Г-59
431

С. Л. ТРОИЦКИЙ

# МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРСКИХ РАВНИН

## Стратиграфия

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 430

С. Л. ТРОИЦКИЙ

# МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРСКИХ РАВНИН

## Стратиграфия

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск, 1979

П 432.721(2Р3)

УДК 551.79 : 56.016.3(571.1/5)

В монографии излагаются результаты изучения обширного поля морского плейстоцена севера Сибири. Рассматриваются вопросы стратиграфии четвертичных отложений, палеогеографии, истории формирования рельефа, колебания уровня моря и изменения морской фауны за четвертичный период. Приводятся результаты сравнения морских толщ плейстоцена Сибирской провинции с морскими толщами близких или сходных по строению областей с современными морскими отложениями; плейстоценовой фауны моллюсков с современной малакофауной северных морей.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, палеогеографов, палеонтологов и преподавателей высшей школы, интересующихся вопросами плейстоцена северных областей Сибири.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-кор. АН СССР *В. Н. Сакс*, д-р геол.-мин. наук *С. А. Архипов* (отв. редактор), д-р геол.-мин. наук *В. И. Гудина*, *Т. С. Троицкая*

П 93563

Центральная научная БИБЛИОТЕКА Академии наук Кирг. ССР О. Э.

Т 20801 — 829 / 055(02) — 79 405.79.1904000000.

© Издательство «Наука», 1979.

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследование по стратиграфии морского плейстоцена сибирских равнин — посмертное издание видного советского геолога-четвертичника Сергея Леонидовича Троицкого (1922—1976). Эта монография стала итогом всей его жизни и плодотворной научной деятельности. Он посвятил ей более 10 лет, хотя фактически начал работать много раньше — с мелкомасштабного картирования в низовьях Енисея в 50-е годы. С. Л. Троицкий тщательно работал над совершенствованием рукописи, которая стала фундаментальным региональным геологическим исследованием.

Освоение богатств севера Западной Сибири настоятельно требует возможно полных сведений о строении, составе, свойствах и генезисе четвертичного покрова. Морские отложения — лишь его часть, хотя и весьма существенная. В последние годы морским отложениям севера Евразии было посвящено немало специальных исследований. В ряде случаев неоправданно односторонний и даже тенденциозный подход к их изучению породил концепцию так называемого «маринизма» — современной разновидности антигляциализма. Исследования С. Л. Троицкого с большой убедительностью свидетельствуют о несостоятельности подобных представлений.

Монографию С. Л. Троицкого отличает не только оригинальность научного подхода к предмету исследования. Морские отложения, оставаясь главным объектом изучения, наряду с другими генетическими типами осадков, в том числе моренами, рассмотрены через призму общих закономерностей строения и формирования всей четвертичной толщи. Выводы автора сочетаются с глубоким и всесторонним анализом основных проблем геологии плейстоцена Северной Евразии и новейшими достижениями мировой науки. Такая направленность работы ценна и актуальна. Она позволила автору развернуть объективную критику антиглициализма, отрицающего или искажающего ледниковую теорию — фундаментальную научную базу современной четвертичной геологии. Органичное сочетание региональных и общетеоретических проблем, развитие последних на обширном новом фактическом материале при бережном отношении к прежним представлениям имеет мало прецендентов в нашей литературе. Это особенно полезно сейчас, когда непрекращающийся и все возрастающий поток новейшей информации заставляет осмысливать и обобщать новые материалы в региональном, межрегиональном и теоретическом планах.

В монографии читатели найдут самые полные и всесторонние сведения о морском плейстоцене Северной Евразии, о морской фауне, ее местонахождениях, эволюции и миграции в течение четвертичного периода. Подробно, объективно и компетентно изложена история формирования и развития стратиграфических представлений, дано обстоятельное описание ряда стратотипов и опорных стратиграфических разрезов.

Интереснейшей частью монографии является всестороннее обоснование миграционно-климатической концепции, над которой С. Л. Троицкий особенно много работал в последние годы. Детальная биостратиграфия четвертичной системы, согласно этой концепции, основывается преимущественно не на эволюционных изменениях фаун и флор, а на их миграции под влиянием неоднократных и глубоких климатических изменений. Миграционная последовательность характерных и показательных видов, родов и целых сообществ отражает ход миграции во времени (наблюдаются в конкретных разрезах), а их латеральные ряды — структуру миграционных потоков в пространстве на определенных хронологических уровнях. Несомненно, миграционно-климатическая концепция существенно дополняет и обогащает климатостратиграфию. На ее основе автор предложил свой вариант расчленения и корреляции плейстоценовой толщи северных районов Западной Сибири. К сожалению, труд С. Л. Троицкого остался незавершенным. Не окончены и важнейшие разделы работы, посвященные среднему и верхнему плейстоцену. Тем не менее при подготовке работы к печати в этом разделе, как и всюду, сохранен авторский текст рукописи и в работу включены все оставшиеся авторские наброски, относящиеся к этим разделам. Редколлегия сочла возможным только скомпоновать их. Кроме того, в приложения вынесены таблицы и карты с указанием местонахождений раковин морских моллюсков, усоногих и брахиопод в морских четвертичных отложениях Северной Сибири по стратиграфическим интервалам и районам.

По понятным причинам в монографии С. Л. Троицкого не нашли отражения последние данные, опубликованные в работах В. И. Гудиной (1976) и С. А. Архипова с соавторами (Последнее оледенение в Нижнем Приобье, 1977). Поэтому ряд важных стратиграфических проблем морского плейстоцена, рассмотренных в них, в данной книге не обсуждаются вовсе или они даются в прежней трактовке.

В монографии впервые детально разработана стратиграфия нижнего плейстоцена. Принципиально новым в ней является тильтимский региональный горизонт с двумя нижнечетвертичными моренами. Безукоризненно выдержаны принципы корреляции разрезов нижнего плейстоцена Приобского и Приенисейского Севера Западной Сибири, хотя для некоторых конкретных решений корреляция остается дискуссионной. Так, для читателя может показаться неожиданным отнесение к тильтимскому горизонту мессовской свиты, хотя следует признать, что переопределение ее возраста сделано после весьма тщательного анализа прежних и новых данных.

С