергена [Лаврушин, 1969].

Распределение крупнообломочного материала на площади является закономерным. Наибольшее количество грубообломочных включений характерно для периферийных частей низменностей, располагающихся близ горных обрамлений. Здесь же сосредоточено наибольшее количество крупных валунов и глыб. В меньшей степени эта закономерность проявляется в Печорской низменности в силу ее ограниченных размеров. На севере Западной Сибири с ее огромными пространствами картина закономерного площадного распределения крупнообломочного материала выражена в полной мере.

В низовьях Оби и Енисея, т.е. близ гор Полярного Урала и Путорана - источников грубообломочного материала, - морские глины и суглинки содержат наибольшее количество включений гравия, гальки, щебня, валунов и глыб. Берега и бечевники Енисея и его притоков усеяны валунами, среди которых нередки экземпляры до 2-3 м в поперечнике.

В центральных районах севера Западно-Сибирской низменности (бассейны Ныды, Надыма, Пура) крупные валуны встречаются крайне редко. Крутые бечевники рек даже непосредственно под обнажениями валунодержащих морских глин и суглинков в слабой степени обогащены мелкими валунами размером 0,1-0,2 м в поперечнике. Типичные «бульжные мостовые» на бечевниках отсутствуют. Размеры валунов обычно не превышают 0,3-0,4 м в поперечнике. В среднем и верхнем течении Ныды надпойменные террасы являются цокольными. Цоколь сложен палеогеновыми породами. Мощность аллювиальных песчаных плейстоценовых отложений мала, и они развеваются ветром, в результате чего обнажаются горизонтальные площадки, сложенные более уплотненными дочетвертичными породами. На поверхности этих площадок обнаруживаются разреженные скопления валунно-галечного материала, оставшегося от размыва всей толщи плейстоценовых пород. Размеры валунов здесь в подавляющем большинстве случаев также не превышают 0,2-0,4 м в поперечнике.

Осаждение грубообломочного материала на дно бассейна происходило преимущественно вдоль горных обрамлений, где выпадали также наиболее крупные валуны и глыбы. В центральные части бассейна поступали только мелкие валуны и галька в относительно небольших количествах. Рассмотренное явление, вероятно, имеет две причины. Во-первых, оно связано с общей циклональной циркуляцией в палеобассейне [Попов, 1953], в результате чего припайные льды и айсберги концентрировались лишь по окраинным его частям. Во-вторых, с тем, что разнос грубообломочного материала осуществлялся в основном припайными льдами, которые не могли транспортировать крупные валуны и глыбы на значительное расстояние от берега.

Петрографический состав грубообломочного материала соответствует составу пород горных сооружений, обрамляющих Печорскую и север Западно-Сибирской низменностей, а также местным породам, подстилающим чехол рыхлых отложений. Детальные исследования петрографического состава валунно-галечного материала в пределах Печорской низменности [Калецкая, Миклухо-Маклай, 1958; Волосович, 1966] показали, что прежние представления о приносе валунов из Скандинавии и с Новой Земли [Яковлев, 1956] имели своей причиной недостаточную изученность геологического

строения Полярного Урала, Пай-Хоя и Тимайского кряжа. Все типы пород, слагающие эрратическую гальку и валуны, известны теперь в этих горных сооружениях.

На севере Западно-Сибирской низменности по петрографическому составу валунно-галечного материала выделяются достаточно четко две области: восточная, с преобладанием в основном трапповых пород Среднесибирского плоскогорья - диориты, базальты, долериты, габбро-диабазы, порфириды, а также известняки, доломиты, песчаники, глинистые сланцы и другие породы, и западная, с преобладанием пород уральского происхождения - граниты, грано-сиениты, амфиболиты, перидотиты, гнейсы, яшмы, кварциты, песчаники и др. В центре отмечается смешение валунов уральского и среднесибирского происхождения. В южных районах севера Западно-Сибирской низменности трапповые валуны распространены значительно западнее, чем в северных, что дало основание А.И. Попову [1953] высказать предположение о циркуляции течений в древнем палеобассейне в направлении движения часовой стрелки аналогично современному Карскому морю. Поэтому валунный материал Среднесибирского плоскогорья заносился течениями дальше на запад в более южных районах, чем в северных.

## Текстура

Преобладающими типами относительно глубоководных шельфовых отложений являются неслоистые глины и суглинки. Однако на фоне монолитной породы серого или темно-серого цвета практически повсеместно присутствуют мелкие линзовидные, иногда нитевидные прослои белесого тонкозернистого песка и алевролита (рис. 19). Часто прослои и линзы имеют расплывчатый характер нечетких разводов. Направление их горизонтальное или близкое ему. В неслоистых слабо сортированных мореноподобных суглинках удастся наблюдать скрытую, простым глазом не видимую слоистость благодаря послойному выделению белесых выцветов солей на поверхности обнажений. При расчистке обнажения в этом же месте слоистость пропадает. Этот факт свидетельствует о том, что при накоплении слабо сортированных неслоистых осадков происходила дифференциация материала.

Заслуживает особого внимания фациальный переход неслоистых глин и суглинков в горизонтальном направлении в пески и алевролиты, для которых характерна горизонтальная, наклонная, волнистая, косая слоистость различных типов. В пространстве наблюдается пальцеобразное сочленение глин и суглинков, с одной стороны, и песков и алевролитов - с другой (рис. 20). Следовательно, в донных условиях на очень коротком расстоянии друг от друга (практически рядом) накапливались, например, неслоистые глины и горизонтально- или косослоистые пески. Накопление линз косослоистых песков могло происходить в донных условиях шельфа в зоне течений. Миграция течений в пространстве, вероятно, приводила к пространственному замещению глин и песков.

Нередко линзы сложены горизонтально- или ленточно-слоистыми глинами и алевролитами, мощность которых достигает 25 м. В вертикальном разрезе наблюдается чередование неслоистых глин и суглинков и ленточно-слоистых глин и алевролитов. Наиболее часто горизонты ленточно-слоистых осадков залегают в верхах разреза основной толщи глинисто-суглинистых морских пород, являясь как бы связующим звеном с вышележащей толщей прибрежно-морских пород преимущественно песчаного состава.

Отмечаются два типа контактов ленточных глин с подстилающими или вмещающими слабо сортированными валунными суглинками. В первом случае ленточная слоистость постепенно затушевывается, исчезает, и ленточно-слоистые осадки переходят в неслоистые. Во втором случае на контакте чередуются прослои ленточных глин и несортированного суглинка, количество и мощность прослоев ленточных глин по направлению к основной толще вмещающих или подстилающих суглинков уменьшаются и, наконец, они исчезают.



Формирование ленточно-слоистых осадков происходило, по-видимому, в донных условиях шельфа в спокойных гидродинамических условиях, а также по мере обмеления водоемов в ходе регрессии в лагунных условиях. Прежние представления о невозможности образования ленточных осадков в морских условиях, ибо при смешении морских и пресных вод происходит коагуляция тонких коллоидных частиц и осреднение механического состава осадков, не при всех условиях справедливы. Ленточные глины морского происхождения описаны М. Саурамо [*Sauramo, 1925*] в разрезах на о. Эзель (Сарема) и близ г. Пярну. Ленточнослоистые осадки с остатками морской фауны отмечены М.А. Лавровой [*1960*] на Кольском полуострове, С.Л. Троицким [*1966*] в низовьях Енисея. В последнем случае раковины *Portlandia arctica* приурочены исключительно к песчано-алевритовым прослоям. Ленточные глины, по данным В.Л. Яхимович [*1962*], слагают карламанский горизонт кинельской свиты акчагыла Предуралья. Наряду с широко распространенными пресноводными остракодами в них встречаются солоноватоводные виды и элементы типичной акчагыльской фауны - *Limnocythere scharapovae* Schneider. В верхнем горизонте ленточных глин появляются бореальные фораминиферы, что говорит о их частичном формировании в морских условиях.

По данным Б.А. Скопинцева [*1946*], коагуляция частиц при смешении морской и речной воды происходит не всегда. Интенсивная коагуляция возможна при относительно высокой концентрации коллоидных частиц (несколько сотен миллиграммов на 1 л воды) и при солёности более 1%. Подобное содержание взвешенных частиц в современных равнинных реках наблюдается в половодье, следовательно, и интенсивная коагуляция коллоидных частиц возможна лишь в это время. В остальные периоды года коагуляция практически отсутствует или очень слаба.

Известно также, что с понижением температуры интенсивность коагуляции снижается. При температуре 26° коагуляция и оседание коллоидных частиц происходят в 6 раз быстрее, чем при температуре 7°. Поэтому образование ленточнослоистых осадков в северных морях более вероятно, чем в южных.

Ритмичная слоистость ленточноподобного типа свойственна отложениям закрытых морских бухт, глубоководным морским отложениям, удаленным от берегов. Она отмечалась М.В. Кленовой [*1960*] в современных донных осадках Баренцева моря, В.Н. Саксом [*1952*] в некоторых арктических морях.

Однако ленточная слоистость морских отложений выражена менее четко, чем пресноводных. Границы раздела между соседними лентами обычно нерезкие. Слоистость имеет скорее ленточноподобный характер. Горизонтальные слои прерывистые, часто выклиниваются. Размеры лент разнообразны и колеблются от 0,5-2 мм в породах глинистого состава до 10-15 см - в алевритовых породах. Иногда в лентах преобладает более темная глинистая, иногда более светлая песчано-алевритовая составляющая. Слоистость ленточных глин во многих случаях перемятая, раздробленная, что связано, вероятно, с подводным оплыванием и оползанием донных осадков, а также с их последующим обезвоживанием и уплотнением.

Визуальные наблюдения над строением ленточных глин и их взаимоотношением с вмещающими породами подтверждаются результатами микроскопического исследования, проведенного М.А. Фаустовой по образцам из района низовьев р. Усы. Ленточные глины залегают здесь в верхней части разреза толщи морских слабо сортированных суглинков и постепенно в них переходят.

Суглинки на контакте с ленточными глинами характеризуются слабо выраженной слоистостью. В них видны прерывистые, выклинивающиеся, разбитые трещинами полосы пелитового материала, а также прослой, образованные песчаными зернами.

Слоистость ленточных глин близ контакта с суглинками выражена слабо. Отмечаются слои песчаного и глинистого материала, имеющие вихревое дугообразное расположение.

В основном слое ленточных глин чередуются участки с хорошо и плохо выраженной горизонтальной и волнистой ленточной слоистостью. В обоих случаях первоначальная слоистость нарушена, смята и раздроблена. В лентах преобладает глинистая составляющая (иногда в 2-5 раз).

В верхней по разрезу части ленточных глин слоистость вновь выражена слабо. Ленты имеют прерывистый характер и деформированы. Толщина лент увеличивается. При этом ширина песчано-алевритовых прослоев равна ширине глинистых либо в 2-3 раза превышает ее.

Текстура ленточных глин показывает, что их накопление происходило в бассейне с относительно беспокойным гидродинамическим режимом, о чем свидетельствует волнистая и вихревая микрослоистость глин. Осадконакопление не отличалось четкой ритмичностью, в результате чего ленточность в целом выражена слабо.

Взаимоотношения неслоистых глинисто-суглинистых и ленточно-слоистых песчано-алевритово-глинистых отложений показывают, что они являются фаціальными разновидностями осадков одного и того же бассейна. При этом накопление тех и других типов могло происходить на одних глубинах, но на разных формах рельефа дна. Все исследователи арктических морей отмечают ведущую роль рельефа и гидродинамики в формировании донных осадков. Минимальными глубинами определяется лишь зона преимущественного развития песчаных грунтов в самой прибрежной части шельфа [*Сакс, 1952; Горшкова, 1957; Кленова, 1948; 1960; Шенард, 1969; Emery, 1969* и др.]. Влияние глубины в пределах основной площади шельфа сказывается не так существенно, как влияние рельефа. На положительных формах донного рельефа даже на большей глубине могут накапливаться песчаные осадки, в то время как в отрицательных формах рельефа на меньшей глубине - тонкие иловатые. С особенностями рельефа и гидродинамики, определяющими в основном процессы осадконакопления шельфовых северных морей, связаны также различия в типах текстур осадков.

## Структура

Структура сортированных глинистых отложений, лишенных грубообломочных включений, обычно монолитная, при разламывании пород образуется характерный раковистый излом.

Слабо сортированные неслоистые суглинки с галькой и валунами в обнажениях обладают своеобразной оскольчатой структурой и при ударе молотком рассыпаются на остроугольные щебнисто-дресвянистые отдельности. Эта структура является, вероятно, вторичной, наложенной и связана с процессами криогенного выветривания. Размеры структурных отдельностей уменьшаются по мере приближения к дневной поверхности и поверхности обнажения. В керне скважин глубокого бурения она не фиксируется, суглинки имеют здесь монолитную или мелкозернистую структуру.

Своеобразным типом структуры морских слабо сортированных суглинков является брекчиевидная. Суглинки в этих случаях состоят из отдельных мелких уплотненных комочков размером 1-3 см в поперечнике, сцементированных однородным глинисто-суглинистым материалом. Поверхность комковатых отдельностей слабо оглажена и покрыта бурой коркой ожелезнения. Факт наличия в морских суглинистых отложениях комковатых отдельностей, представляющих собой, по-видимому, окатыши, свидетельствует, что в процессе осадконакопления имели место донные размывы вплоть до поверхности уплотненных, обезвоженных осадков. При этом размывы не всегда фиксируются линзами и прослоями песчаного состава. В современных донных осадках Баренцева моря комочки глинистого материала приурочены к участкам размыва и отсутствия равновесия между гидродинамическим режимом и составом осадка [*Кленова, 1948*].

Микроструктура глин имеет пелитовый и алевро-пелитовый характер; суглинков - алевро-пелито-псаммитовый, что соответствует их слабо сортированному составу. На фоне относительно однородной пелитовой или алевро-пелитовой массы в суглинках видны многочисленные беспорядочно расположенные псаммитовые включения. Количество псаммитовых включений в глинисто-суглинистых породах уменьшается по мере удаления от областей сноса терригенного материала - берегов палеобассейна. В Печорской низменности, например, наибольшее количество псаммитовых включений характерно для близкого к подножию Полярного Урала Воркутинского района и уменьшается на север к подножиям юго-западных склонов Пай-Хоя и еще далее к низовьям Печоры.

### **Легкорастворимые соли и поглощенные основания**

Закономерности состава легкорастворимых солей, свойственные морским относительно глубоководным глинам и суглинкам, выявляются наиболее полно, если в едином разрезе присутствуют также прибрежно-морские мелководные и пресноводные бассейновые отложения.

Показательным с этой точки зрения является широко известное обнажение «Вастьянский Конь» в низовьях Печоры на ее правом берегу против с. Великовисочное (рис. 21). Нижняя часть обнажения сложена темно-серыми глинами с редкой галькой и обильной фауной морских моллюсков и фораминифер. Выше залегает мощная (40-60 м) толща прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых песков с фауной морских моллюсков [Лаврова, 1949], линзами аллохтонного торфа, растительными остатками, костями *Mammuthus primigenius* (Blum.) и моржа (?). В верхней части песков содержатся прослой глин, алевролитов и суглинков с гравием, галькой и валунами. Слой глины с включениями гальки венчает разрез обнажения. В приповерхностных прослоях суглинков с валунами и глинах содержатся редкие остатки фауны морских моллюсков, состав их однообразен [Лаврова, 1949; Попов, 1963].

Нижние глины с фауной соответствуют наиболее глубоководной фазе развития морского бассейна, пески с морской фауной являются сублиторальными регрессивными фациями, пески с прослоями аллохтонного торфа - дельтовыми накоплениями. Прослой суглинков и глин в верхах разреза, возможно, соответствуют некоторому углублению бассейна или отлагались в лагунных условиях.

Распределение легкорастворимых солей по разрезу четко показывает, что наиболее обогащены ими глубоководные глины. Содержание солей в них достигает 767,9 мг на 100 г породы. Прослой глин и суглинков в песках содержат значительно меньшее количество солей (до 130,9-188,0 мг на 100 г породы). В качественном составе солей также наблюдаются различия. В глубоководных глинах резко преобладают катионы калия и натрия (148,8-271,4 мг на 100 г породы), а среди анионов -  $\text{Cl}^-$  (61,8-255,6 мг на 100 г породы) и  $\text{SO}_4^{2-}$  (153,6-264,0 мг на 100 г породы). Содержание ионов кальция (3,0-4,0 мг на 100 г породы) и магния (0,6-4,8 мг на 100 г породы) крайне низко. Подчиненное значение имеют также ионы  $\text{HCO}_3^-$  (57,9-97,6 мг на 100 г породы).

В прослоях глин и суглинков из толщи прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых песков, отлагавшихся в опресненных условиях, преобладают соли кальция и магния. Даже абсолютные количества их выше, несмотря на общее пониженное содержание солей (кальций - до 15-25, магний - 6,6-7,8 мг на 100 г породы). Катионы кальция и магния в сумме постоянно преобладают над катионами натрия и калия (11,5-16,3 мг на 100 г породы). Среди анионов резко уменьшается количество хлора (2,8-7,4 мг на 100 г породы). В соответствии с общим уменьшением солей понижается содержание сульфатов и бикарбонатов, но доля участия их в общем составе, особенно бикарбонатов, возрастает.

Таким образом, четко вырисовывается закономерность, согласно которой для глубоководных морских глин характерно повышенное в целом содержание солей и преобладание среди них хлоридов и сульфатов калия и натрия. Глинам и суглинкам, отлагавшимся в опресненных условиях, свойственно понижение общего количества солей и преобладание в их составе сульфатов и бикарбонатов кальция и магния.

Близкая картина распределения солей по разрезу глубоководных и опресненных мелководных отложений наблюдается на северо-востоке Западно-Сибирской низменности в низовьях Енисея. Изображенный на рис. 21 график характеризует изменения состава легкорастворимых солей в морских санчуговских суглинках и глинах, подстилающих их аллювиально-дельтовых (мессовских) песках с линзами аллохтонного торфа и перекрывающих прибрежно-морских песках, содержащих в верхней части прослой галечников и суглинков с грубообломочным материалом.

Общая засоленность морских глубоководных глин и суглинков в обнажениях ниже, чем в низовьях Печоры (до 350,9-411,2 мг на 100 г породы), однако для данной территории она является максимальной. В подстилающих глины и суглинки аллювиально-дельтовых и вышележащих прибрежно-морских песках с прослоями суглинков общая засоленность грунтов значительно меньшая (соответственно до 64,0 и до 50,0-70,2 мг на 100 г породы).

В глубоководных глинах и суглинках отмечается максимальное количество хлора и сульфат-ионов (35,5-40,5 и 120,0-159,8 мг на 100 г породы). В отличие от Печорской низменности, в них высоко содержание бикарбонатов (до 201,3-225,7 мг на 100 г породы), которые преобладают над прочими солями. Их абсолютное количество выше, чем в Печорской низменности, несмотря на общее более низкое содержание солей.

Среди катионов, так же как и в Печорской низменности, резко преобладают калий и натрий (до 122,6-138,0 мг на 100 г породы). Содержание магния (до 3,5-4,1 мг на 100 г породы) и кальция (до 5,8-7,8 мг на 100 г породы) несоизмеримо ниже.

В суглинистых фациях мелководных прибрежно-морских отложений вместе с уменьшением общей солености особенно резко снижается количество хлора, сульфат-иона, калия и натрия. Преобладают среди анионов бикарбонаты, среди катионов - кальций.

Картина солености отложений в естественных обнажениях может быть искажена как подтягиванием солей к поверхности обнажения в результате испарения, так и промыванием атмосферными водами. Поэтому с методической точки зрения правильнее анализировать керновый материал. Однако сравнение результатов по кернам и естественным обнажениям показало, что они являются близкими. При глубоком заложении расчисток и правильном отборе образцов анализы из обнажений будут достоверны.

Распределение солей по скв. 6 (рис. 22), заложенной в низовьях Печоры близ Нарьян-Мара, подтверждает выявленные закономерности. Правда, верхи разреза плейстоценовых отложений достроены в данном случае по близлежащему обнажению, так как скважина находится на пойме Печоры, и верхняя часть плейстоценовых отложений размывта. Аналогичная картина распределения солей получена и для скважины, вскрывающей полный разрез плейстоценовых отложений в низовьях Енисея.

Для нижней части толщи суглинков с прослоями тонкого песка, алевроитов и глин (скв. 6), отлагавшихся в наиболее глубоководных условиях, судя по данным фаунистического анализа, характерно максимальное содержание солей. В средней части разреза общее их количество несколько снижается. И в средней, и в нижней частях толщи суглинков преобладают ионы хлора, калия и натрия. В верхах толщи суглинков и в вышележащих прибрежно-морских песках с прослоями суглинков увеличивается абсолютное количество и относительное содержание катионов кальция, а среди анионов - бикарбонатов. Снижается до минимума количество хлор-иона. Следует подчеркнуть, что

и прибрежно-морские пески и прослой суглинков в них содержат обильную морскую фауну моллюсков верхнесублиторального типа.

Еще более наглядная и закономерная картина распределения солей (см. рис. 22) получена по разрезу скв. 26а, заложенной в районе нижнего течения Енисея в верховьях Большой Хеты. Глубина скважины 156 м, она вскрывает практически полный разрез водораздельных плейстоценовых отложений с абс. высоты 81 м.

Суглинки, алевроиты, супеси в средней части разреза скважины содержат богатейшие комплексы микрофауны фораминифер и остракод (до 5-7 тыс. экз. фораминифер и 100-150 экз. остракод в образце). Они отражают фазу развития бассейна с нормальной или близкой к ней соленостью. Супеси, алевроиты, пески, галечники с прослоями суглинков, слагающие основание разреза, имеют бедную в видовом и количественном отношении микрофауну, накопление их происходило в мелководном опресненном бассейне. Супеси в верхней части разреза включают немногочисленные фораминиферы и остракоды, а перекрывающие их ленточные глины и горизонтально-слоистые алевроиты микрофауны не содержат, они отлагались, вероятно, в слабо осолоненных или пресноводных условиях.

Состав легкорастворимых солей находится в прямом соответствии с распределением комплексов микрофауны. Наиболее обогащены солями отложения в средней части скважины, в них существенно преобладают хлориды калия и натрия (см. рис. 22). В нижней части разреза в прибрежно-морских песках, супесях, галечниках с прослоями супесей общее содержание солей снижается при одновременном резком уменьшении количества хлора и увеличении бикарбонатов и сульфатов. Соотношения между катионами остаются прежними. Минимальная засоленность свойственна верхней части разреза отложений, вскрытых скважиной, которые накапливались в наиболее опресненных и пресноводных условиях. Среди анионов преобладают сульфаты и бикарбонаты, среди катионов сумма магния и кальция примерно равна сумме калия и натрия.

Таким образом, напрашивается вывод о возможности использования состава легкорастворимых солей в водных вытяжках для целей палеогидрохимического анализа. Конечно, содержание хлора, калия и натрия не отвечает первичной солености иловых и наддонных морских вод. Но в целом можно констатировать, что для глубоководных шельфовых глин и суглинков, отлагавшихся в условиях нормальной или близкой к ней солености, характерно повышенное общее содержание солей и преобладание среди них хлоридов и сульфатов калия и натрия. Осадкам, отлагавшимся в условиях опресненной или пресноводной среды, свойственно общее понижение содержания легкорастворимых солей и преобладание бикарбонатов и сульфатов кальция и в меньшей степени - магния. Повышение содержания хлора до 3,2-6,2 мг-экв наряду с увеличением поглощенного натрия и калия в морских глинах низовьев Енисея отмечают Н.С. Спиро, И.С. Грамберг, Ц.Л. Вовк [1956].

В условиях криолитозоны сохранению первичного состава солей способствует мерзлота, затрудняющая промывание отложений грунтовыми и атмосферными водами.

В распределении легкорастворимых солей в глубоководных глинисто-суглинистых отложениях на площади также наблюдается закономерная картина. Наглядно это видно на примере Печорской низменности. При этом площадные изменения в составе легкорастворимых солей сочетаются с изменениями видового состава фауны. Наиболее обогащены легкорастворимыми солями глины и суглинки в низовьях Печоры, в них преобладают хлориды и сульфаты калия и натрия. Глины и суглинки содержат здесь и наиболее богатую в видовом отношении фауну моллюсков (27 видов). На восток, по мере приближения к берегам предполагаемого бассейна, общая засоленность пород снижается, меняется их качественный состав. Близ подножия юго-западных склонов Пай-Хоя содержание водно-растворимых солей в глинах с фауной не превышает 140,4 мг на 100 г породы. Преобладают сульфаты и бикарбонаты калия и натрия. Фауна моллюсков

насчитывает 20 видов. Еще далее на юг и юго-восток соленость пород все более снижается, в качественном составе начинают преобладать бикарбонаты кальция. В Воркутинском районе содержание водно-растворимых солей составляет 116,0 мг на 100 г породы, преобладают бикарбонаты и сульфаты кальция и в меньшей степени - калия и натрия. Количество видов моллюсков - 12. Южнее, за пределами Большеземельской тундры в бассейне Кочмеса суглинки с морской фауной содержат легкорастворимых солей всего 65,2 мг на 100 г породы, среди них преобладают бикарбонаты кальция. Фауна моллюсков насчитывает 8 видов.

Изучение подземных вод Печорской низменности, проведенное В.Д. Безродновым [1970], подтвердило выявленные нами ранее [Данилов, 1963а] по составу водных вытяжек площадные различия в качественном и количественном составах солей, содержащихся в морских плейстоценовых породах глинисто-суглинистого состава.

На поверхности обнажений суглинков и глин образуются характерные белесые выцветы, свидетельствующие о повышенной солености отложений. Количество легкорастворимых солей в налетах достигает 8182,0-16 637,2 мг на 100 г породы (табл. 4), т.е. является очень высоким. В выцветах концентрируются сульфат-ионы (в 13,7; 30,3 и 111,1 раза), хлор (в 2,1; 2,6 и 33,3 раза), калий и натрий (в 2,3; 10,8 и 106,7 раза), кальций (в 11; 18 и 22 раза) и магний (в 8,3; 2,7 и 67,2 раза). Иными словами, в них концентрируются все легкорастворимые соли, за исключением бикарбонатов.

Сравнение процентного соотношения солей в выцветах и в породах показывает, что оно является различным, т.е. количественные соотношения солей в выцветах меняются, и по ним нельзя судить о солевом составе отложений в целом.

Состав поглощенных оснований морских глинистых пород характеризуется повышенным по сравнению с пресноводными содержанием катионов калия и натрия, в меньшей степени - магния. Морские фаунистически охарактеризованные алевроиты и глины низовьев Енисея содержат поглощенного  $\text{Na}^+$  от 3,1-4,5 до 14,0-16,3 мг-экв,  $\text{K}^+$  - 1,9-4,2,  $\text{Mg}^{2+}$  - 4,8-10,6 [Стиро, Грамберг, Вовк, 1956]. Однако содержание кальция в них также является высоким (до 12,1-17,6 мг-экв). По данным О.В. Суздальского [1968], натрий составляет до 50,65% мг-экв поглощенного комплекса, отношение  $\text{K}^+ + \text{Na}^+$  к  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  равно в среднем 0,75, т.е. менее 1,0 - низшего предела значений коэффициента щелочности для морских пород. Морские отложения Норильского района, по данным В.В. Рогожина, в поглощенном комплексе имеют натрия 7,37-10,87, калия 1,31-1,89 мг-экв.

Повышенное содержание поглощенного кальция считается не характерным для морских отложений. Однако на катионный обмен в процессе диагенеза морских осадков существенно влияет ряд факторов: степень гидратированности глинистого материала, количество органического вещества и карбонатов и т.д., поэтому в определенных условиях может возникать не свойственный морским осадкам поглощенный комплекс.

В целом, подводя итог анализу легкорастворимых солей и поглощенных катионов, можно сделать вывод, что не может существовать единых показателей содержания тех или иных солей, концентрации отдельных ионов или вычисленных по ним коэффициентов для всех типов морских отложений, которые характеризовали бы определенную соленость среды осадконакопления. Свой отпечаток на химический состав поровых вод и поглощенных оснований накладывают литологический состав отложений, характер глинистых минералов, особенности диагенеза и геологической истории отложений. Поэтому подходить к решению задачи о восстановлении гидрохимической среды осадконакопления следует дифференцированно, тем более нельзя решать ее по отдельным выборочным образцам.

В то же время попытки некоторых авторов показать принципиальную невозможность использования легкорастворимых солей [Суздальский, 1968; и др.] и поглощенных оснований при палеогидрохимических реконструкциях представляются неосновательными.

## Конкреции

Несмотря на очевидное значение конкреционного анализа в различных аспектах изучения плейстоценовых отложений, конкреции до последнего времени привлекали к себе явно недостаточное внимание исследователей плейстоцена севера Евразии.

Образование конкреций происходит на различных стадиях литогенеза осадков в результате перераспределения захороненных в них веществ и рассеянных аутигенных минералов [Страхов, 1960; Македонов, 1966]. В зависимости от литологического состава осадков, геохимических особенностей диагенетических процессов, фациальных условий осадконакопления образуются конкреции различного типа.

В относительно глубоководных плейстоценовых отложениях глинисто-суглинистого состава присутствуют конкреции сульфидов железа, вивианитовые и глинисто-карбонатные.

**Конкреции сульфидов железа.** На протяжении более чем столетней истории изучения плейстоценовых отложений севера Евразии конкреции сульфидов железа в них как аутигенные образования исследователями не фиксировались. Некоторые авторы отмечали лишь переотложенные конкреции пирита и марказита. Вместе с тем конкреционные стяжения сульфидов железа широко, практически повсеместно, распространены в морских плейстоценовых отложениях на равнинах севера Евразии. Они обнаружены в Печорской низменности и на всем севере Западной Сибири. Конкреции сульфидов свойственны в основном суглинистым слабо сортированным разностям пород, в плотных сортированных глинах они встречаются редко. Присутствуют как относительно хорошо обособленные от вмещающей породы конкреции, так и слабо обособленные мелкие зародышевые формы.

Размеры конкреций колеблются от 0,5-1,0 до 5-10 см в поперечнике. Форма преимущественно шаровидная и эллипсоидная. В породах глинисто-суглинистого состава конкреции залегают изолированно друг от друга и равномерно распределены по разрезу. В линзах песков и галечников они образуют конкреции-носные прослои.

Условия залегания и взаимоотношения конкреций с вмещающими породами исключают предположения об их переотложении. Как уже отмечалось, некоторые конкреции, слабо обособленные от вмещающих глин и суглинков, имеют зародышевый характер. Особенно показателен факт прикрепления конкреций в линзах галечников и песков к гладкой, шлифованной поверхности отдельных галек в виде бородавчатых наростов. Материал, слагающий конкреции, обычно имеет рыхлое, сыпучее сложение и, несомненно, не выдержал бы транспортировки и переотложения ни в морских, ни в континентальных условиях. В пиритовом цементе конкреций постоянно присутствуют обломочные зерна кварца, полевых шпатов и других минералов, глинистое вещество. Состав и размеры обломочного материала в конкрециях полностью соответствуют его составу и размерам во вмещающих породах, что прекрасно видно в шлифах под микроскопом. В слабо сортированных суглинках и глинах присутствуют песчаные зерна различных размеров и окатанности, так же как и в конкрециях из них. В сортированных алевритах, глинах и в конкрециях из них кластический материал меньше и однообразнее по размерам. Соответствие состава обломочного материала вмещающих пород и конкреций со всей определенностью свидетельствует, что конкреции сульфидов железа не переотложены в плейстоценовые осадки из каких-либо более древних пород. Следует отметить, что в морских плейстоценовых отложениях встречаются действительно переотложенные конкреции из более древних, вероятно, юрских пород. Они отличаются от рассматриваемых конкреций большой плотностью, хорошей раскристаллизованностью, крупностью кристаллов пирита. В них отсутствует материал вмещающих пород как глинистой, так и песчаной размерности.

Наиболее полно выраженные конкреции аутигенного происхождения имеют концентрическое строение. В центре их выделяется желтое блестящее ядро, сложенное пиритом, которое окружено черным аморфным веществом (рис. 23, А), состоящим из коллоидного сернистого железа (гидротроилит). На отдельных участках это вещество также раскристаллизовано до пирита и имеет радиально-лучистое сложение. В зоне черного аморфного сернистого железа содержится значительное количество обломочных зерен, в шлифах отмечаются участки глинистого вещества. Кристаллы пирита в желтом ядре имеют радиально-лучистое расположение, которое свойственно участкам раскристаллизованного сернистого железа.

Большинство же ядер конкреций сложено однородным серым слабо уплотненным веществом мелкозернистой структуры и однородного сложения (рис. 23, Б, В).

В линзах песков и галечников обнаруживаются конкреции радиально-лучистого строения (рис. 23, Г). Наряду с пиритом в ядрах конкреций постоянно присутствуют обломочные зерна и глинистый материал, аналогичные вмещающим породам. Иногда в шлифах видно, что выделение кристаллов пирита происходило по сетке растительной ткани. Некоторые конкреции образуют псевдоморфозы по мелким обломкам древесины, что хорошо видно невооруженным глазом (рис. 23, Д). Можно проследить все стадии замещения растительного материала пиритом, от слабой пиритизации относительно хорошо сохранившихся обломков древесины до полного ее замещения, когда растительная ткань угадывается только по расположению кристаллов пирита. Иногда в ядрах конкреций под микроскопом фиксируются мелкие растительные остатки и раковины фораминифер.

В минералогическом отношении кристаллические сульфиды железа представлены исключительно пиритом. Рентгеноструктурный анализ ядер конкреций показал в них наличие пирита с примесью кварца, иногда гипса и рентгеноаморфного вещества.

Пирит в конкрециях присутствует в виде базального цемента, в который включены зерна минералов песчаной и алевритовой размерности. Кроме пирита цемент конкреций представлен непрозрачным изотропным веществом (коллоидным сернистым железом), среди которого встречаются участки глинистого материала.

Характер залегания, строение, состав сульфидных конкреций позволяют утверждать, что образование их происходило на стадии раннего диагенеза осадков за счет редукции сульфатов иловых вод в условиях восстановительной среды, создаваемой в морских осадках на некоторой глубине от поверхности дна. Восстановительные условия поддерживались разложением рассеянного органического вещества, количество которого в глинах и суглинках составляет 0,5-1,0%. Этого количества органики, по данным Н.М. Страхова [1960], вполне достаточно, чтобы создавать и поддерживать в осадках восстановительные условия. В современных донных осадках Карского моря содержание органического вещества колеблется от 0,5 до 1,0%, местами достигая 1,7-2%, в отдельных случаях - 3,16% [Куликов, 1961]. Центрами стяжения сульфидов являлись участки локальной концентрации органического материала: захороненные морские организмы, растительные остатки и т.д.

По-видимому, условия для циркуляции донных иловых растворов, из которых происходила редукция ионов  $SO_4^{2-}$ , были более благоприятными в осадках песчано-алеврито-глинистого состава, т.е. в последующем - слабо сортированных суглинков. В более тонких сортированных и более уплотняющихся глинистых илах (в последующем - глинах) условия для миграции иловых вод и поступления сульфатов были менее благоприятными. Поэтому слабо сортированные суглинки постоянно содержат конкреции сульфидов железа, тогда как более сортированные глины - в редких случаях.

**Конкреции вивианита.** Распространены в глинистых разностях пород, обогащенных рассеянным органическим веществом. Имеют размеры 2-5 мм в поперечнике и шаровидную форму. Расположение конкреций в разрезе либо



беспорядочное, либо они образуют скопления в прослоях мелкого растительного детрита. Вмещающие породы часто обладают характерным запахом разлагающейся органики.

Наличие вивианитовых стяжений является показателем обогащенности осадков в процессе их накопления содержащим фосфор органическим веществом, и создания на ранних стадиях диагенеза резких восстановительных условий.

**Карбонатные конкреции.** Принято считать, что карбонатное минералообразование в ходе литогенеза донных осадков холодноводных арктических морей отсутствует, что богатые растворенной углекислотой, резко недонасыщенные карбонатами придонные и иловые воды растворяют и выносят карбонаты из осадков [Кленова, 1940, 1948; Страхов, 1960; и др.]. Однако изучение морских плейстоценовых отложений на севере Евразии показало, что карбонатные новообразования достаточно широко распространены, имеют разнообразный химический состав и минеральную форму.

В распределении карбонатных конкреций в морских отложениях глинисто-суглинистого состава прослеживается зональность. Они крайне редко в виде мелких зародышевых форм (звездчатые выделения кальцита) встречаются в Печорской низменности.

Практически отсутствуют на западе и в центральных частях севера Западно-Сибирской низменности. Наиболее широко и полно развиты карбонатные конкреции на северо-востоке Западной Сибири: в низовьях Енисея, у подножий гор Путорана, в западных районах Таймырской низменности. Конкреции карбонатного состава известны в морских отложениях Чукотки [Петров, 1966].

На северо-востоке Западно-Сибирской низменности карбонатные конкреции распространены наиболее широко и залегают в различных литологических типах морских глубоководных пород: слабо сортированных валунных суглинках, глинах, слоистых алевритах. Конкреции состоят из алеврито-глинистого вещества вмещающих пород и карбонатного цемента, поэтому термин «карбонатные конкреции» в известной степени условен. Карбонатный цемент состоит из скрытозернистой карбонатной массы и неправильных выделений кальцита.

Форма, строение, размеры конкреций находятся в прямом соответствии с литологическим составом вмещающих пород.

В слабо сортированных неслоистых суглинках с валунами конкреции имеют шаровидную (рис. 24), овальную, реже сплюснутую караваяобразную форму. Размеры конкреций - от 2-5 до 20-30 см. Конкреции сильно уплотнены, с трудом разбиваются молотком и внешне напоминают валуны, за которые, вероятно, и принимались исследователями.

В центральной части конкреций видны слабо разложившиеся обломки древесины, линзочки растительного детрита, раковины морских моллюсков. Ядрами некоторых конкреций являются комочки жирной, слоистой глины, сохранившей пластичность, несмотря на общее окаменение конкреций. В.Н. Сакс и К.В. Антонов [1945] приводят данные о находке по Енисею у с. Потапово Н.Н. Урванцевым и на р. Большой Хете Н.П. Мурзиным раковин морских моллюсков, захороненных в плотные известковистые конкреции. Судя по составу, фауна принадлежит санчуговскому горизонту.

В неслоистых однородных глинах с многочисленными остатками фауны морских моллюсков и ходами илоедов отмечаются конкреции трубчатой и ветвистой форм. Поперечник их от 3-5 до 10-15 мм, длина 5-7 см. Конкреции располагаются длинной осью преимущественно в горизонтальном направлении, образуя конкрециеносные прослои. Внутреннее строение конкреций однородное. По форме и размерам они напоминают ходы илоедов, по которым, возможно, и шло выделение карбонатов.

Для слоистых алевритов характерны уплощенные дисковидные, лепешковидные конкреции, которые обогащают отдельные прослои. Размеры конкреций 4-5 см в поперечнике и до 10-15 см по длинной оси. По условиям взаимоотношения с вмещающей

породой и внутреннему строению отмечаются два типа конкреций. В первом случае горизонтальные слои алевритов проходят сквозь конкреции, не меняя своей мощности. Внутри конкреций прослеживается первичноседиментационная слоистость. Во втором случае конкреции как бы раздвигают вмещающие их породы, внутреннее строение их концентрическое.

Возможные предположения о переотложении конкреций лишены оснований по следующим причинам. В слоистых алевритах переотложение конкреций полностью исключается, так как они как бы нанизаны на слои, которые проходят через них. В неслоистых глинах и суглинках состав кластического материала конкреций полностью соответствует составу кластического материала вмещающих отложений.

В слабо сортированных суглинках с грубообломочным материалом в теле конкреций залегают гравий и галька. В отдельных случаях крупная галька и мелкие валунчики лишь наполовину включены в конкреции, наполовину же находятся во вмещающей породе.

Строение конкреций и взаимоотношения с вмещающими породами свидетельствуют о том, что они являются не переотложенными включениями, а новообразованиями, возникшими в ходе литогенеза осадков. К поверхности некоторых конкреций прикреплены раковины баланусов, что является прямым свидетельством формирования конкреций на дне моря.

### **Криогенное строение**

Промерзание морских глинисто-суглинистых отложений происходило после выхода их из-под уровня моря эпигенетическим путем сверху. Породы к моменту промерзания были в достаточной степени уплотнены и обезвожены, поэтому льдистость их невелика. Естественная влажность, характеризующая степень льдонасыщенности пород, равна в среднем 15-20%, тогда как полная молекулярная влагоемкость составляет 18,7-28,2%. Относительно малая льдистость глин и суглинков обусловлена также преобладанием в них одновалентных катионов калия и натрия, которые по сравнению с многовалентными катионами, например железа, уменьшают подток влаги при промерзании и льдовыделение [*Нерсесова, 1961*].

Криогенные текстуры имеют преимущественно массивный, сетчатый, линзовидный и линзовидно-сетчатый характер. Размеры льдистой решетки и ледяных шпиров различны. Наиболее типична мелкосетчатая текстура с размером шпиров 2-5-10 мм. В верхней части разреза морской глинисто-суглинистой толщи встречается крупная решетка льда размером до 50-70 см в поперечнике. Толщина шпиров льда в этих случаях увеличивается до 3-5 см. Горизонтальные шпирь соединены вертикальными более тонкими прожилками льда, имеющими клиновидную форму. Толщина их 0,5-2,0 см вверху и несколько уменьшается вниз. Вертикальные шпирь обычно не пересекают горизонтальные. В отдельных случаях мощность горизонтальных шпиров увеличивается до 7-10 см.

Нередко мерзлотная текстура наследует скрытую слоистость суглинков. Ледяные шпирь ориентированы тогда горизонтально или пологонаклонно, они часто расклиниваются суглинком. Поперечный разрез шпиров имеет характер линзовидных чечевицеобразных расширений и сужений - перемычек. В линзовидных расширениях залегают тонкие линзочки суглинка. Поверхность ледяных шпиров неправильная, бугристая, обычно же она априори принимается как ровная, плоская. Бугристая поверхность шпиров соответствует, вероятно, неровностям поверхностей напластования, невидимых простым глазом в суглинках.

При эпигенетическом промерзании сверху льдистость пород с глубиной уменьшается, сеть ледяных шпиров разреживается, а толщина их увеличивается. Именно такой характер строения имеют толщи морских глинисто-суглинистых отложений на

севере Западной Сибири [Попов, 1953; Баулин и др., 1967]. Согласно данным В.В. Баулина и соавторов [1967], разреживание ледяной решетки наблюдается до глубины 15-20, иногда 25-30 м. В приповерхностной части отложений мощностью 2-6, реже до 14 м льдистость достигает 30-50% и превышает молекулярную влагоемкость. Криогенная текстура горизонтально-слоистая и слоисто-сетчатая, тонкошлировая (мощность шлиров от нескольких миллиметров до первых сантиметров).

Ниже, до глубины 10-20 м, количество ледяных прослоев сокращается, мощность их увеличивается до 3-5, реже 6-8 см, расстояние между ними возрастает от 5-7 до 15-20 см. Общая льдистость уменьшается до 20%. Криогенная текстура становится сетчатой и слоисто-сетчатой. Нижний горизонт льдистых отложений на глубине 20-40 м характеризуется неполносетчатой криогенной текстурой. На глубинах 40-100 м и более в однородной глинисто-суглинистой толще встречаются лишь тонкие пластинки льда, приуроченные к трещинам напластования. Влажность вверху интервала - 20-23% и уменьшается вниз до 12-17% [Баулин и др., 1967].

В случае, если в толще суглинков и глин имеются прослои и линзы песчаного состава, выше них располагаются горизонты с увеличенной льдистостью. Криогенное строение пород усложняется. Однако и в однородных толщах глинисто-суглинистого состава картина криогенного строения не всегда столь четкая и закономерная, как следует из характеристики, приведенной для севера Западной Сибири.

Изучение криогенных текстур мощной толщи морских плейстоценовых суглинков на территории Печорского угольного бассейна [Жесткова, 1964] показало, что ниже 10-15 м от поверхности в однородных суглинках на различных глубинах выделяется несколько горизонтов с повышенным содержанием льда. «В каждом из этих горизонтов, расположенных последовательно и имеющих мощность 10-15 м, наибольшее количество льда сосредоточено в верхних 3-5 м... общий объем льда по отношению к объему грунта достигает 25-35%. Вниз по разрезу льдистость уменьшается до 8-10, реже до 5%» [Жесткова, 1964].

Влажность минеральных прослоек, расположенных между ледяными шлирами, по данным Т.Н. Жестковой, до глубины 8-10 м от кровли льдонасыщенных горизонтов составляет 10-15%, а ниже и у контакта с коренными породами уменьшается до 8-9%. Несмотря на сложность и неоднородность криогенного строения толщ глинисто-суглинистых морских отложений Печорского бассейна, общая тенденция к сокращению льдистости с глубиной сохраняется, что находит свое выражение и в уменьшении влажности минеральных прослоек.

В основании толщи морских суглинков Печорского бассейна с глубины 40 м Т.Н. Жесткова [1964] описывает своеобразную блоковую криогенную текстуру. Четырехугольные блоки мерзлого грунта ограничены трещинами, заполненными льдом. Грани четырехугольных блоков увеличиваются с глубиной от 0,4-0,8 до 2,5-4,5 м. Ширина трещин, заполненных льдом, обычно 1-4 см. Внутри блоков присутствуют мелкие тонкие ледяные шлиры, расположенные бессистемно.

Любопытно, что блоковая криогенная текстура наблюдается в кровле разрушенных коренных алевролитов, аргиллитов и песчаников. Размеры блоков в коренных породах с глубиной также увеличиваются. Этот факт указывает на однотипность промерзания коренных и морских плейстоценовых пород, т.е. на эпигенетический тип этого промерзания.

Характерной чертой криогенного строения морских глинисто-суглинистых толщ является наличие в них линзовидных тел льда. Наиболее часто линзовидные тела льда залегают близ дневной поверхности и имеют инъекционное происхождение, будучи связанными с местными особенностями гидрогеологического режима.

Вокруг линзовидных тел льда льдистость вмещающих пород повышается, им свойственна густая толстошлировая сеть текстурного льда.

## Глава VI

### ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

#### Строение

Прибрежно-морские отложения соответствуют трансгрессивным и регрессивным фазам развития морских бассейнов, сформировавших мощные толщи глинисто-суглинистых морских плейстоценовых пород, а также принимают участие в строении морских террас. Они залегают в основании разреза плейстоцена, в средней его части и слагают наиболее возвышенный рельеф водоразделов. Морские террасы нередко сложены ими целиком.

Трансгрессивные фации представлены галечниками и валунно-галечными породами, вверх по разрезу переходящими в пески, постепенно сменяющиеся глубоководными глинами и суглинками. В строении прибрежно-морских отложений, отражающих регрессивные фазы развития бассейнов и наиболее полно представленных в пределах водоразделов и морских террас, обычно наблюдается следующая картина. Подстилающие их глубоководные суглинки и глины вверх по разрезу становятся более песчанистыми, в них появляется сначала неясная, а затем все более четкая слоистость, и они постепенно переходят в алевроиты с горизонтальной и иногда ленточной слоистостью. Алевроиты также постепенно сменяются песками, внизу тонко- и мелкозернистыми горизонтально-слоистыми; в средней части - мелко- и среднезернистыми волнисто- и косослоистыми; вверху - крупно- и грубозернистыми косослоистыми. Приповерхностной пачке грубозернистых песков свойственны прослой галечников, валунно-галечных отложений, а также суглинков и глин с включениями крупнообломочного материала, которые нередко и венчают разрез отложений. Если контакт прибрежно-морских песков и подстилающих их глубоководных глин и суглинков резкий, в горизонтальном направлении прослеживается фациальный пальцеобразный взаимопереход одних в другие.

Последовательность в напластовании прибрежно-морских отложений регрессивных фаций отражает закономерную картину обмеления морского бассейна. Мелко- и среднезернистые пески и алевроиты соответствуют в основном фациям верхней сублиторали, крупнозернистые пески, галечники и валунно-галечные отложения - литоральным, главным образом пляжевым, фациям. Накопление приповерхностных прослоев суглинков и глин частично происходило в лагунных условиях, частично в зонах распространения вокруг островов и отмелей обширных полей припайного льда, который, как известно, гасит волнения и обуславливает накопление тонких осадков на мелководьях [Попов, 1965].

#### Гранулометрический состав

Гранулометрический состав прибрежно-морских отложений вследствие их пестрого литологического состава разнообразен.

Наиболее распространенной разновидностью отложений являются средне- и мелкозернистые пески. Они отличаются хорошей сортированностью. Среднезернистые пески с медианным размером частиц 0,26 мм (пределы колебаний от 0,22 до 0,35 мм) имеют средний коэффициент сортировки 1,4 (пределы колебаний от 1,3 до 1,7). В них существенна примесь мелкозернистого песка (до 32,4-43,1%). Содержание пылеватых и глинистых частиц не превышает в сумме 5-6%.

Мелкозернистые пески со средним медианным размером 0,17 мм (пределы колебаний от 0,14 до 0,20 мм) имеют коэффициент сортировки от 1,35 до 1,5 (в среднем 1,45). При этом отмечается закономерное улучшение сортировки с уменьшением размера

частиц: Md - 0,2 мм, S<sub>0</sub> - 1,5; Md - 0,19 мм, S<sub>0</sub> - 1,5; Md - 0,18 мм, S<sub>0</sub> - 1,4; Md - 0,14 мм, S<sub>0</sub> - 1,35. Примесь среднезернистого песка в мелкозернистых достигает 30-33%, тонкозернистого - 4-6% (в отдельных случаях до 19%). Пылеватых и глинистых частиц содержится еще меньше, чем в среднезернистых песках (не более 1,5-2,5%).

А.П. Лисицын [1966] приводит пределы колебаний коэффициента сортировки крупных и средних песков Берингова моря - от 1,1 до 2,2; а для мелких песков - от 1,0 до 1,9. Как следует из приведенных выше данных, коэффициенты сортированности прибрежно-морских плейстоценовых песков укладываются в эти пределы. Для мелкозернистых песков А.П. Лисицын [1966] предлагает считать сортированность хорошей, когда коэффициент сортировки колеблется в пределах от 1,0 до 1,5, а средней - когда значения его лежат в пределах от 1,5 до 2,0. В нашем случае все коэффициенты сортировки мелкозернистых песков (от 1,35 до 1,5) соответствуют хорошей их сортированности.

Средний коэффициент сортировки илистого мелкозернистого песка Карского моря с медианным размером частиц 0,11 мм (пределы колебания от 0,09 до 0,13 мм), вычисленный по данным А.А. Кордикова [1953], оказался равным 1,6, т.е. тоже близок коэффициенту сортировки плейстоценовых мелкозернистых песков.

Значительно хуже сортированы крупнозернистые пески с галькой и гравийно-галечные отложения. Крупнозернистые пески с гравием и галькой (медианный размер 0,56 и 0,95 мм) имеют коэффициенты сортировки соответственно 7,6 и 3,5, т.е. сортированность их плохая. В них содержатся в заметных количествах все фракции. Также плохо сортированы галечно-гравийные породы с медианным размером частиц 2,4 и 5,1 мм. Коэффициенты сортировки соответственно 4,5 и 3,9. Характерно высокое содержание пылеватых и глинистых частиц (до 14-20%). Вместе с тем известны и хорошо промытые галечники и галечно-гравийные отложения, в которых примесь пылеватых и глинистых частиц в сумме не превышает 2-4%.

Коэффициенты сортировки прослоев слабо сортированных суглинков в основном колеблются в пределах от 3 до 5 и несколько выше коэффициентов сортировки основной толщи глубоководных суглинков, для которых средние значения равны 3,5-4, но в целом они, конечно, близки.

Интересно отметить, что уплотненность приповерхностных прослоев составляет от 2,70 до 2,82 г/см<sup>3</sup> [Баулин и др., 1967], т.е. выше, чем в более глубоководных глинах и суглинках основной толщи морских отложений. Этот факт показывает, что степень уплотненности глинистых пород определяется не давлением вышележащих накапливающихся слоев в процессе диагенеза, а иными причинами. Одной из наиболее эффективных причин повышенной уплотненности суглинков и глин является льдовыделение при промерзании [Понов, 1967; и др.]. Приповерхностные же горизонты плейстоценовых отложений отличаются наиболее высокой льдистостью.

### **Крупнообломочный материал**

Основные толщи прибрежно-морских песчаных отложений мелко- и среднезернистого состава содержат редкие включения крупнообломочного материала. Мелкая галька и гравий в виде единичных включений рассеяны по всему разрезу песчаных отложений. Иногда галька и гравий образуют небольшие линзы и линзообразные прослои, к которым приурочены скопления остатков фауны морских моллюсков. В песках встречаются и единичные валуны. При этом показательно, что валуны залегают среди небольших линз суглинистого материала (рис. 25). Размер валунов достигает 0,5-0,6 м в поперечнике, окатанность средняя и хорошая, что позволяет говорить о переносе их припайным льдом. Причиной редкой встречаемости включений крупнообломочного материала в толщах прибрежно-морских песков является, по-видимому, высокая скорость накопления последних [Понов, 1965].

Основные скопления грубообломочного материала свойственны верхам разреза прибрежно-морских отложений - пачкам гравийно- и валунно-галечного материала, а также прослоям слабо сортированных суглинков. Преобладающий размер валунов - 0,1-0,2 м в поперечнике, реже до 0,3-0,4 м. Близ подножий гор Полярного Урала и Путорана встречаются очень крупные валуны и глыбы размером до 2-3 м в поперечнике. Окатанность валунно-галечного материала в гравийно-галечных и валунно-галечных прослоях средняя и хорошая. Нередки экземпляры плоской формы, характерные для пляжевой зоны морей. Образование прослоев слабо сортированных суглинков в прибрежно-морских отложениях и связанных с ними скоплений грубообломочного материала А.И. Попов [1965] объясняет посадкой на подводные песчаные возвышенности (мели) наиболее крупных айсбергов. По мере таяния последних осадки в приповерхностной части обогащались крупными валунами и глыбами. Обширные поля припайных льдов, формировавшиеся вокруг айсбергов, гасили волнения и позволяли накапливаться на малых глубинах сравнительно тонким суглинистым осадкам, которые слагают также разобщенный, неповсеместный плащеобразный покров на вершинах возвышенных водоразделов. Мощность этого покрова обычно не превышает 1,0 м, составляя в среднем 0,3-0,5 м и достигая максимально 3,0-5,0 м.

Близкую картину описывает С.А. Евтеев [1964] близ современных берегов Восточной Антарктиды: «Скапливаясь на поднятиях морского дна, например, в районе острова Хасуэлл и на подводных грядах, соединяющих остров Хасуэлл с районом поселка Мирного, айсберги теряют основную часть моренного материала, причем откладывают его на дно неравномерно».

### **Текстура**

Текстура прибрежно-морских отложений самая разнообразная, но закономерно меняется по разрезу и находится во взаимосвязи с литологическим составом пород. Близ контакта с глубоководными суглинками и глинами нередко залегают алевриты, слоистость которых горизонтальная или неясно выраженная ленточная. Границы между соседними лентами расплывчатые. Дифференциация материала внутри лент также недостаточно четкая. Алеврито-песчанистые прослои залегают в основании лент и вверх постепенно сменяются более тонкими алевритовыми. Мощность отдельных лент от 0,5-2 до 5-10 см.

Слоистость мелкозернистых песков тонкая, четкая, иногда ритмичная горизонтальная. Среди горизонтально-слоистых пород присутствуют прослои характерной волнистой формы - знаки ряби волнений. Местами количество волнистых прослоев увеличивается и слоистость приобретает горизонтально- и линзовидно-волнистый характер (рис. 26). Породам в этом случае также свойственны отдельные ясно выраженные волнистые прослои симметричной и асимметричной формы.

В среднезернистых песках преобладает косоволнистая и косая слабо срезанная слоистость (по классификации Л.Н. Ботвинкиной), в крупнозернистых песках и галечниках - косая сильно срезанная, в том числе перекрестная.

Прослои алевритов и глин, залегающие среди крупнозернистых гравелистых песков, галечников и валунно-галечных отложений, имеют в большинстве случаев горизонтальную слоистость различной степени выраженности. Встречается четкая ритмичная и простая неправильная горизонтальная слоистость. Даже в прослоях слабо сортированных валунных суглинков, особенно близ их контакта с вмещающими песками, прослеживается неясно выраженная горизонтальная слоистость за счет тонких прослоев белесого мелкозернистого песка и алеврита.

### **Нарушения текстуры**

Накопление прибрежно-морских отложений сопровождается образованием многочисленных и разнообразных по форме деформаций первичноседиментационной слоистости. Деформации носят оползневой, складкообразный и разрывной, дизъюнктивный характер, в основном соответствую подводным деформациям, описанным и классифицированным Р.В. Фейрбриджем [Fairbridge, 1946].

В прослоях горизонтально-слоистых алевритов среди косослоистых песков отмечаются запрокинутые, лежащие, антиклинальные складки (рис. 27). Слоистость в верхней и нижней частях алевритовых прослоев ненарушенная, горизонтальная. Вмещающие пески также имеют нормальные, ненарушенные условия залегания. Следовательно, деформации возникли в ходе осадконакопления, а не после его завершения. Внешне они напоминают ледниковые динамические структуры, за которые нередко и принимаются. Однако условия залегания деформаций исключают их связь с ледником.

Смятые деформированные прослои присутствуют в единой косослоистой толще мелко- и среднезернистых песков. Они зажаты между наклонными пачками параллельно-слоистых песков, содержащих морскую фауну моллюсков. В данном случае является безусловным образование складчатых деформаций в ходе осадконакопления.

В приповерхностной части разреза прибрежно-морских отложений, представленных песчано-гравийно-галечными породами отмечаются складчатые деформации крупного размера (до нескольких десятков метров в поперечнике). Происхождение крупных складчатых деформаций недостаточно ясно. Возможно, они соответствуют фациям подводной авандельты.

Помимо нарушений слоистости и условий залегания пород складчато-оползневого характера прибрежно-морским отложениям свойственны клиновидные разрывные структуры, обязанные своим происхождением диагенетическим процессам уплотнения и обезвоживания осадков. Для толщ равномернозернистых песков типичны тонкие трещины, сколы, микросбросы. В них же отмечаются «песчаные дайки».

Клиновидные просадки, напоминающие мерзлотные псевдоморфозы по протаявшим ледяным жилам, приурочены к контактам песков и прослоев глин, суглинков, алевритов. От подошвы прослоев в нижележащие пески внедряются вертикальные клинья обычно небольшого размера, выполненные материалом прослоев. Прослеживание контактов в горизонтальном направлении показывает, что пески и прослои глинисто-алеваитового состава формировались в едином бассейне. Контакты имеют часто характер фациального, пальцеобразного взаимоперехода одних пород в другие.

Представляется, что образование клиновидных просадок, трещин и смещений пород связано с объемными изменениями при обезвоживании и уплотнении литологически разнородных осадков. Обезвоживание и сокращение объема в некоторых условиях могли происходить довольно резко (синерезис) при достижении определенной критической величины нагрузки вышележащих постоянно накапливающихся осадков. Образовывались трещины или ослабленные зоны, по которым жидкие влагонасыщенные осадки внедрялись в более уплотненные нижележащие.

Важно отличать диагенетические клиновидные просадки в прибрежно-морских отложениях от псевдоморфоз по протаявшему полигонально-жильному льду. Генетическими критериями первых являются: приуроченность к единым непрерывным толщам морских осадков, отсутствие следов континентального перерыва в кровле и материала субазрального происхождения в теле просадок.

### **Легкорастворимые соли**

Сравнительная характеристика состава легкорастворимых солей в прибрежно-морских отложениях была дана в предыдущей главе при анализе глубоководных шельфовых осадков. Обогащенность прибрежно-морских пород легкорастворимыми

солями в целом низкая и значительно уступает обогащенности глубоководных суглинков и глин. Особенно слабо засолены песчаные разности отложений. Но и прослой суглинков и глин, как это было показано, содержат значительно меньше солей, чем морские шельфовые суглинки и глины. В среднем их засоленность в 3-5 раз меньше.

Среди катионов преобладает кальций, значительно содержание магния. Сумма кальция и магния почти всегда превышает сумму калия и натрия. В составе анионов наиболее высоких значений достигают бикарбонаты и сульфаты, которые содержатся примерно в равных количествах и резко преобладают над хлором. Содержание последнего крайне мало. Отличительной особенностью состава легкорастворимых солей северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности является повышенное содержание бикарбонатов, количество которых выше сульфатов. Аналогичное соотношение, как уже отмечалось, свойственно толще глубоководных морских суглинков и глин. Таким образом, бикарбонаты преобладают по всей толще морских и прибрежно-морских плейстоценовых отложений северо-востока Западной Сибири. Важно подчеркнуть, что воднорастворимые бикарбонаты не обнаруживают никаких связей с содержанием обломочных карбонатов.

На поверхности обнажений песчано-галечных пород отмечаются выцветы солей в виде белесой корки или мелких прозрачных кристаллов, обогащающих отдельные прослой. Покрывают белесым солевым налетом галька и валуны пляжевых фаций. Концентрация солей в нем достигает 4196,0 мг на 100 г породы, соли представлены в основном сульфатами калия и натрия.

### **Конкреции**

Различным литолого-фациальным типам прибрежно-морских отложений свойственны конкреции определенного состава. Прослой суглинков и глин, линзы гравелистых песков и галечников с хорошо разложившимся растительным материалом содержат конкреции сульфидов железа; однородные мелко- и среднезернистые пески, а также галечники - окисные железисто-марганцовистые конкреции и слабо обособленные стяжения. В местах массового захоронения фауны и в однородных песках с прослоями растительного детрита обнаруживаются карбонатные конкреции.

Конкреции сульфидов железа залегают в прослоях слабо сортированных суглинков и глин темно-серого цвета с включениями крупнообломочного материала, которые приурочены к верхам разреза толщ прибрежно-морских осадков. По своему строению конкреции полностью аналогичны тем, которые встречаются в глубоководных суглинках и глинах. Ядро их сложено серым мелкозернистым веществом, представляющим смесь обломочного материала, пирита и коллоидного сернистого железа, вокруг которого располагается зона бурого ожелезненного суглинка.

В галечниках и гравелистых песках конкреции образуют скопления в прослоях, обогащенных органическим веществом (растительным детритом, слоистым аллохтонным торфом). Оболочка вокруг ядра представлена песком или гравием и галькой, сцементированными гидроокислами железа. Нередки случаи прикрепления конкреций к гладкой поверхности галек.

Наличие сульфидных конкреций в прибрежно-морских отложениях показывает, что в процессе литогенеза последних на определенных этапах и в определенных фациальных условиях создавалась восстановительная среда, происходила редукция окисных соединений железа и  $\text{SO}_4^{2-}$  и последующая генерация сульфидов железа. Иными словами, в ходе накопления и последующего преобразования прибрежно-морских осадков создавались условия, аналогичные таковым при литогенезе более глубоководных суглинков и глин.

**Карбонатные конкреции** в прибрежно-морских отложениях встречаются, как и в глубоководных глинах и суглинках, в основном в северо-восточных, приенисейских



районах Западно-Сибирской низменности и свойственны пескам, когда они обогащены слабо разложившимся растительным материалом (детрит, аллохтонный торф), а также пескам и галечникам в местах массового скопления раковин морских организмов.

В равномернозернистых песках с прослоями растительного детрита и аллохтонного торфа форма конкреций шаровидная. Внутри них прослеживается слоистость вмещающих пород, подчеркнутая прослойками растительного материала. Если слоистость песков обусловлена неравномерной зернистостью прослоев, форма конкреций становится неправильной, веретенообразной, грибовидной. В конкрециях также видна косая слоистость песков.

Своеобразный тип карбонатных конкреций развит в местах массового захоронения остатков морской фауны. Конкреции часто представляют собой псевдоморфозы по раковинам моллюсков и заполняющему их грунту. Иногда карбонаты пропитывают небольшие участки песков и галечников с раковинами, образуя довольно крупные желваки. По данным О.В. Суздальского [1965], карбонатный цемент конкреций в прибрежно-морских отложениях представлен скрытозернистым или тонковолокнистым кальцитом, в массе которого встречаются более поздние радиально-лучистые и игольчатые образования арагонита. В основном кальцитовый состав цемента конкреций позволяет говорить о седиментационном, в данном случае биогенном, происхождении карбонатов конкреций. Источником карбонатов являлись раковины моллюсков, которые в процессе диагенеза растворялись и пропитывали вмещающие породы, цементируя их.

**Окисные железистые и железисто-марганцовистые конкреции** и стяжения залегают в толщах однородных мелко- и среднезернистых песков и песчано-гравийно-галечных отложений, характеризующихся малым содержанием реакционноспособного органического вещества. В однородных песках конкреции имеют шаровидную форму и размеры 2-5 мм, напоминая горошины. Многочисленны пятна и разводы ржаво-бурого цвета, не оформленные в стяжения. В песках прослеживаются также узкие (1-3 мм) трещины, по которым развита уплотненная корка ржаво- или черно-бурого цвета. В прослоях гравелистых песков и галечников гидроокислы железа и марганца цементируют отдельные линзовидные тела и крупные бесформенные желваки. Содержание  $Fe_2O_3$  в конкрециях, корках, линзах колеблется от 4,66-4,69 до 17,80-18,75;  $MnO$  - от 2,0-5,0 до 18,0%. Во вмещающем песке количество  $Fe_2O_3$  составляет лишь 1,40%, а марганец вообще не фиксируется валовым анализом.

### **Криогенное строение**

Промерзание прибрежно-морских осадков осуществлялось в основном после выхода их из-под уровня моря, т.е. эпигенетическим путем сверху. Поскольку литологическое строение отложений отличается большой пестротой, криогенное строение их разнообразно.

Для толщ равномернозернистых песков характерна массивная криогенная текстура и невысокая льдистость (10-15%)/ Прослой суглинков и глин имеют обычно мелкосетчатую криогенную текстуру и несколько более высокую льдистость (20-30%). В прослоях алевроитов отмечается слоистая криогенная текстура, наследующая первичноседиментационную.

Характерной особенностью криогенного строения толщ прибрежно-морских отложений является наличие в них пластовых залежей льда различной мощности и размеров. Условия образования пластовых льдов недостаточно ясны. Существуют представления об инъекционном [Баулин и др., 1967; и др.] или сегрегационном [Втюрина, Втюрин, 1970; Маскау, 1964] происхождении мощных и выдержанных пластовых тел льда. В ряде случаев одним залежам приписывается инъекционное, другим - сегрегационное или смешанное инъекционно-сегрегационное происхождение.

Мощность льда в скв. 34 НИИГА, расположенной в верховьях р. Большой Хеты на северо-востоке Западно-Сибирской низменности, достигает 15,5 м. Лед залегают в интервале глубин 92,0-107,5 м и подстилается серым тонкозернистым пылеватым песком с включениями зерен гравия и крупнозернистого песка мощностью 4,5 м, который ниже переходит в крупнозернистый песок с галькой. В кровле льда залегают ленточные глины светло-коричневого цвета с толщиной лент 1,5-2,5 см. Сверху вниз по разрезу отмечается чередование чистого льда (6 м), льда, загрязненного минеральными частицами (5,2 м), и снова чистого льда (4,3 м).

Пески, подстилающие лед, содержат небогатые в видовом и количественном отношении комплексы фораминифер; перекрывающие его ленточные глины лишены фаунистических остатков. Загрязненный минеральными частицами лед также содержит единичные раковины фораминифер (устное сообщение В.Я. Слободина). Следовательно, образование мощной залежи льда происходило с сохранением первичноседиментационных осадков. Это могло иметь место при длительном сегрегационном выделении льда, когда влага поступала из слабо связанных пород песчаного состава, а более плотные ленточные глины служили своего рода водупором при миграции влаги кверху в процессе эпигенетического промерзания. Однако в этом случае остается непонятным чередование в разрезе загрязненного минеральными частицами и чистого льда.

Не исключена возможность, что крупные пластовые тела льда в прибрежно-морских отложениях являются захороненным, т.е. седиментационным донным льдом, образующимся из переохлажденной придонной воды. Широкое развитие донного льда в прибрежных зонах моря отмечал Н.Н. Зубов, на это обстоятельство обращает внимание также А.П. Лисицын [1961б], который приводит неоднократные случаи подъема донным льдом на поверхность моря кабелей, морских цепей, якорей, крупных глыб, тяжелых ящиков с инструментами с затонувших кораблей и т.д. Распространение областей зарождения донного льда, по А.П. Лисицыну [1961б], далеко не беспорядочно, «он может образовываться только в прибрежных мелководных районах, обычно до глубин 20-30 м». Донные льды на глубинах до 30 м отмечает М.В. Кленова [1948].

Сохранение и захоронение донного льда обуславливается тем обстоятельством, что придонные слои морской воды часто переохлаждены. Например, в прибрежной зоне Карского моря ниже опресненных об-енисейских вод находятся соленые холодные воды с температурой ниже 0° [Куликов, 1961].

На мелководьях арктических морей близ побережья формируются мерзлые зоны пород [Григорьев, 1966]. Мерзлота, по данным Н.Ф. Григорьева, может возникать на морском мелководье в результате полного промерзания морской воды и смерзания льда и донных отложений, а также в результате того, что при образовании ледового покрова повышается соленость придонных горизонтов морской воды, и она не замерзает при отрицательных температурах, тогда как иловая вода в донных осадках сохраняет прежнюю соленость и поэтому замерзает.

Мерзлыми являются песчаные и алевритовые отложения намывного о. Вилькицкого [Григорьев, Иванов, 1965], расположенного на континентальной отмели Карского моря к северу от п-ова Явай и имеющего высоту всего 2-4 м. При этом мерзлота была встречена и под урезом воды прилегающей к берегу лагуны, глубина которой не более 1 м. В.М. Пономарев [1940] отмечает мерзлоту мощностью 66 м в 3 км от берега в бух. Кожевникова (море Лаптевых) на глубине 4,4 м, а в заливе Креста, на Чукотке, мерзлые породы присутствуют близ изобаты 12 м. Мерзлые породы на дне моря глубиной 4 м и на расстоянии 117 м от берега описаны в районе м. Барроу на Аляске [Breuer, 1958].

## Глава VII

### БАССЕЙНОВЫЕ ПРЕСНОВОДНЫЕ И СОЛОНАТОВОДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ОЗЕРНЫЕ, ЛАГУННЫЕ, ЭСТУАРНЫЕ)

#### Строение

Отложения крупных замкнутых или полужамкнутых водоемов эстуарного, лагунного, озерного типа имеют много общих черт, поэтому их целесообразно рассматривать как единую группу осадков. Кроме того, солонатоводные и пресноводные бассейновые осадки тесно сочетаются в вертикальном разрезе и взаимно переходят друг в друга в пространстве. Например, ингрессионные каргинские отложения близ устья Енисея вверх по его течению сменяются пресноводными бассейновыми осадками озерного и озерно-аллювиального типа.

Пресноводные и солонатоводные бассейновые отложения широко распространены вдоль побережий современных арктических морей на севере Западной Сибири и Печорской низменности, а также вдоль долин крупных рек - Енисея, Оби, Печоры и др. В их строении значительная роль принадлежит ленточно-слоистым глинам и алевритам, которые содержат пресноводную диатомовую флору и микрофауну остракод, а в наиболее северных прибрежных районах, например в низовьях Енисея, в песчаных прослоях - раковины *Portlandia arctica* - морского вида, выдерживающего сильное опреснение и обитающего в современных эстуариях типа Енисейского залива [Троцкий, 1966].

Ленточные глины и алевриты обычно подстилаются слабо сортированными темно-серыми, неслоистыми суглинками с включениями грубообломочного материала, внешне напоминающими глубоководные суглинки основной толщи морских плейстоценовых пород. В районе нижнего течения Енисея в них содержится небогатая фауна морских моллюсков и микрофауна фораминифер. В бассейне Печоры, вдоль ее притоков - Ижмы, Усы и других рек - ленточные глины с пресноводной и солонатоводной диатомовой флорой также залегают на серых слабо сортированных суглинках с грубообломочным материалом, но с пресноводной диатомовой флорой.

В наиболее полных разрезах суглинки подстилаются горизонтально-слоистыми мелкозернистыми песками или породами, состоящими из ритмичного переслаивания супесей, тонко- и мелкозернистых пылеватых песков, которые еще ниже переходят в волнистые и косослоистые мелко- и среднезернистые пески, содержащие прослой растительного материала. Эти отложения преимущественно песчаного состава отражают начальные мелководные фазы развития бассейнов, в которых происходило накопление слабо сортированных суглинков и ленточно-слоистых пород.

Перекрыты ленточные глины и алевриты, как правило, обогащенными органическим веществом озерными глинами, на которых залегают торфяники. В ряде случаев ленточно-слоистые породы вверх по разрезу переходят в мелкозернистые пески прибрежных мелководных фаций.

Таким образом, в строении отложений в наиболее полных разрезах наблюдается закономерная картина, отражающая последовательные стадии развития бассейнов седиментации: средне- и мелкозернистые пески, супеси - начальная мелководная фаза; суглинки, ленточные глины - наиболее глубоководная фаза; глины, обогащенные органикой, - фаза зарастающего озера, либо приповерхностные пески, соответствующие мелководным прибрежным фациям.

#### Гранулометрический состав

Ленточные глины пресноводных и солоноватоводных бассейнов отличаются хорошей сортированностью. Содержание глинистых частиц (менее 0,005 мм) достигает 50-70%, довольно высоко количество пылеватой фракции (до 20-29%), в большинстве образцов заметную примесь составляет тонкий песок (до 9-14%). Коэффициент сортировки ленточных глин колеблется в пределах от 1,6 до 2,5, составляя в среднем около 2, при медианном размере частиц от 0,0024 до 0,004 мм.

Озерные неслоистые глины, перекрывающие ленточно-слоистые осадки, имеют близкие значения коэффициента сортировки - от 1,6 до 2,4 при медианном размере частиц 0,0026-0,0038 мм. Значительно менее сортированы пресноводные относительно глубоководные озерные суглинки, коэффициенты сортировки которых от 4,4 до 5,6, а медианный размер частиц - от 0,0063 до 0,0160 мм. Коэффициенты сортировки суглинков эстуарного типа с грубообломочным материалом и бедной морской фауной - от 4,0 до 5,1, при медианном размере частиц от 0,0048 до 0,0174 мм.

Показатели коэффициента сортировки и медианного размера частиц слабо сортированных озерных и эстуарных суглинков близки суглинкам основной толщи морских плейстоценовых пород. Есть основания предполагать, что в замкнутых озерных и эстуарных ингрессионных бассейнах на определенных этапах их развития создавались гидродинамические условия, близкие тем, которые существовали в морских шельфовых бассейнах во время формирования мощных толщ относительно глубоководных валунных суглинков и глин. Накопление ленточных глин происходило в спокойных гидродинамических условиях при высокой степени отмучивания материала.

### **Крупнообломочный материал**

Включения крупнообломочного материала в обогащенных органикой озерных глинах, ленточных глинах и алевритах редки и представлены мелкой хорошо окатанной галькой и гравием, рассеянными по разрезу. Обычно грубообломочные включения не образуют скоплений. В редких случаях в ленточных глинах встречаются мелкие линзы гравийно-галечного материала. Галька, залегающая в ленточных глинах, прогибает нижележащие слои, а вышележащие полого ее огибает (рис. 28) аналогично тому, как это наблюдается в слоистых разностях слабо сортированных валунных суглинков ледово-морского генезиса. Включения приурочены к светлым алевритовым прослоям в лентах.

Максимальное количество грубообломочных включений содержится в озерных и близких им по составу солоноватоводных эстуарных слабо сортированных суглинках. Наряду с галькой и гравием здесь присутствуют валуны в основном мелкого и среднего размера (до 0,2-0,3 м в поперечнике). Окатанность валунно-галечного материала средняя и хорошая.

Наличие включений крупнообломочного материала позволяет говорить о том, что в процессе осадконакопления ленточных глин, и особенно слабо сортированных суглинков, участвовал припайный лед. Влияние припайного льда на обогащенность различных литолого-генетических типов бассейновых осадков крупнообломочным материалом не было одинаковым. При накоплении ленточных глин и алевритов ледовый покров был, очевидно, большую часть года сплошным и малоподвижным. Его роль в переносе гальки и валунов была минимальной. При формировании слабо сортированных суглинков образовывались припайные льды, в летнее время дрейфовавшие по акватории бассейнов, активно таявшие и обогащавшие донные осадки крупнообломочными включениями.

### **Текстура**

Текстура бассейновых отложений и в особенности ленточных глин является важным показателем условий седиментации осадков. Ленточные глины отличаются

четкой, ритмичной слоистостью и состоят из нижнего, светлого - алевритового и верхнего, темного - глинистого прослоев. Переход одних прослоев в другие внутри лент осуществляется постепенно, границы между соседними лентами резкие ровные, иногда слегка волнистые, в отдельных, случаях - типа знаков ряби волнения. Мощность лент обычно невелика: от 2-5 до 10-15 мм. В ленточно-слоистых алевритах она возрастает до 5-10 см, слоистость в них выражена менее четко. В лентах преобладают то светлые алевритовые, то темные глинистые прослои. В алевритовых прослоях отмечается тонкая нитевидная косая слоистость. Контакты ленточных глин с вмещающими породами постепенные. По мере приближения к контактам слоистость в ленточно-слоистых осадках затушевывается, и они незаметно переходят в подстилающие слабо сортированные суглинки с грубообломочным материалом и перекрывающие неслоистые глины, обогащенные органикой.

В качестве примера приведем характеристику текстуры достаточно подробно изученных ленточных глин и вмещающих отложений в долине Усы - правого притока Печоры. Изучение текстуры проводилось как в естественных обнажениях, так и в шлифах под поляризационным микроскопом М.А. Фаустовой. Ленточные глины принимают участие здесь в строении ровной плоской террасовой поверхности с абс. высотами 50-70 м - II надпойменной (озерно-аллювиальной, частично лагунно-эстуарной) террасы. Они залегают в средней части разреза, мощность их от 2 до 5 м, подстилаются неясно горизонтально-слоистыми маломощными (0,2-0,5 м) суглинками с гравием и галькой, перекрыты обогащенными органикой озерными глинами мощностью около 3 м, на которых развиты торфяники.

Размеры и морфология лент меняются по разрезу. В нижней части ленточных глин, близ их контакта с подстилающим суглинком, толщина лент непостоянная - от 2-4 до 15 мм. Ленты варажены достаточно хорошо, в основании алевритовых прослоев отмечаются нитевидные присыпки тонкозернистого песка. Внутри лент прослеживаются тонкие микрослои - от сотых долей до 1,5 мм. Вверх по разрезу микрослоистость в лентах постепенно исчезает. В средней части разреза ленты наиболее четкие, мощность их наименьшая и составляет 0,5-2,0 мм. В верхах разреза глин происходит увеличение толщины отдельных лент от 2-3 до 5-10 м. Таким образом, по характеру слоистости и размерам лент в изученном разрезе выделяются три серии глин: нижняя, средняя и верхняя.

Суглинки, подстилающие ленточные глины, имеют неоднородный состав, сложение их слитное. Основная масса представлена глиной с примесью мелких зерен кварца. Глинистое вещество образует округлые стяжения, внутри которых находятся обломки первичных минералов. Крупные зерна хорошо окатаны, зерна удлиненной формы располагаются горизонтально. Микростроение суглинков крупночешуйчатое с горизонтальным расположением чешуйчатых агрегатов. Присутствуют горизонтальные полосы пелитового материала с совершенной оптической ориентацией глины внутри них.

На контакте с ленточными глинами в суглинке появляется заметная ленточноподобная слоистость, отражающая постепенное изменение условий осадконакопления. Наблюдается чередование участков со слабо выраженной и четкой горизонтальной ленточноподобной слоистостью. В последнем случае тонкие алеврито-песчаные прослои чередуются с глинистыми. Внутри пелитовых прослоев текстура оптически ориентированных глин совершенная, внутри песчано-алевритовых - чешуйчатая или горизонтальная, волокнистая. Оптически ориентированные глины образуют оболочки вокруг песчаных зерен.

Проведенное изучение текстуры ленточных глин и вмещающих отложений позволяет выявить смену во времени условий их накопления. Отложение суглинков, подстилающих ленточные глины, происходило при слабой дифференциации материала, поступавшего в бассейн седиментации. В период накопления нижней серии ленточных глин поступление материала отличалось ритмичностью, но еще недостаточно четко

выраженной. При этом наряду с крупными ритмами седиментации имели место и более мелкие ритмы, с которыми связана микрослоистость внутри лент. Средняя серия ленточных глин образовалась в условиях особенно четкой и частой смены ритмов седиментации. И наконец, верхняя серия характеризуется наиболее полным и плавным ленточным ритмом. Присутствие здесь многочисленных органических остатков говорит об обмелении и зарастании берегов водоема, которое продолжалось и во время накопления неслоистых озерных глин, обогащенных органическим веществом. В заключительную фазу развития водоема произошло образование торфяника.

Данные по стратиграфическому положению ленточных глин в долине Усы позволяют связывать время их накопления с деградацией ледников зырянского (валдайского) оледенения в горах Полярного Урала. Обломочный материал приносился в бассейны седиментации реками, имевшими ледниковое питание. Сезонные изменения достаточно континентального климата и обусловленные ими изменения в режиме таяния ледников явились причиной ритмичного поступления в бассейны осадочного материала и образования ленточной слоистости. Удаленность областей седиментации от ледников определила малую мощность лент. В связи с этим не могли сказываться при накоплении ленточных глин суточные колебания в режиме таяния ледников и поступлении обломочного материала. Можно думать, что микрослоистость внутри лент является отражением не суточных, а каких-то более крупных ритмов седиментации. Последние, вероятно, соответствовали многосуточным изменениям погоды в течение одного сезона. Число этих ритмов обычно составляет 15-18, они сказывались только на ранних этапах накопления ленточных глин.

Число лент в двух соседних обнажениях в долине Усы оказалось близким и равно в одном случае 1607, в другом - 1508. Мощность ленточных глин соответственно 3,88 и 3,36 м. Если принять, что одна лента соответствует годовому циклу седиментации, скорость осадконакопления равняется 2,4-2,2 мм в год. Попытка увязать отдельные серии ленточных глин по мощности лент не дала положительных результатов. Наблюдалась лишь закономерная картина уменьшения толщины лент к средней части разреза и увеличения к подошве и кровле (в среднем от 2-4 до 6-8 мм).

### **Нарушения текстуры**

Диagenез бассейновых отложений сопровождается различного рода нарушениями первичноседиментационной слоистости. Еще М. Саурамо [*Sauramo, 1925*] отмечал, что ленточные глины с четко выраженным распределением зерен в лентах при высыхании растрескиваются и распадаются на прямоугольные и трапециевидные отдельности. М. Саурамо объяснял распадение ленточных глин на отдельности неравномерной усадкой летних и зимних прослоев при диагенетическом обезвоживании. Более тонкодисперсные и влагонасыщенные глинистые прослои сокращаются в объеме при удалении из них влаги больше, чем песчано-алевритовые прослои, что и служит причиной послойного растрескивания.

В тех случаях, когда в ленточных глинах преобладают пелитовые прослои и осадки в целом имеют существенно глинистый состав, они при диагенетическом уплотнении и обезвоживании выступают как единое тело и не образуют послойных отдельностей. На контакте глин с вышележащими песками прибрежных фаций возникают узкие глубокие трещины, заполненные песком. Ширина трещин в верхней части 0,1-0,2 м, глубина проникновения достигает 1,0 и более метров.

Ниже суглинков, подстилающих ленточные глины, иногда залегают породы, состоящие из ритмичного горизонтального переслаивания супесей, мелко- и тонкозернистых пылеватых песков, соответствующие начальным этапам существования бассейнов седиментации и отражающие мелководную фазу их развития. В этих осадках отмечаются характерные пластические деформации слоистости, имеющие вид

гофрированных складок, микролакколитов и микробатолитов. Морфологически они напоминают мерзлотные инволюции и криотурбации, связанные с деятельным слоем.

Возникновение деформаций вряд ли может быть связано с криогенными процессами. Породы представляют собой единую ритмично-слоистую толщу, перерывов в их осадконакоплении не фиксируется: отсутствуют следы размывов, материал субаэрального происхождения (торф, почвенные образования и т.д.).

Близкие по морфологии и строению структуры описаны К.О. Эмери [*Emery, 1950*] в плейстоценовых осадках открытого бенча в Калифорнии. Накопление осадков происходило в талом состоянии и, следовательно, возникновение структур не может быть обусловлено криогенными процессами. Однако внешне они также напоминают мерзлотные инволюции и криотурбации. К.О. Эмери объясняет образование структур переходом влагонасыщенных пород в текучее состояние под давлением вышележащих пород. В расположении структур калифорнийского бенча отмечается полигональность, возникновение которой представляется автору следующим образом. Слой песка, перекрывающий структуры, сложенные песчаным илом, при обезвоживании и сокращении объема разбился на блоки и секции. По трещинам между блоками произошло внедрение песчаного ила снизу вверх под действием давления.

А.И. Попов [*1962*] связывает возникновение сходных структур, которые наблюдались им в сантонском флише под Геленджиком, с переходом осадков под давлением выше накапливающихся слоев в тиксотропное, пливунное состояние и внедрением их под воздействием этой нагрузки вверх.

### **Легкорастворимые соли и поглощенные основания**

Легкорастворимые соли в пресноводных и солоноватоводных бассейновых отложениях соответствуют составу континентальных вод. Общая минерализация невелика и достигает 105,5-223,0 мг на 100 г породы в Печорской низменности и 210,0-358,0 мг на 100 г породы на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. В ленточных и неслоистых глинах с фауной пресноводных остракод преобладают среди анионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{NO}_3^-$ , среди катионов -  $\text{Ca}^{2+}$ . В ленточных глинах с пресноводно-солоноватоводной диатомовой флорой повышается роль сульфатов кальция и магния. Содержание хлора во всех образцах пресноводных и солоноватоводных отложений крайне низкое. Ни в одном случае в отложениях пресноводных и сильноопресненных водоемов не фиксировалось повышенное количество хлоридов натрия, как в морских глубоководных глинах и суглинках.

Различия в составе легкорастворимых солей пресноводных бассейновых и рассмотренных ранее морских глинистых отложений показывают, что состав этот отражает первичную соленость среды осадконакопления, не соответствуя, конечно, ей прямо.

Для поглощенного комплекса пресно- и солоноватоводных глин характерна пониженная концентрация поглощенного натрия - 1,15-3,95 мг-экв на 100 г породы и калия - 0,50-1,30 мг-экв. В то же время высоким является содержание поглощенных катионов кальция - до 18,44-23,25 мг-экв [*Спиро, Грамберг, Вовк, 1956*].

### **Конкреции**

Бассейновым пресноводным и солоноватоводным отложениям; свойственны конкреции трех типов: окисные гетитовые и гидрогетитовые, вивианитовые и карбонатные.

**Окисные гетитовые и гидрогетитовые конкреции** залегают в приповерхностных горизонтах озерных суглинков и глин и являются гипергенными образованиями. Конкреции имеют трубчатую форму и приурочены к корням растений. Размеры их в

поперечнике 0,5-1,5 см, по длинной оси 1,5-5,0 см. Содержание  $Fe_2O_3$  в конкрециях составляет 6,56-11,67% (табл. 5), в некоторых повышено количество марганца ( $MnO$  - 0,14-1,70%).

Таблица 5. Химический состав конкреций гидроокислов железа в озерных глинах и суглинках

Образец	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$MnO$	$P_2O_5$	$CaO$	$MgO$	$SO_3$
Трубчатая конкреция ржавого цвета	75,59	7,76	7,28	1,70	0,33	2,87	1,09	0,25
Трубчатая конкреция ржавого цвета	80,81	6,62	6,56	0,14	0,36	0,70	0,25	0,28
Трубчатая конкреция бурого цвета	57,90	17,35	11,67	0,03	0,28	0,67	1,23	0,19
Вмещающая темно-серая глина	52,98	22,77	10,09	0,07	-	1,13	2,82	0,19

Озерные глины и суглинки в верхней части разреза, формировавшиеся в условиях зарастающих бассейнов, обогащены органическим веществом, и железо находится в них в легкоподвижной закисной форме. Проникающий вдоль корней растений кислород переводит закисные соединения железа в окисные малоподвижные, которые фиксируются вдоль корней растений в виде трубчатых конкреций. Содержание  $Fe_2O_3$  в конкрециях даже понижено по сравнению с вмещающей породой. Образование конкреций обусловлено, таким образом, не стяжением железа, а переводом его из закисной в окисную форму.

**Конкреции вивианита** встречаются в неслоистых озерных и ленточных глинах, обогащенных рассеянным органическим веществом и прослоями растительного детрита. В территориальном отношении вивианитовые конкреции тяготеют к району Печорской низменности, ленточные глины которого наиболее обогащены растительным материалом. На северо-востоке Западной Сибири вивианитовые стяжения в ленточных глинах и алевролитах встречаются реже, так как последние обычно бедны органическим веществом. В бассейне Пясины О.В. Суздальским обнаружены конкреции вивианита в ленточных глинах с раковинами *Portlandia arctica*.

Конкреции хорошо обособлены от вмещающих пород, имеют форму и размеры горошин (2-5 мм в поперечнике), поверхность их неровная, бугристая. В ленточных глинах они формируют конкреционные прослои. Содержание  $Fe_2O_3$  в конкрециях составляет 40,0-41,12%, а  $P_2O_5$  - 18,06-21,95%, тогда как во вмещающей глине  $Fe_2O_3$  - 9,13%, а  $P_2O_5$  или не обнаруживается валовым анализом, или его количество не превышает 0,42-0,82%. Конкреции обогащены также серой ( $SO_3$  - 0,48-0,70%) по сравнению с вмещающей породой ( $SO_3$  - 0,08%).

Образование вивианитовых конкреций происходило в процессе диагенеза бассейновых осадков по мере разложения захороненного в них органического вещества.

**Карбонатные конкреции** присутствуют в пресноводных озерных, лагунных, солоноватоводных эстуарных отложениях района нижнего течения Енисея, западных окраин Таймырской низменности, предгорьях и межгорных котловинах Путорана, на северо-западе Среднесибирского плоскогорья [Сакс, Антонов, 1945; Стрелков, 1965; Троцкий, 1966; и др.]. По внешнему виду и строению они напоминают широко известные «иматровые камни» Карелии и Финляндии [Венюков, 1881; Parrott, 1840; Salmi, 1959; Gluckert, 1969].

В центральных и западных районах севера Западно-Сибирской низменности они неизвестны. В ленточных глинах Печорской низменности встречаются лишь редкие небольшие звездчатые стяжения кальцита размером не более 10 мм в поперечнике, слабо обособленные от вмещающих пород. В озерных суглинках, перекрывающих ленточные глины, иногда залегают пуговицеобразные железисто-карбонатные конкреции размером до 2-3 см в диаметре. По данным Д.И. Вашкевича, они состоят из обломочных зерен



алевритовой размерности и крипто-кристаллической карбонатной массы, густо, но неравномерно пропитанных гидроокислами железа.

Конкреции типа «иматровых камней» на северо-востоке Западно-Сибирской низменности, в горах и предгорьях Путорана, в пределах Таймырской низменности свойственны в основном ленточным глинам и алевритам, но встречаются также в неслоистых озерных глинах и суглинках. Они хорошо обособлены от вмещающей породы, сильно уплотнены и имеют разнообразную форму (рис. 29). Наиболее часто встречаются дисковидные, уплощенно-овальные, караваевидные, шаровидные и саблевидные конкреции. Нередко конкреции образуют сростки, и тогда их форма становится еще более разнообразной: гроздевидной, очковидной и т.п.

Размеры конкреций обычно невелики и составляют первые сантиметры, достигая максимумом 5-10 см по длинной оси.

Форма конкреций обнаруживает тесную связь с характером вмещающей породы. В тонкослоистых ленточных глинах она уплощенная, в крупнослоистых - выпуклая, в относительно мощных прослоях алеврита - шаровидная. Слои вмещающих пород проходят сквозь конкреции, не меняя своей мощности. В лентах, имеющих преимущественно песчано-алевритовый состав, образуются конкрециеносные прослои. Конкреции обогащают также серии из нескольких пар лент, в которых преобладает песчано-алевритовый материал. Внутри достаточно крупных лент обнаруживается приуроченность конкреций к светлым песчано-алевритовым прослоям. Нижняя по положению в разрезе сторона конкреций является в этом случае плоской и соответствует кровле нижележащего глинистого прослоя, верхняя - выпуклой и целиком располагается в алевритовой части ленты.

Карбонатный цемент конкреций в основном кальцитовый и арагонит-кальцитовый. Общее содержание карбонатов составляет 45,25-58,46%, уменьшаясь в отдельных случаях до 22,45%. Карбонатность вмещающих пород от 0,61-1,82 до 4,59%.

Как уже отмечалось, по составу конкреции северо-востока Западной Сибири и прилегающих территорий близки «иматровым камням» Карелии, Фенноскандии, а также Канады и севера США. По данным П.Н. Венюкова [1881], содержание  $\text{CaCO}_3$  в «иматровых камнях» Карелии составляет 45,80-51,10%, тогда как во вмещающей породе равно всего 1,18%.

Взаимоотношения конкреций с вмещающими породами показывают, что они являются аутигенными образованиями. Горизонтальные слои ленточных глин и алевритов проходят сквозь конкреции, которые оказываются как бы насаженными на них. Мощность прослоев за пределами конкреций и внутри них не меняется, что говорит об образовании конкреций в достаточной степени уплотненных осадках. Кластический материал внутри конкреций и во вмещающих породах идентичный.

Комплекс палеонтологических данных свидетельствует о формировании конкрециеносных отложений в условиях суровых безлесных тундровых, вероятно, засушливых ландшафтов перигляциального типа.

Если проанализировать географическое положение мест находок конкреций типа «иматровых камней», становится очевидным, что они тяготеют к областям, которые в позднем плейстоцене - раннем голоцене граничили с районами деградировавших ледников в горах Скандинавии, Путорана, Северной Америки. Суровый континентальный засушливый климат способствовал активному выносу карбонатов с территорий, окружавших конечные водоемы стока. Богатые карбонатами холодные речные воды, имевшие ледниковое питание, смешивались с относительно теплыми водами стоячих или слабопроточных бассейнов, что приводило к выпадению карбонатов и обогащению ими донных осадков. В ингрессионном бассейне в низовьях Енисея повышенные температуры вод были обусловлены приносом их с юга, в озерных бассейнах - прогревом в условиях летнего полярного дня.

Ледники Полярного и Северного Урала, вследствие ограниченности размеров, не могли заметно увеличить континентальность и засушливость климата близлежащих территорий, следствием чего является отсутствие карбонатных конкреций в ленточных глинах Печорской низменности и приуральских районов севера Западной Сибири. Помимо этого следует учесть, что и в настоящее время климатические условия названных районов являются более влажными, менее континентальными и суровыми. По-видимому, эти региональные климатические различия сказывались и в позднем плейстоцене - раннем голоцене, когда происходило формирование конкрециеносных отложений. Часть рассеянного карбонатного материала, возможно, поступала в донные осадки вместе с «ледниковой мукой».

### **Криогенное строение**

Криогенное строение бассейновых пресноводных и солоновато-водных отложений отражает разнообразие их литологического состава и условий формирования.

Показательными являются криогенные текстуры эстуарных суглинков, принимающих участие в строении ингрессионного террасового уровня с абсолютными высотами 25-35 м в низовьях Енисея. Этот уровень вложен в более высокий рельеф водоразделов с абсолютными высотами 80-150 м. Близ сочленения ингрессионной поверхности с возвышенными водоразделами суглинки имеют своеобразную косую крупнорешетчатую криогенную текстуру. Крутонаклонные (40-50°) параллельные прослойки льда мощностью 3-5 см расположены на расстоянии 50-70 см друг от друга и пересекаются под косым углом шлирами противоположного направления. Внутри этой крупной решетки прослеживается сеть более тонких, неправильных, часто ломаных прослоев льда. С глубиной толщина крупных ледяных шлиров уменьшается до 0,5-1,5 см, одновременно уменьшается расстояние между ними до 15-25 см. Иными словами, с глубиной сетка ледяных шлиров становится гуще, а толщина самих шлиров - меньше. В основании толщи суглинков льдистость минимальная, сетка ледяных шлиров исчезает, отмечаются лишь крутонаклонные тонкие (2-3 мм) прожилки льда, иногда пересекающиеся между собой.

Криогенная текстура суглинков имеет все характеристики, обратные тем, которые свойственны эпигенетически промерзшим породам. Если бы промерзание отложений происходило после выхода из-под уровня водоема сверху, то в них присутствовали бы горизонтальные шлиры льда, соответствующие горизонтальному положению фронта промерзания, параллельного в целом дневной поверхности. Следует отметить, что поверхность ингрессионного уровня, в строении которого принимают участие суглинки, исключительно ровная, почти плоская. Однако в суглинках горизонтальные шлиры льда отсутствуют. Эпигенетическому промерзанию сверху свойственно, как известно, разреживание сети шлиров льда с глубиной и увеличение их мощности. Криогенные текстуры суглинков обладают как раз обратными закономерностями: густота решетки вниз увеличивается, а мощность шлиров уменьшается.

Основываясь на вышеизложенных данных, следует признать, что промерзание бассейновых отложений шло не сверху, а снизу и с боков, поскольку рассмотренные криогенные текстуры свойственны отложениям ингрессионной поверхности близ ее контакта с более возвышенными водоразделами. По-видимому, с накоплением осадков происходило поднятие верхней границы вечной мерзлоты, чему способствовала низкая температура придонной воды.

Поток запасов холода поступал в осадки ингрессионного водоема также с боков, т.е. с окружающих его водоразделов, интенсивно в это время выхолаживавшихся. Вследствие этого фронт промерзания продвигался в прибрежных районах в донных осадках снизу наклонно, что и обуславливало возникновение наклонной решетки льда. Наклонные криогенные текстуры в прибрежных отложениях более мелких озерных и

старичных водоемов, свидетельствующие о промерзании осадков снизу и с боков, описаны Е.М. Катасоновым [1962].

В центральных частях обширных ингрессионных заливов - эстуариев влияние выхолаживания близлежащих водораздельных пространств не сказывалось. Поэтому криогенная текстура здесь характеризуется наличием горизонтальных шпиров льда. Промерзание в достаточной мере влагонасыщенных осадков снизу обусловило высокую их льдистость за счет подтягивания влаги к фронту промерзания из влагонасыщенных придонных слоев.

Характерной в этом отношении является криогенная текстура ленточных глин, залегающих в центральных частях ингрессионного палеобассейна в низовьях Енисея. Тонкослоистые ленточные глины с толщиной лент 1-4 мм имеют унаследованную слоистую неполносетчатую криогенную текстуру. Горизонтальные шпирь льда толщиной 1,5-3,0 см располагаются на расстоянии 5-10 см друг от друга. Перпендикулярно им отходят более тонкие вертикальные шпирь, имеющие клиновидную форму. Горизонтальные шпирь льда наследуют первичноседиментационную текстуру, вертикальные клинышки, вероятно, диагенетические трещины, образованные в процессе обезвоживания и уплотнения осадков. Вертикальные шпирь нигде не пересекают горизонтальные.

В крупнослоистых ленточных глинах с толщиной лент 10-15 мм криогенная текстура имеет базальный характер. Отдельные блоки ленточных глин как бы взвешены во льду (рис. 30). Лед составляет до 50% от общего объема породы. Первичная текстура ленточных глин настолько нарушена, что после вытаивания льда в обнажении ленточные глины приобретают брекчиевидную структуру. Льдонасыщенность ленточных глин столь велика, что предположение об их эпигенетическом промерзании сверху, после выхода из-под уровня водоема, уплотнения и обезвоживания, является маловероятным.

Таким образом, промерзание даже относительно глубоководных бассейновых отложений могло происходить в донных условиях до выхода из-под уровня водоема. Криогенный процесс в этом случае нельзя рассматривать как наложенный эпигенетический процесс, он является составной частью диагенеза осадков. Однако промерзание донных отложений осуществлялось не сразу, а по мере накопления осадков, вслед за поднятием дна водоемов. Поэтому основные геохимические диагенетические преобразования в осадках завершились до момента промерзания: в них был генерирован комплекс аутигенных минералов, произошло его перераспределение и образование карбонатных, вивианитовых конкреций. Физические диагенетические процессы к моменту промерзания не были завершены. Осадки оставались неуплотненными и влагонасыщенными. Промерзание завершило процесс диагенетического уплотнения и обезвоживания. Льдовыделение, которое происходило при этом, можно рассматривать в данном случае как процесс диагенетического минералообразования, а лед - как низкотемпературный аутигенный минерал.

Приповерхностные горизонты озерных отложений характеризуются обычно густой горизонтально-слоистой или слоисто-сетчатой криогенной текстурой. Промерзание их осуществлялось как снизу, по мере поднятия кровли мерзлоты, так и сверху, вслед за выходом из-под уровня водоема. На последних стадиях существования озерных бассейнов, в процессе их зарастания и превращения в торфяники, происходило морозобойное растрескивание и образование полигонально-жильных льдов. В ходе торфонакопления возможен был сингенетический рост ледяных жил. Но нижние их части, проникающие в озерные осадки, являются по отношению к ним эпигенетическими. В результате последующего вытаивания льда в жилах, обусловленного общеклиматическими изменениями или местным изменением геотермического режима грунтов, образовывались грунтовые псевдоморфозы, преимущественно клиновидной формы. Отличительным признаком псевдоморфоз, образовавшихся после вытаивания

жильного льда торфяников в субарктических условиях, является наличие в них автохтонного торфянистого материала.

## Глава VIII

### ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРИОДИЧЕСКИ ЗАЛИВАЕМЫХ И ОСУШАЕМЫХ МЕЛКОВОДИЙ (ВАТТОВЫЕ, ЛАЙДОВЫЕ, ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ)

Ваттовые, лайдовые, озерно-аллювиальные отложения в основном слагают низкие террасовые уровни с абсолютной высотой до 30-50 м, наиболее широко распространенные вдоль северных побережий Западно-Сибирской низменности. Они представлены четким ритмичным горизонтальным переслаиванием глин, суглинков, алевритов, песков и торфа (в основном аллохтонного). Подстилаются косослоистыми песками с линзами аллохтонного торфа и растительного детрита, перекрыты лишь торфяниками.

Названный комплекс отложений формировался в условиях низменных морских побережий и устьевых частей рек, впадавших в губы (эстуарии), в результате периодических повышений и понижений уровней водоемов. Вследствие частого чередования литологически разнородных прослоев не представляется возможным привести количественные характеристики гранулометрического состава пород. Также резко меняются в отложениях различного состава, например, в прослоях глины и песка выход тяжелой фракции и процентное соотношение минералов.

Отложения промерзали в ходе осадконакопления, поэтому органогенный материал в них почти неразложен, аутигенное минералообразование подавлено. При частичном оттаивании отложений происходило незначительное разложение захороненного органического вещества, образовывались редкие выделения вивианита.

Факторами, определяющими основные черты строения отложений, являются ритмика процессов накопления осадков, их криогенное и посткриогенное преобразование.

#### Строение и текстура

Текстура ваттовых и других типов отложений периодически заливаемых и осушаемых мелководий обусловлена резкой сменой во времени режима осадконакопления, вследствие чего слоистость отложений четкая, преимущественно ритмичная. Продолжительность того или иного этапа осадконакопления была непостоянной, поэтому ритмичность имеет неправильный характер. Чередуются слои различной мощности, которая колеблется от 1-2 до 20-30 см, иногда 0,5-1,5 м.

Образование более или менее мощных толщ ваттовых отложений возможно в условиях медленного опускания территории, компенсированного осадконакоплением. Изменения в соотношении темпов опускания и осадконакопления обуславливали различия в литологическом составе и мощности отдельных слоев пород. Немаловажную роль в формировании текстуры играли периодически чередующиеся сгонно-нагонные явления. В определенные этапы развития, когда осадконакопление имело более высокий темп, чем опускание, формировались небольшие по мощности 0,1-0,2, реже 0,2-0,4 м горизонты автохтонного торфа. Более характерны тонкие прослойки (1-2 см) намывного аллохтонного торфа и растительного детрита.

В сериях, сложенных терригенными породами песчано-глинистого состава, прослеживаются волнистая слоистость, а также отдельные симметричные знаки ряби волнений.

#### Нарушения текстуры

Так же как и бассейновым, отложениям периодически заливаемых и осушаемых мелководий свойственны деформации слоистости, обусловленные выжиманием вверх под давлением накапливающихся осадков нижележащих пластичных влагонасыщенных грунтов. Деформировались прослойки глинисто-алевритового состава, образуя

ориентированные вверх внедрения. Любопытно, что глинистые прослои имеют иногда линзовидный характер. Связанные с ними деформации не прослеживаются в породах за пределами прослоев. Если бы деформации были обусловлены криогенными процессами в деятельном слое, они имели бы более выдержанный характер и не были строго приурочены к конкретному слою, имеющему к тому же линзовидные условия залегания.

Характерным типом деформаций является гофрированная слоистость, охватывающая значительные по мощности (до 1,0-1,5; реже 2-3 м) пачки, а иногда зажатая в маломощном прослое между подошвой и кровлей соседних, обычно относительно мощных, слоев. Гофрированная слоистость свойственна разновидностям пород существенно пылеватого состава, угол естественного откоса которых резко меняется с изменением влажности.

### **Криогенное строение и посткриогенные образования**

Промерзание ваттовых, лайдовых, озерно-аллювиальных отложений, формировавшихся в условиях периодически заливающихся и осушающихся мелководий, происходило в процессе их осадконакопления. Криогенные текстуры обычно наследуют первично-седиментационную слоистость, поэтому характер их слоистый или слоисто-сетчатый.

Отложения отличает высокая льдистость, достигающая в супесчано-торфянистых разностях пород 70-80%. Горизонтально ориентированные шпирь льда имеют среднюю мощность от 0,2-0,5 до 1,0-2,0 см и расположены строго вдоль поверхностей напластования соседних прослоев, повторяя все их изгибы.

Современные ваттовые отложения в районе Енисейского залива и устья Индигирки изучались В.А. Усовым [1966], который отмечает, что все исследованные им ваттовые берега арктического побережья сложены мерзлыми породами. Промерзая в условиях повышенной обводненности, современные ваттовые отложения имеют высокую льдистость, достигающую 50-80% и до глубины 10 м в среднем составляющую 20-40%.

В некоторых случаях льдистость пород резко снижается и не превышает 10-20%. Льдистые прослои отсутствуют или выражены очень слабо, лед является цементом. Обычно с этими же горизонтами связаны псевдоморфозы по вытаявшим повторно-жильным льдам. Вероятно, образование горизонтов с пониженной льдистостью и псевдоморфозами обусловлено увеличением глубин бассейна седиментации, временным затоплением низменных побережий и частичным оттаиванием ранее промерзших отложений.

В льдонасыщенных горизонтально-слоистых ваттовых супесях в низовьях Енисея залегают погребенные системы полигонально-жильных льдов. Жилы имеют вертикальную протяженность от 2 до 4-5 м, ширину в верхней части от 0,3-0,5 до 1,2 м. Расстояние между жилами составляет от 30-50 до 75-100 м. В верхней части жил отмечаются небольшие клиновидные отростки, обращенные острием вверх. Отдельные ледяные жилы отходят вниз от пластовых тел льда мощностью от 0,4-0,8 до 1,5 м. Форма ледяных жил довольно разнообразна. Мелкие жилы, отходящие от пластовых залежей льда, имеют четкую клиновидную форму, контакты жил с вмещающей породой резкие ровные. Отдельные крупные жилы также отличаются клиновидной формой и резкими ровными контактами. Строение большинства ледяных жил более сложное.

Встречаются двухъярусные ледяные жилы. Они состоят из основного тела и расположенных ниже тонких отростков льда, которые залегают как непосредственно под телом ледяной жилы, так и несколько в стороне от нее. Но и в том и другом случае жилы и отростки связаны между собой. Некоторые жилы имеют многоярусное строение, неправильную форму и неровные зубчатые контакты с вмещающими породами. В стороны от этих жил отходят вытянутые в горизонтальном направлении клиновидные внедрения льда, постепенно переходящие в ледяные шпирь вмещающих пород, что, как

известно, служит убедительным свидетельством синхронности процессов осадконакопления, промерзания грунтов и жильного льдообразования.

Горизонтальные и горизонтально-волнистые слои вмещающих пород и расположенные между ними шпирь льда близ контакта с ледяными жилами поднимаются вверх. В пределах контактов одной жилы более деформированы вмещающие слои в верхней части, в основании жил горизонтальные слои подходят непосредственно к ним, не испытывая деформаций. Чем более правильное клиновидное строение имеет ледяная жила и чем более четко выражена ее граница раздела с вмещающей породой, тем более круто слои последней поднимаются близ контакта вверх. В жилах многоярусного строения контакт более сложен и деформированность пород вдоль контакта меняется в разных частях жил, оставаясь в целом незначительной.

Лед в жилах плотный, содержит многочисленные пузырьки газов, мутный за счет примеси минеральных частиц. В жилах четкой клиновидной формы хорошо выражена вертикальная полосчатость, обусловленная минеральными включениями. В многоярусных жилах вертикальная полосчатость выражена значительно слабее и не повсеместно.

Высокая льдистость вмещающих ледяные жилы отложений, зубчатый контакт тех и других свидетельствуют, что рост жил, по крайней мере некоторых из них, происходил сингенетично осадконакоплению и промерзанию отложений. Возможность роста жил в этих условиях обеспечивалась непрерывностью процесса осадконакопления и отсутствием резких изменений в его режиме - вмещающие породы состоят из ритмичного чередования прослоев супеси и аллохтонного торфа. Однако некоторые незначительные перерывы в осадконакоплении все же существовали, они и определили многоярусность строения ледяных жил, а также наличие жил различной генерации.

Погребенные на глубине от 1 до 10 м ледяные жилы в лайдовых оторфованных супесях и суглинках описаны на полуостровах Ямал и Гыданском Г.И. Дубиковым [Баулин и др., 1967]. Вертикальная протяженность жил составляет 8-12 м, ширина в верхней части - 2-3 м. В современных ваттовых отложениях, слагающих острова авандельты Индигирки, известны ледяные жилы длиной до 2,5 м [Усов, 1966]. «Жильные льды образуются на ваттовых берегах уже в начальную стадию их существования и растут вместе с осадками ватта до тех пор, пока он не превратится в заросший травой марш» [Усов, 1966].

В низовьях Енисея плейстоценовые сильнольDISTые отложения ваттового типа с жильными льдами перекрываются относительно мощными (8 м) темно-серыми эстуарно-морскими суглинками с галькой и валунами, которые отражают этап существенного возрастания глубин бассейна. Однако увеличение глубины и создание режима постоянного водного бассейна не привело к вытаиванию ледяных жил. Этот факт имеет принципиальное значение и убедительно свидетельствует о том, что в условиях дна сравнительно глубоководных и обширных, но холодноводных бассейнов сохранялись ранее промерзшие породы. Погребенные ледяные жилы под слоем морских отложений с раковинами *Portlandia arctica* мощностью 15 м наблюдаются на о. Новая Сибирь [Иванов, Яшин, 1959].

Однако сохранение ледяных жил и первичных криогенных текстур при увеличении глубины бассейна происходит, вероятно, не всегда. Об этом свидетельствует небольшая льдистость некоторых горизонтов ваттовых отложений, хотя в литологическом отношении они идентичны льдонасыщенным породам. Промерзание их носило, по-видимому, вторичный эпигенетический характер после того, как изначально промерзшие отложения оттаяли. Нарушение термического режима осадков сопровождалось вытаиванием ледяных жил и образованием псевдоморфоз по ним. Кровля псевдоморфоз обычно приурочена к подошве относительно мощных глинисто-суглинистых прослоев, отлагавшихся при повышении уровня бассейна, материал которых и выполняет большинство псевдоморфоз.

Псевдоморфозы являются характерной чертой строения ритмичных горизонтально-слоистых отложений периодически заливаемых и осушаемых мелководий. Они залегают на различной глубине, размеры их достигают 4-6 м по длинной оси и 1,5-2,0 м в поперечнике в верхней расширенной части. Форма псевдоморфоз преимущественно клиновидная или вытянутая языковидная. Выполнены они материалом вмещающих пород, которые затягиваются сверху с боковых контактов. Нижняя часть псевдоморфоз представляет собой уже не внедрение, а узкое клиновидное смещение пород. Слоистость выполняющих псевдоморфозы в верхней части пород облекающая и выколаживается вверх по разрезу. В кровле псевдоморфоз нередко залегают прослои оторфованных пород или маломощные прослои слаборазложившегося волокнистого торфа.

Помимо обычных клиновидных и языковидных псевдоморфоз присутствуют псевдоморфозы характерной факельной формы (рис. 31). Слои как бы сползают в просадку согласно уклону лишь с одной стороны. С другой стороны, псевдоморфозы породы, представленные ритмичным переслаиванием тонкозернистых песков, супесей и алевритов, сохраняют нормальную последовательность напластования, слоистость их горизонтальная и слабоволнистая, следы перерывов в осадконакоплении отсутствуют. Образование псевдоморфоз факельной формы могло происходить только в водных бассейновых условиях, ибо иным способом, кроме как сползанием влагонасыщенных грунтов согласно уклону дна мелкого водоема, трудно объяснить факельную форму псевдоморфоз, а также отсутствие следов перерыва в накоплении вмещающих и перекрывающих пород. Возможно, что вытаивание ледяных жил и образование псевдоморфоз связано с длительными, устойчивыми нагонами.



## Глава IX

### АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Настоящий раздел не имеет целью дать исчерпывающую характеристику аллювиальных отложений, развитых в пределах морских равнин севера Евразии, что в значительной степени сделано в работах Ю.А. Лаврушина [1963 и др.]. Главная задача раздела - рассмотреть особенности строения аллювия, обусловленные суровым климатом и криогенными процессами.

#### Строение

Аллювиальным отложениям в Печорской низменности и на севере Западной Сибири свойственны основные черты строения, выявленные для равнинных рек умеренной зоны. Аллювий состоит преимущественно из отложений русловой (песчаной) и пойменной (глинисто-алевритовой) фаций. Мощность русловых отложений обычно выше. В низовьях долины Печоры мощность современных русловых песков достигает 23 м, в низовьях Оби - 20- 30 м [Лазуков, 1970], Енисея - не менее 35-45 м [Сакс, Антонов, 1945]. Глинисто-суглинистые и алевритовые отложения поймы имеют мощность от 2-3 м на мелких реках до 5-10 м на крупных. Кроме того, в аллювиальных толщах залегают старичные отложения, отложения прирусловых валов и другие, подробно рассмотренные в упомянутой выше работе Ю.А. Лаврушина.

#### Гранулометрический состав

Гранулометрический состав аллювиальных отложений изменчив и определяется разнообразными факторами: величиной водного потока, его гидродинамическим режимом, характером размывающихся пород и т.д.

Русловые аллювиальные отложения имеют преимущественно песчаный состав. В основании их (стержневые фации) залегают средне- и крупнозернистые пески с галькой, реже - галечно-гравийные породы. Если в составе размывающихся отложений присутствовали валуны, образуется остаточный перлювий в виде скоплений валунов. В одной и той же толще косослоистых русловых отложений чередуются пачки различного гранулометрического состава. Косые серии сложены в основном мелко- и среднезернистыми песками с той или иной примесью тонко- или крупнозернистого песка.

Пойменные фации аллювия имеют преимущественно суглинистый и песчано-алевритовый состав.

Вследствие разнообразия литологического состава аллювиальных пород на реках различной величины и гидродинамического режима нет возможности охарактеризовать количественно их гранулометрический состав в целом и привести общие коэффициенты сортированности, средний медианный размер частиц и т.д.

#### Крупнообломочный материал

Отличительной особенностью аллювиальных отложений, распространенных на севере Западной Сибири и в Печорской низменности, является наличие в них крупнообломочного материала. Размывая валуносодержащие плейстоценовые морские породы, реки обогащают галькой и валунами основание разреза аллювиальных толщ, формируют базально-перлювиальный горизонт. Крупнообломочный материал в виде включений характерен для пойменных фаций аллювия и связан с деятельностью речного льда.

Речной лед является мощным фактором транспортировки обломочного материала. Попадая во время весеннего половодья на поверхность поймы, лед тает и оставляет здесь включенные в него крупные обломки, которые в ходе аллювиального осадконакопления постепенно захораниваются. На поверхности высокой заливной кустарниково-луговой поймы в верховьях Усы (приток Печоры) валуны размером до 1,5 м в поперечнике встречаются на удалении 2,5 км от русла реки. В приповерхностной части разреза высокой поймы Правой Хетты (приток Надыма) неоднократно отмечались валуны размером до 0,6 м. Если даже столь небольшим рекам, как Уса в верхнем течении и Правая Хетта, свойственно наличие крупнообломочного материала в пойменных фациях, то в значительно больших масштабах это явление характерно для крупных рек и их притоков. На бечевнике Енисея валуны достигают 2,0-2,5 м в поперечнике, в устье Печоры на песчаных отмелях отмечены валуны размером до 2,5 м по длинной оси (рис. 32). Объяснить факт нахождения крупных валунов размывом более древних валуносодержащих пород и проекцией на берег реки нельзя, так как ниже валунов залегает песчаный аллювий.

В результате большой транспортирующей деятельности речного льда пойменные суглинистые осадки на отдельных участках обогащаются включениями гальки и валунов, приобретая характер валунных ледниковых суглинков. Недоучет специфики аллювиального осадконакопления в условиях сурового полярного и субполярного климата и возможности захоронения в пойменных суглинках валунов неоднократно приводил к неправильному пониманию и толкованию многих вопросов палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. В частности, долгое время считалось, что верхняя (валдайская) морена на востоке Большеземельской тундры перекрывает аллювиальные отложения низких надпойменных террас и даже спускается в отдельные крупные овраги [*Станкевич, 1964* и др.]. Валунные моренные суглинки обнаруживались в приповерхностных частях разрезов низких террас мелких рек и ручьев. Исследователей не смущало и то обстоятельство, что «моренные» отложения слагают ровные террасовые поверхности, хорошо прослеживающиеся вдоль долин рек. Не наводил на размышления и факт «отсутствия» во всех разрезах аллювиальных толщ, перекрытых валунными суглинками, отложений пойменных фаций. На основании перекрытия «мореной» низких надпойменных террас рек и даже ручьев делался важный палеогеографический вывод о том, что вся эрозионная сеть востока Большеземельской тундры была сформирована в межледниковое время, предшествующее последнему оледенению.

Исследования показали, что приповерхностные валуносодержащие отложения в разрезах речных террас Большеземельской тундры являются пойменными фациями аллювия, для которых характерна слабо выраженная горизонтальная слоистость, подчеркиваемая тонкими прослойками аллохтонного торфа и растительного детрита.

Валуносодержащие суглинистые пойменные отложения свойственны аллювиальным террасам низовьев Енисея, где они до настоящего времени, особенно в разрезах высоких террасовых уровней, рассматриваются некоторыми исследователями как ледниковые отложения зырянского оледенения. Пойменный аллювий Енисея на отдельных участках слагают своеобразные сильно завалуненные фации, типа захороненных корг, в которых суглинистый материал является всего лишь заполнителем.

## **Текстура**

Текстура аллювиальных отложений отличается разнообразием. Для русловых отложений характерна типичная косая сильно срезанная преимущественно однонаправленная слоистость. Встречаются знаки ряби течений и реже волнений. В переходной зоне к отложениям пойменной фации по мере утоньшения размеров песчаных частиц слоистость приобретает волнистый и линзовидный характер. Размеры косых серий

песков, срезающих друг друга, зависят от величины руслового потока, формировавшего их, поэтому сильно варьируют на реках различного масштаба.

Пойменным отложениям свойственна горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость. Иногда в песчаных отложениях низкой поймы обнаруживается своеобразная вихревая слоистость, напоминающая деформированную. В пойменных отложениях суглинистого состава слоистость проявляется не повсеместно, часто выражена слабо. В этих случаях пойменные суглинки, содержащие включения крупнообломочного материала, весьма напоминают моренные ледниковые накопления, но слабо выраженная горизонтальная слоистость проявляется и в них за счет прослоек мелкозернистого песка, аллохтонного торфа и растительного детрита.

### Аутигенные минералы и конкреции

Аутигенное минералообразование в ходе литогенеза аллювиальных отложений в условиях сурового климата выражено слабо. Оно определяется и контролируется временем перехода аллювиальных осадков в мерзлое состояние, т.е. криогенным процессом. На сравнительно небольших реках в наиболее северных районах, где развиты низкотемпературные мерзлые породы, аллювиальные отложения даже русловых фаций промерзают в ходе осадконакопления. Здесь аутигенное минералообразование практически отсутствует. В более южных районах и на более крупных реках, когда промерзание отложений начинается после выхода их из-под воздействия руслового водного потока (в условиях поймы), образуется небогатый комплекс аутигенных минералов и конкреций.

Русловые отложения песчаного состава на стадии седиментогенеза и диагенеза постоянно находятся под воздействием речных вод (подрусловой поток), обогащенных кислородом, поэтому в них образуются минералы окисной группы - гидроокислы железа и марганца. Накоплению окисных соединений способствует слабая обогащенность русловых песков органическим материалом и быстрое его окисление. В аллювиальных песках залегают стяжения овальной или трубчатой формы ярко-ржавого или темно-бурого, реже фиолетово-бурого цветов. Содержание  $Fe_2O_3$  в них достигает 30,56%, составляя чаще 4-7%, тогда как во вмещающих песках равно всего 1,04% (табл. 6). Повышено в стяжениях также количество  $MnO$  - от 0,18-0,19 до 2,13% по сравнению с вмещающими песками (0,11%).

Таблица 6. Химический состав конкреций в аллювиальных песках

Образец	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$MnO$	$P_2O_5$	$CaO$	$MgO$	$SO_3$
Овальная ярко-ржавая конкреция	51,25	4,28	30,56	2,13	0,32	1,47	1,04	0,26
Овальная конкреция ржавого цвета	73,45	9,23	6,60	0,90	0,38	1,83	3,06	0,41
Овальная конкреция ржавого цвета	78,69	8,48	4,34	0,18	0,38	1,58	2,10	0,48
Вмещающий бурый песок	91,99	4,14	1,04	0,11	-	0,75	0,42	0,23

В русловых песках присутствуют также довольно крупные линзы и прослои, обогащенные гидроокислами железа и марганца. Необходимо отметить, что на современных песчаных пляжах и бечевниках нередко видна ярко-ржавая или синевато-черная пленка, которая образуется за счет выхода грунтовых вод, формирующихся в приповерхностных горизонтах более высоких сильнозаболоченных террас с мощными торфяниками. В этих водах высоко содержание органических веществ, поэтому в них в растворенной легкоподвижной закисной форме находятся соединения железа и марганца. Попадая вместе с грунтовыми водами в условия дневной поверхности, закисные соединения железа и марганца переходят в слабоподвижную окисную форму и оседают в песчаных отложениях прирусловых отмелей и бечевников. Образуются линзы и прослои,

обогащенные гидроокислами железа и марганца. В этом случае процесс обогащения аллювиальных отложений железом и марганцем можно рассматривать как своеобразный процесс аутигенного минералообразования, поскольку накопление отложений продолжается.

Вместе с тем в прирусловых участках долины нередко в талом состоянии находятся отложения надпойменных террас. Просачиваясь через них, приповерхностные грунтовые воды также обогащают водоносные песчаные отложения гидроокислами железа и марганца. На поверхности песков в обнажениях образуется ажурный рисунок ярко-ржавого, темно-фиолетового или сизовато-черного цвета. Внешне этот рисунок напоминает пластические деформации слоев. Однако внутри него отчетливо прослеживается первичноседиментационная слоистость. Концентрация окисных соединений железа и марганца в аллювиальных отложениях надпойменных террас является по отношению к ним наложенным, постдиагенетическим процессом, а сами гидроокислы железа и марганца являются гипергенными образованиями. В последующем весьма сложно, а часто практически невозможно определить, к какому типу принадлежат новообразования железа и марганца в аллювиальных отложениях песчаного состава.

Пойменные глинисто-суглинистые фации обычно промерзают в ходе осадконакопления, поэтому аутигенное минералообразование в них отсутствует. В старичных глинах и суглинках, обогащенных разложившимся органическим веществом, так же как и в озерных отложениях, фиксируются выделения вивианита, если промерзание осадков происходило достаточное время спустя после их накопления.

### **Криогенное строение**

Криогенное строение аллювиальных отложений севера Евразии привлекало особое внимание в связи с проблемой происхождения мощных жильных ископаемых льдов. Поскольку жильные льды связаны с тонкими пылеватыми торфянистыми отложениями пойменных фаций, слагающих обширные пространства приморских равнин северо-востока СССР, их криогенное строение изучено сравнительно хорошо.

В значительно меньшей степени освещено криогенное строение аллювиальных толщ, представленных в основном песчаными отложениями русловых и низкопойменных фаций. Считается, что русловые отложения песчаного состава накапливаются в талом состоянии, поскольку под руслами рек в криолитозоне располагаются талики, а промерзают после выхода из-под обогревающего воздействия руслового потока, т.е. эпигенетически. Изучение аллювиальных отложений на севере Западной Сибири показало, что процесс промерзания русловых и низкопойменных осадков песчаного состава не столь прост, а криогенное строение их весьма сложно.

В южных районах криолитозоны, где температура мерзлых грунтов относительно высока ( $-0,5$ ,  $-2,0^{\circ}$ ) и где в долинах рек существуют обширные нередко сквозные талики, промерзание аллювиальных отложений действительно осуществляется эпигенетическим путем после выхода их из-под обогревающего воздействия руслового водного потока. Песчаные отложения русловой и низкопойменной фаций в этих случаях отличаются малой льдистостью (до 10-20%). Криогенная текстура имеет массивный характер, лед заполняет пустоты между песчаными зернами, цементируя их. Для высокопойменных суглинков характерна малольдистая слоистая или слоисто-сетчатая криогенная текстура.

В северных районах криолитозоны, где мерзлые породы являются низкотемпературными ( $-5$ ,  $-10^{\circ}$ ), песчаные отложения островов и отмелей в руслах рек промерзают в процессе аллювиального осадконакопления. Мерзлыми являются намывные острова проток в дельте Лены, сформировавшиеся в историческое время [Григорьев, 1966], песчаные острова и отмели в русле Пясины и Мессояхи, заливающиеся в половодье.

Считается, что на стадии прирусловой отмели и низкой поймы в песчаных аллювиальных осадках не образуется жильных льдов. Их формирование, как принято думать, начинается в пойменных условиях, когда поверх песчаных отложений накопится теплоизолирующий слой торфянисто-илогато-глинистых осадков. Однако наблюдения показывают, что морозобойное растрескивание грунтов и формирование ледяных жил происходит уже в условиях низкой поймы и песчаной отмели, поверхность которых сложена песком. Эта особенность аллювиальных отложений в северных низкотемпературных районах криолитозоны отмечалась Ю.А. Лаврушиным [1966]. Ледяные жилы в современных аллювиальных песках на низкой пойме Мессояхи достигают вертикальной протяженности более 3 м (жилы уходят под урез воды) при ширине в верхней части 0,5-1,0 м. Тонкие ледяные жилы фиксируются в песчаных отложениях островов в русле Пясины. Известны они в отложениях прирусловых отмелей и низкой поймы на севере Якутии, температура которых составляет -6, -9° [Каплина, 1970].

В русловых хорошо промытых среднезернистых песках, слагающих основание разреза второй надпойменной террасы Мессояхи на юге Гыданского полуострова, присутствуют небольшие погребенные ледяные жилы, срезанные косыми сериями вышележащих слоев. Наблюдаемые жилы представляют собой, вероятно, окончания более крупных жил, оставшиеся после размыва их верхних частей. Следовательно, промерзание русловых фаций отложений и образование жильных льдов происходило в процессе аллювиального осадконакопления. Даже если ледяные жилы формировались в пойменных условиях, то, попав затем в зону руслового водного потока на последующих стадиях аллювиального седиментогенеза, они не растаяли полностью. Верхние окончания ледяных жил почти совпадают с подошвой срезающих их косых серий песков, что позволяет сделать важный вывод: мерзлые породы сохраняются на очень незначительной глубине ниже поверхности дна водотока. Вероятно, этому способствует высокая скорость накопления руслового аллювия и интенсивное меандрирование сравнительно небольших рек.

Русловые косослоистые пески вверх по разрезу упомянутой выше террасы Мессояхи сменяются отложениями, переходными к пойменным. Они представлены тонко- и мелкозернистыми песками с прослоями и линзами слаборазложившегося аллохтонного торфа и растительного детрита. Слоистость отложений переходного типа косая слабо срезанная. Пески формируют линзовидные пачки, срезающие друг друга, мощностью 0,5-1,5 м и протяженностью 10-50 м. Внутри пачек прослеживаются горизонтальная, наклонная, волнистая, линзовидная типы слоистости. Характерны знаки ряби волнений и течений.

Пески с прослоями аллохтонного торфа характеризуются высокой льдонасыщенностью, составляющей 50-60%. Криогенная текстура наследует первичноседиментационную. Тонкие частые шпирьы льда располагаются вдоль поверхностей напластования, строго им соответствуя. К этим же льдонасыщенным пескам приурочены крупные пластовые залежи льда протяженностью до 50 м при мощности 0,8-1,5 м. В одной вертикальной плоскости встречается до 2-3 пластов льда. Мощность разделяющих пластовые льды отложений невелика (около 1 м), т.е. меньше, чем сама мощность некоторых пластовых тел. В различных пластах, а также внутри одного и того же, лед является неоднородным. Характерны следующие типы льда: мутный (загрязненный минеральными частицами); ожелезненный со слабым ржавым оттенком, белый сахаровидный, чистый прозрачный - стекловидный. Во льду залегают гнезда песчано-суглинистого материала.

Сильная льдонасыщенность вмещающих пластовые льды отложений, тонкослоистая криогенная текстура, наследующая первичноседиментационную, погребенные жилки льда в нижележащих косослоистых песках - все эти факты говорят об одновременном осадконакоплении и промерзании отложений. В процессе формирования

аллювия образовывались и пластовые залежи льда. Их возникновение до эпигенетического промерзания пород сверху, т.е. после завершения осадконакопления, неопровержимо доказывает тот факт, что пласты льда рассечены системой вертикальных ледяных жил, отходящих от подошвы деятельного слоя (рис. 33). Вертикальная протяженность жил - 6-8 м, ширина в верхней части - 0,3-0,5 м. Вряд ли жилы такой протяженности целиком эпигенетические. Нижние их части, пронизывающие пластовые льды, имеют четкие резкие контакты с вмещающими породами. Вверху, в пойменных горизонтально-слоистых породах контакты зубчатые, жильный лед узкими горизонтально ориентированными клиньями внедряется во вмещающую породу, переходя в шпировой лед. Характер контактов показывает, что нижние части ледяных жил формировались эпигенетически, тогда как верхние росли одновременно с накоплением осадков.

Следует вывод, что в то время, когда шло накопление и промерзание верхних горизонтов аллювия, сопровождавшееся образованием полигонально-жильных льдов, нижние горизонты были уже мерзлыми и в них уже залежали пластовые льды. Взаимоотношение жильных и пластовых тел льда однозначно решает вопрос о последовательности возникновения тех и других.

В свете вышеизложенного отпадает как возможный способ - образование пластовых льдов в результате сегрегационного льдовыделения [Втюрина, Втюрин, 1970], ибо в данном случае процесс образования пластовых залежей льда весьма ограничен во времени. Кроме того, расстояние между пластами меньше мощности самих пластов. Предположение об инъекционном происхождении пластового льда также не выдерживает критики по следующим причинам. Неясной является причина инъекций в ходе аллювиального осадконакопления. В литологическом отношении перекрывающие и подстилающие лед слои пород идентичны. Контакты пластов льда и вмещающих пород не несут на себе никаких следов инъекционных внедрений водных масс. Вмещающие слои залегают согласно с подошвой и кровлей пластов льда, которые имеют волнистый характер. Слоистость вышележащих песков повторяет волнистые неровности кровли льда. В кровле имеются и более глубокие синклинальные изгибы, над которыми слои перекрывающих пород согласно прогибаются и вверх по разрезу постепенно выполаживаются. Наблюдения над контактами вмещающих пород и пластовых залежей льда говорят о пассивном образовании последних.

Наиболее вероятным представляется образование пластовых льдов в результате захоронения седиментационного, т.е. донного, льда. Еще Л.А. Ячевский [1904] отмечал, что «при ясном (ночном. - И. Д.) небе, вследствие сильного лучеиспускания дно реки может охлаждаться до температуры ниже 0°, и поэтому на нем начинает кристаллизоваться вода». В условиях быстрого аллювиального осадконакопления и поднятия в ходе его верхней границы мерзлоты она соединялась с захороненным донным льдом. Получает, таким образом, объяснение согласный волнистый характер контакта пластового льда с вмещающими породами, становится понятным облекание и выполнение неровностей кровли льда вышележащими породами. В прибрежной части русла Яны близ устья, значительную часть весенне-летнего периода находящейся под слоем речной воды толщиной 0,5-1,5 м, на глубине 2 м от поверхности дна залегают мерзлые породы, температура которых составляет -2,1, 2,6° [Григорьев, 1966]. Этот факт показывает принципиальную возможность захоронения донного льда в русле реки в северных районах криолитозоны, что подтверждается также сохранением нижних частей размывных ледяных жил в косослоистых песках русловых фаций.

### **Посткриогенные образования**

Толщам слоистых аллювиальных отложений свойственны характерные клиновидные просадки пород. Они нередко располагаются на различной глубине, образуя несколько погребенных ярусов в достаточно мощных аллювиальных свитах.

Обычно возникновение клиновидных просадок связывается с промерзанием ранее накопленных отложений, их морозобойным растрескиванием, сопровождавшимся образованием полигонально-жильных льдов, и протаиванием последних, вызванным улучшением климатических условий общего или местного характера [Каплина, Романовский, 1960; Баулин и др., 1967; и др.].

Присутствие нескольких ярусов просадок-псевдоморфоз по ледяным жилам служит основанием для выделения неоднократных перерывов в накоплении аллювиальных отложений и изменений в климатических условиях. На основании погребенных в аллювии клиновидных грунтовых жил устанавливаются эпохи похолоданий и потеплений, которые сопоставляются с оледенениями и межледниковьями, делаются попытки выявления ритмики новейших тектонических движений. Отсюда становится очевидным важное палеогеографическое значение выяснения вопроса о происхождении и условиях образования грунтовых клиновидных тел в аллювиальных толщах.

В ряде публикаций высказано мнение, что формирование большинства клиновидных грунтовых внедрений не связано с вытаиванием полигонально-жильных льдов, а обусловлено процессами конвективной неустойчивости, происходящими в осадках на стадии их диагенеза [Костяев, 1965 и др.].

Одним из оснований для отрицания связи клиновидных просадок с вытаиванием полигонально-жильных льдов является отсутствие во многих разрезах следов перерыва в накоплении вмещающих просадки пород. В кровле просадок нет материала субэразального происхождения - торфа, погребенных почвенных горизонтов. Соседние грунтовые клинья располагаются на разной глубине и не приурочены к подошве какого-то определенного слоя, как этого следовало ожидать при протаивании системы полигонально-жильных льдов в субэразальных условиях. Данные спорово-пыльцевых анализов обычно не свидетельствуют о сколько-нибудь резких климатических изменениях в периоды накопления вмещающих и перекрывающих клинья отложений. Становится, таким образом, непонятной причина вытаивания ледяных жил и образования псевдоморфоз по ним. Кроме того, если все грунтовые клинья, залегающие в единой толще осадков, расположить в стратиграфической последовательности, то потребуются допустить неоднократные перерывы в осадконакоплении, многочисленные похолодания и потепления климата, когда происходило промерзание отложений и их последующее протаивание, что не укладывается в рамки никаких палеоклиматических и неотектонических построений даже самых активных сторонников многочисленных пульсаций климата Земли и земной коры в плейстоцене. Большинство приведенных фактов, справедливо отмеченных А.Г. Костяевым [1965], используется им для аргументации немерзлотного происхождения грунтовых клиновидных просадок.

Изучение аллювиальных плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири показало, что образование клиновидных грунтовых тел в них обусловлено вытаиванием ледяных жил, т.е. просадки являются псевдоморфозами. Однако формирование псевдоморфоз происходило в процессе литогенеза осадков и не связано со стратиграфическими перерывами и изменениями палеоклиматических условий.

Как уже отмечалось, в мерзлых аллювиальных отложениях на различной глубине в косослоистых русловых фациях залегают погребенные ледяные жилы. Ширина их и вертикальная протяженность невелики (соответственно 0,1-0,2 и 1-2 м). Мало вероятно, чтобы ледяные жилы формировались непосредственно на дне русла реки, хотя они и залегают в отложениях русловой фации. Ледяные жилы возникали, по-видимому, в условиях периодически осушающихся в межень и наиболее низкую воду островов и отмелей, а также на низкой пойме (о чем говорилось выше). В результате миграции русла реки ранее накопленные осадки размывались и вместе с ними размывались ледяные жилы. Если процесс формирования аллювиальных отложений сопровождался опусканием территории, компенсированным осадконакоплением, то размыв предшествующих серий

происходил на более высоком уровне. Дно русла не достигало подошвы ранее отложенных слоев, в результате чего и осуществляется накопление осадков и формирование мощных аллювиальных свит, состоящих в основном из отложений русловых фаций. В сохранившихся от размыва осадках захоранивались нижние части ледяных жил, которые фиксируются сейчас в отложениях. Поскольку миграция русла реки в ходе накопления аллювия происходит неоднократно, погребенные остатки ледяных жил располагаются на разной глубине.

Отепляющее воздействие водного потока во многих случаях приводило к тому, что ниже контакта размыва мерзлые породы оттаивали на ту или иную глубину. Согласно В.А. Кудрявцеву [1959], мощные толщи современного руслового аллювия в результате многократного перемещения русла состоят из чередования мерзлых и таликовых зон. В случае оттаивания пород на незначительную глубину в них протаивали лишь верхние части захороненных ледяных жил. Формировались псевдоморфозы небольших размеров, на продолжении которых располагаются ледяные жилы. Если отепляющее воздействие водного потока было достаточно глубоким, погребенные ледяные жилы, оставшиеся от размыва, вытаивали целиком и замещались аллювиальными осадками.

По мере завершения цикла аллювиального осадконакопления и смены руслового режима пойменный размыв ранее накопленных отложений осуществлялся все реже и в меньших масштабах. В этих условиях образовывались наиболее крупные ледяные жилы. На п-ове Ямал Г.И. Дубиковым [Баулин и др., 1967] описана система погребенных ледяных жил в аллювии III надпойменной террасы, вертикальная протяженность которых достигает 10,5 м при ширине вверху 4 м. Рассмотренные выше погребенные ледяные жилы в аллювиальных отложениях II надпойменной террасы Меесояхи (юг Гыданского полуострова) имеют размеры по вертикали 6-8 м.

В силу местных изменений геотермического режима на пойменной стадии осадконакопления, например, образования во время половодий небольшой протоки, застойного термокарстового озера и т.д., происходило выборочное протаивание ледяных жил и образование псевдоморфоз по ним. На связь образования псевдоморфоз в пойменных условиях с избирательным термокарстом, а не с общеклиматическими изменениями указывает тот факт, что в единых аллювиальных толщах, слагающих одну и ту же террасу, залегают совместно и ледяные жилы и псевдоморфозы по ним. Положение в разрезе и размеры тех и других являются идентичными, лишь ширина в верхней части псевдоморфоз несколько больше, так как при протаивании происходило оплывание и смещение окружающих жилу пород.

Ледяные жилы и в пойменных условиях протаивали не всегда полностью, поэтому на продолжении некоторых крупных псевдоморфоз располагаются тонкие жилы льда (рис. 34). Этот факт указывает на несостоятельность попыток объяснения клиновидных просадок в аллювиальных отложениях иным способом, кроме как вытаиванием ледяных жил. Двучленные системы из грунтовых и ледяных жил известны в современных осадках прирусловых отмелей и низких пойм на севере Якутии, а также высоких пойм более южных районов [Каплина, 1970].

Верхние горизонты пойменных отложений, перекрывающие псевдоморфозы, не участвуют в просадках. Они образуют над ними пологие синклинали, складки, постепенно выполаживающиеся вверх по разрезу - свидетельство образования псевдоморфоз в ходе аллювиального осадконакопления, а не после его завершения. Следовательно, погребенные в различных частях разреза аллювиальных отложений псевдоморфозы возникали в субаквальных условиях в процессе накопления осадков в результате термического воздействия водной среды, а не связаны с вытаиванием полигонально-жильных льдов в субэаральных условиях и потеплением климата.

Таким образом, клиновидные псевдоморфозы в аллювиальных толщах являются показателем суровых климатических условий времени накопления отложений, но не колебаний климата и перерывов в осадконакоплении. Эти же выводы следуют из



материалов по ваттовым и лайдовым отложениям, охарактеризованным в предыдущей главе.

В приповерхностной части аллювиальных отложений помимо псевдоморфоз формируются изначально грунтовые клинья, связанные с затеканием жидких илов во время весеннего половодья в морозобойные трещины на поверхности поймы, возникающие в осенне-зимний период. Эти клинья сложены тонкими глинисто-суглинистыми осадками высокопойменных фаций, отличными от вмещающих русловых и низкопойменных отложений.

При соответствующих условиях (песчано-пылеватом составе грунтов, глубоком залегании кровли мерзлых пород или их отсутствии, наличии водоупора и водоносного горизонта) вдоль морозобойных трещин происходит вымывание мелкозема и образуются мерзлотно-суффозионные клинья.

В приповерхностных горизонтах пойменных аллювиальных отложений образуются мерзлотные деформации, связанные с деятельным слоем. Иногда эти деформации переходят в погребенное состояние и являются показателем специфических условий формирования аллювиальных осадков. Внешне деформации деятельного слоя напоминают пластические диагенетические деформации в бассейновых осадках. Отличительными их признаками являются: наличие погребенных почвенных (гумусового, подзолистого) горизонтов, направленность всех деформаций согласно определенному уклону и некоторые другие.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, 1971.
- Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.Л.* [Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валуносодержащих отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении.](#) - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968.
- Афанасьев Б.Л.* Неотектоника Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья. - В кн.: Мат-лы по геологии и полезн. ископ. северо-востока европ. части СССР. М., Геолтехиздат, 1961.
- Афанасьев Б.Л.* Закономерности колебательных движений и их роль в развитии рельефа Земли. - В кн.: Геология фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975.
- Баулин В.В.* и др. Геокриологические (мерзлотные) условия Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1967.
- Безроднов В.Д.* Некоторые вопросы палеогеографии и генезиса кайнозойских пород в европейской части СССР в свете гидрохимических данных. - В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеиздат, 1970.
- Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н.* [Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области.](#) - В кн.: Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Ботвинкина Л.Н.* Слоистость осадочных пород. - «Труды Геологич. ин-та АН СССР», 1962, вып. 59.
- Венюков П.Н.* Иматра и иматровые камни. - «Труды Санкт-Петербургского о-ва естествоиспыт.», 1881, т. XII, вып. 1.
- Вершинин Н.В.* [К вопросу о происхождении реликтовой фауны в Норильской группе озер.](#) - «ДАН СССР», 1960, т. 135, № 3.
- Волосович К.К.* Материалы для познания основных этапов геологической истории европейского северо-востока в плиоцене - среднем плейстоцене. - В кн.: Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Втюрина Е.А., Втюрин Б.И.* Льдообразование в горных породах. М., «Наука», 1970.
- Глазовская М.А.* О почвообразовании в приморских дельтах. - «Почвоведение», 1945, № 3-4.
- Гольберт А.В., Гудина В.И., Левковская Г.М.* Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Гонкинс Д.И.* Четвертичные морские трансгрессии на Аляске. - В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., «Наука», 1965.
- Горшкова Т.И.* Химико-минералогическое исследование осадков Баренцева и Белого морей. - «Труды Гос. океанограф. ин-та», 1931, т. 1, вып. 2-3.
- Григорьев Н.Ф.* Формирование рельефа и мерзлых горных пород побережья Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Григорьев Н.Ф.* Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М., «Наука», 1966.
- Григорьев Н.Ф., Иванов Н.С.* К вопросу о формировании мерзлых толщ на намывных островах арктических морей. - В кн.: Процессы тепло- и массообмена в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1965.
- Гудина В.И.* Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., «Наука», 1966.
- Гудина В.И.* Фораминиферы Енисейского Севера. М., «Наука», 1969.

Гуртовая Е.Е., Троицкий С.Л. К палинологической характеристике сангомпанских отложений Западного Ямала. - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968.

Данилов И.Д. [Плейстоценовые отложения востока Большеземельской тундры и условия их осадконакопления.](#) - «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1962, № 6.

Данилов И.Д. [Некоторые результаты изучения химического состава плейстоценовых отложений Большеземельской тундры.](#) - В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963а.

Данилов И.Д. [Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры.](#) - «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1963б, № 6.

Данилов И.Д. [Останцово-нивалльные конические холмы в арктических тундрах.](#) - «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1965, № 1.

Данилов И.Д. Мерзлотные текстуры морских каргинских отложений в низовьях Енисея и условия их формирования. - В кн.: Подземный лед, вып. III. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.

Данилов И.Д. Происхождение валунных плейстоценовых отложений Печорской низменности и роль ледово-ледникового фактора в их формировании. - В кн.: Изучение географических процессов в ландшафтах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.

Данилов И.Д. [Карбонатные конкреции в плейстоцене Субарктики.](#) - «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1971, № 5.

Данилов И.Д., Недешева Г.Н. Рельефообразующие плейстоценовые отложения нижнего течения р. Енисея от г. Игарки до пос. Караул и их микрофаунистическая характеристика. - В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967.

Дедеев В.А. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. - «Труды ВНИГРИ», 1966, вып. 245.

Евсеев В.П. Литологическая характеристика, генезис и условия формирования отложений вашуткинского горизонта в Большеземельской тундре. - «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1970, № 5.

Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Жесткова Т.Н. Особенности состава и криогенного строения мерзлых пород. - В кн.: Геокриологические условия Печорского угольного бассейна. М., «Наука», 1964.

Загорская Н.Г. и др. [Морские неоген\(?\) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисея.](#) М., «Недра», 1965.

Загорская Н.Г. и др. Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности. - В кн.: Мат-лы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969.

Зайонц И.Л. Строение ямальской серии в бассейне реки Оби. - В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969.

Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Стратиграфическое расчленение ямальской серии в свете новых данных. - В сб.: Сборник статей по геологии и инженерной геологии, вып. 6. М., «Недра», 1967.

Зайонц И.Л., Холодова З.И. Новые данные о распространении морских новейших отложений в Западной Сибири. - В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеиздат, 1970.

Заррина Е.П., Краснов И.И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовеких «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности. - «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1961, т. 64.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1972а.

*Зубаков В.А.* Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., «Наука», 1972б.

*Зубаков В.А., Левковская Г.М., Чочиа Н.Г.* Стратиграфия и абсолютный возраст новейших отложений Обского Севера. - В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967.

*Иванов О.А., Яшин Д.С.* Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь. - «Труды НИИГА», 1959, т. 96, вып. 8.

*Иорданский Н.Н.* Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям Пай-Хоя. - «Уч. зап. Моск. гос. пед. ин-та», 1939, вып. 1.

*Калецкая М.С., Миклухо-Маклай А.Д.* Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала. - «Мат-лы по геоморфол. и палеогеограф. СССР» (Тр. Ин-та географ. АН СССР), 1958, т. LXXVI, вып. 20.

*Кальянов В.П.* Морфология и четвертичные отложения среднего течения р. Печоры (между Усть-Усой и Усть-Цыльмой). - «Землеведение», 1936, т. 38, вып. 4.

*Каплина Т.Н.* О зональных закономерностях формирования трещинно-полигональных образований. - «Тез. докл. Всесоюзн. совещ. по мерзлотоведению». М., Изд-во Моск. ун-та, 1970.

*Каплина Т.Н., Романовский Н.Н.* О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду. - В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960.

*Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенения и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. - В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., изд. Географич. о-ва СССР, 1975.

*Карлстром Т.Н.В.* История оледенения Аляски и ее значение для теории палеоклимата. - В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.

*Катасонов Е.М.* Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений. - В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.

*Кленова М.В.* Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.

*Кленова М.В.* Геология Баренцева моря. - В кн.: Морская геология (к XXI сессии Международ. геологич. конгресса). М., Изд-во АН СССР, 1960.

*Кордилов А.А.* Осадки моря Лаптевых. - «Труды НИИГА», 1952, т. 40.

*Кордилов А.А.* Осадки Карского моря. - «Труды НИИГА», 1953, т. 56.

*Корольюк И.К.* Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов. - «Труды Мурманск. биологич. станции», 1958, т. IV.

*Костяев А.Г.* О признаках различия мерзлотных и конвективных (диагенетических) структур в четвертичных отложениях. - В кн.: Подземный лед, вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965.

*Кудрявцев В.А.* Температура, мощность и прерывистость толщ мерзлых пород. - В кн.: Основы геокриологии. М., Изд-во АН СССР, 1959.

*Кудрявцев В.А.* Основные исходные положения теории развития мерзлых толщ горных пород. - В кн.: Докл. на Международ. конференции по мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1963.

*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 ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1961, т. 64.

*Кузин И.Л., Чочиа Н.Г.* Самаровский и юганский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири. - В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.

*Кулик Н.А.* [О северном постплиоцене](#). - «Геол. вестник», 1926, т. V, № 1-3.

- Куликов Н.Н.* Осадкообразование в Карском море. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лавров А.С.* К вопросу о генезисе валунных суглинков севера европейской части СССР. - «ДАН СССР», 1965, т. 163, № 5.
- Лаврова М.А.* К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. - «Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геогр. наук», 1949, № 6.
- Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаврушин Ю.А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. - «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 87.
- Лаврушин Ю.А.* Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон. - В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., «Наука», 1966.
- Лаврушин Ю.А.* Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.
- Лазуков Г.И.* О гляциально-морских отложениях на севере Евразии. - «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», № 3, 1960.
- Лазуков Г.И.* Антропоген северной половины Западной Сибири. М., Изд-ро МГУ, 1970.
- Лисицын А.П.* [О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов.](#) - «ДАН СССР», 1958, т. 118, вып. 2.
- Лисицын А.П.* Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961а.
- Лисицын А.П.* Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Лисицын А.П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Лопатин И.А.* [Об изборожденных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам Енисея, к северу от 60° с.ш.](#) - В кн.: Зап. Русск. географ, о-ва, т. 4. Спб., 1871.
- Македонов А.В.* Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.
- Марков К.К.* Антарктида в четвертичном периоде. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Марков К.К., Суетова И.А.* Эвстатические колебания уровня океана. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Наливкин Д.В.* Учение о фациях. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Нерсесова З.А.* Влияние обменных катионов на миграцию воды и пучение грунтов при промерзании. - В кн.: Исследования по физике и механике мерзлых грунтов, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Никитин В.П.* Семенные флоры четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Основные проблемы четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Петров О.М.* [Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова.](#) - «Труды Геологич. ин-та АН СССР», вып. 155. М., «Наука», 1966.
- Пирожников П.Л.* К географическому познанию области, находящейся между Тазом и Енисеем. - «Землеведение», 1931, т. 33, вып. 1-2.
- Пономарев В.М.* Об истории района бухты Кожевникова в четвертичный период. - «Сов. геология», 1940, № 11.
- Пономарев Т.Н.* Геологический очерк Интовского угленосного района Печорского округа Коми АССР. - «Труды ЦНИГРИ», 1939, вып. 125.

- Попов А.И.* Вечная мерзлота в Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Попов А.И.* [Палеогеография плейстоцена Большеземельской тундры](#). - «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1961, № 6.
- Попов А.И.* О псевдомерзлотных образованиях. - «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1962, № 3.
- Попов А.И.* [Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры](#). - В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Попов А.И.* Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Попов А.И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Попов А.И. и др.* Четвертичные отложения Печорской низменности (генезис, возраст, стратиграфия). - В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Пропп М.В.* Подводные наблюдения в сублиторали Баренцева моря. - «Тр. Океанограф. комисс.», 1962, т. 14.
- Рухина Е.В.* Литология моренных отложений. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Сакс В.Н.* [К стратиграфии четвертичных отложений в бассейнах рек Мессо, Пур и Таз](#). - В кн.: Труды Горно-геологич. управления, вып. 16. М.-Л., Изд-во Главсевморпути, 1945а.
- Сакс В.Н.* Новые данные о геологическом строении р. Пясины. - В кн.: Труды Горно-геологич. управления, вып. 16. М.-Л., Изд-во Главсевморпути, 1945б.
- Сакс В.Н.* Условия образования донных осадков в арктических морях СССР. - «Труды НИИГА», 1952, т. 35.
- Сакс В.Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. - «Труды НИИГА», 1953, № 77.
- Сакс В.Н., Антонов К.В.* [Четвертичные отложения и геоморфология Усть-Енисейского порта](#). - В кн.: Труды Горно-геологич. управления, вып. 16. М.-Л., Изд-во Главсевморпути, 1945.
- Самойлов Я.В., Горшкова Т.И.* Осадки Карского и Баренцева морей. - «Тр. Плавуч. морск. научн. ин-та», 1924, вып. 14.
- Скопинцев Б.А.* О коагуляции терригенных взвешенных частиц речного стока в морской воде. - «Изв. АН СССР. Сер. геол. и геофиз.», 1946, т. 10, № 4.
- Слободин В.Я., Михалюк Ю.Н.* О генезисе и стратиграфическом положении «зырянского горизонта». - В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967.
- Слободин В.Я. и др.* Опорный разрез плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины. - В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967.
- Слободин В.Я., Суздальский О.В.* Стратиграфия плиоцена и плейстоцена северо-востока Западной Сибири. - В кн.: Мат-лы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969.
- Спиро Н.С., Грамберг И.С., Вовк Ц.Л.* Методика сравнительного изучения химического состава терригенных осадочных пород. - В кн.: Методические исследования по геохимии терригенных осадочных пород. Л., изд. НИИГА, 1956.
- Станкевич Е.Ф.* [О четвертичных отложениях района Вашуткиных озер и рек Лобагей-Ю и НяртеЙ-Яги](#). - В кн.: Тез. докл. Всесоюз. междуведомств, совещания по изуч. четвертичного периода 16-27 мая 1957 г. (Русская равнина). М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Станкевич Е.Ф.* Основные черты геологического строения бассейна р. Б. Кочмес. - «Тр. О-ва естествоисп. при Казанском гос. ун-те», 1961, т. 121, кн. 9.

*Станкевич Е.Ф.* О происхождении валунных суглинков в Большеземельской тундре. - «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12.

*Страхов Н.М.* Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. Основные физико-географические типы древних водоемов и критерии их распознавания. - В кн.: Методы изуч. осадочн. пород. М., «Госгеолтехиздат», 1957.

*Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза, т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1960.

*Стрелков С.А.* Север Сибири. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1965.

*Суздальский О.В.* [Конкреции в послепалеогеновых отложениях Усть-Енисейской впадины](#). - «Уч. зап. НИИГА. Сер. рег. геол.», 1965, вып. 5.

*Суздальский О.В.* Использование состава поглощенного комплекса и труднорастворенных солей в фациальном анализе позднего кайнозоя. - «Уч. зап. НИИГА. Сер. геол.», 1968, вып. 13.

*Суздальский О.В., Слободин В.Я.* Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Западной Сибири в зоне трансгрессий. - В кн.: Мат-лы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969.

*Толмачев А.И., Ребристая О.В.* Вопросы истории флоры Европейской и Западносибирской Арктики в связи с палеогеографией антропогена. - В кн.: Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л., изд. Географич. о-ва СССР, 1970.

*Троцкий С.Л.* [Основные закономерности изменения фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии](#). - В кн.: Палеогеография четвертичного периода севера Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 9. Новосибирск, 1964.

*Троцкий С.Л.* [Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга](#). М., «Наука», 1966.

*Троцкий С.Л.* [Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири](#). - «ДАН СССР», 1967, т. 174, № 6.

*Усов В.А.* Формирование ваттовых отложений в условиях вечной мерзлоты. - В кн.: Мат-лы VIII Междувед. Всес. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению), вып. 2. Якутск, 1966.

*Холлин Дж.* Об истории оледенения Антарктиды. - В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., «Прогресс», 1964.

*Хольтедаль У.* Геология Норвегии, т. II. М., ИЛ, 1958.

*Цытович А.И. и др.* Физические явления и процессы в промерзающих и протаивающих грунтах. - В кн.: Основы геокриологии (мерзлотоведение), ч. 1, гл. V. М., Изд-во АН СССР, 1959.

*Чердынцев В.В. и др.* Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. - «Геохимия», 1964, № 4.

*Чердынцев В.В. и др.* Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. - «Геохимия», 1965, № 12.

*Шепард Ф.П.* Морская геология. Л., «Недра», 1969.

*Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.

*Юинг М.* Отражение ледниковых и межледниковых эпох в глубоководных осадках. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.

*Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., Госгеолтехиздат, 1956.

*Янковский В.М.* Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфологии Малоземельной тундры. - В кн.: Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. IV. М., 1939.

*Яхимович В.Л.* Геохронологические данные по кинельской свите долин палео-Уфы и палео-Белой. - В кн.: Мат-лы по геоморф. и нов. тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1962.

*Ячевский Л.А.* О геологической деятельности речного льда. - «Зап. Спб. минералогич. о-ва», 1895, ч. 33, протокол № 2.

*Ячевский Л.А.* К вопросу об образовании речного льда и о его влиянии на скульптуру берегов рек. - В кн.: Геологические исследования в золото-ясных областях Сибири. Енисейский золотоносный район, вып. V. СПб., 1904

*Armstrong J.E., Brown W.Z.* Late Wisconsin marine drift and associated sediments of the lower Fraser valley, British Columbia, Canada. - «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1954, vol. 65, N 4.

*Bird J.B.* Postglacial marine submergence in Central Arctic. Canada. - «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1954, vol. 65, N 5.

*Bird J.B.* Recent contributions to the physiography of Northern Canada. - «Zs. für Geomorphologie», 1959, vol. 3.

*Breuer M.E.* Some results of geothermal investigation of permafrost in Northern Alaska. - «Transactions American geophysical Union», 1958, N 1.

*Brookes I.A.* Late-glacial marine overlap in western Newfoundland. - «Canad. j. Earth. Sci.», 1969, vol. 6, N 6.

*Clarke A.Jr.* Abyssal benthic Arctic mollusca, in Biological aspects of Arctic deep-sea sedimentation; a final report of the Arctica Institute of North America. Lamont Geol. Obs., 1959.

*Craig B.G., Fyles J.G.* Pleistocene geology of Arctic Canada. - In: Geol. of the Arctic, vol. 1. Univ. of Toronto Press, 1961.

*Crant D.R.* Surficial geology, southwest Cape Breton Island, Nova Scotia. - «Pap. Geol. Surv. Can.», 1971, N 1.

*Dyck W., Fyles J.G.* Geological Survey of Canada radiocarbon dates I. - «Radiocarbon», 1962, vol. 4.

*Emery K.O.* Contorted Pleistocene strata at Newport Beach. - «California, Journ. of Sediment Petrology», 1950, vol. 20, N 2.

*Emery K.O.* The continental shelves. - «Sci. Amer.», 1969, vol. 221, N 3.

*Fairbridge R.W.* Submarine slumping and location of oil bodies. - «Bull. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists», 1946, vol. 30, N 1.

*Fairbridge R.W.* The geology of the Antarctic. - In: The Antarctic Today. (N.Z. Antarct. Soc.). Wellington, 1952.

*Glückert G.* Zwei neue Fundorte der Karbonatkonkretionen im erdboden Südfinnlands. - «Bull. Geol. Soc. Finland», 1969, N 41.

*Henkel D.J.* The role of waves in causing submarine landslides. - «Geotechnique», 1970, vol. 20, N 1.

*Kindle E.M.* Bottom control of marine fauna, as illustrated by dredging in the Bay of Fundy. - «Am. Jour. Sci.», 1916, Vol. 41.

*Mackay I.R.* Thick tilted beds of segregated ice Mackenzie delta area. - In: 20th' Internat. Geogr. Congr. (Abstrs of Papers). London, 1964.

*Manley G.* Recent Antarctic discoveries and some speculations thereupon. - «Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society», 1946, vol. 72, N 314.

*Parrott M.* Recherches physiques sur les pierres d'Imatra. - «Mem. Acad. Sci. St.-P. Ser. VI», 1840, t. 5, pt. 2.

*Ramsay W.* The Probable Solution of the Climate Problem in Geology. - «The Geological Magazine», 1924, N 718.

*Salmi M.* Imatrastones in the glacial clay of Vuolen Koski. - «Bull. Comiss. geol. Finlande», 1959, N 186.

*Sauramo M.* Über die Banderton in den ostbaltischen Zandern vom geochronologischen Standpunkt. - «Fennia», 1925, vol. 45, N 6.



*Sim V.W.* A note on high level marine shells on Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Northwest Territories. - «Geog. Bull.», 1961, N 16.

*Swain F.M.* Ostracoda from Gubic formation. - «Journ. Paleontol.», 1963, vol. 37, N 4.

*Todd R.* Foraminifera Carter Creek Northeastern Alaska. - In: United States Government Printing Office. Washington, 1957.

*Voorthuysen J.H. van.* The quantitative distribution of the Plio-Pleistocene Foraminifera of a boring at the Hague and of the Pleistocene, Pliocene and Miocene Foraminifera of boring Zaandam. - «Meded. Geol. Stichting», 1950, N 4.

*Wager L.W.* The form and age of the Greenland ice cap. - «Geol. Mag.», 1933, N 70.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение - с. 3

### ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

#### Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена субарктических равнин западной Евразии

*Глава I. О принципах и методах стратиграфического расчленения морских плейстоценовых отложений* - с. 6

*Глава II. Стратиграфия плейстоценовых отложений* - с. 22

Отложения ингрессивного горизонта (трансгрессивная стадия) - с. 23

Отложения горизонта максимума ингрессии - с. 30

Отложения первого регрессивного горизонта - с. 39

Отложения горизонта максимума трансгрессии - с. 43

Отложения второго регрессивного горизонта - с. 59

Отложения морского террасового уровня на абсолютной высоте 60-80 м - с. 70

Отложения морской террасы на абсолютной высоте 40-60 м и синхронных ей террас в речных долинах - с. 75

Отложения морской террасы на абсолютной высоте 20-30 м и синхронных ей террас в речных долинах - с. 78

*Глава III. О соотношении морской трансгрессии и оледенения* - с. 90

*Глава IV. О возрасте морских новейших отложений* - с. 101

### ЧАСТЬ ВТОРАЯ

#### Состав, строение и условия формирования плейстоценовых отложений

*Глава V. Морские отложения открытого шельфа* - с. 109

Строение - с. 109

Гранулометрический состав, физические свойства - с. 110

Крупнообломочный материал - с. 117

Текстура - с. 124

Структура - с. 128

Легкорастворимые соли и поглощенные основания - с. 129

Конкреции - с. 137

Криогенное строение - с. 142

*Глава VI. Прибрежно-морские отложения* - с. 145

Строение - с. 145

Гранулометрический состав - с. 146

Крупнообломочный материал - с. 147

Текстура - с. 149

Нарушения текстуры - с. 150

Легкорастворимые соли - с. 151

Конкреции - с. 152

Криогенное строение - с. 154

*Глава VII. Бассейновые пресноводные и солоноватоводные отложения (озерные, лагунные, эстуарные)* - с. 156

Строение - с. 156

Гранулометрический состав - с. 157

Крупнообломочный материал - с. 158

Текстура - с. 159

Нарушения текстуры - с. 161

Легкорастворимые соли и поглощенные основания - с. 162

Конкреции - с. 163

Криогенное строение - с. 167

**Глава VIII. Отложения периодически заливаемых и осушаемых мелководий (ваттовые, лайдовые, озерно-аллювиальные) - с. 170**

Строение и текстура - с. 170

Нарушения текстуры - с. 171

Криогенное строение и посткриогенные образования - с. 171

**Глава IX. Аллювиальные отложения - с. 176**

Строение - с. 176

Гранулометрический состав - с. 176

Крупнообломочный материал - с. 177

Текстура - с. 179

Аутигенные минералы и конкреции - с. 179

Криогенное строение - с. 181

Посткриогенные образования - с. 185

Литература - с. 190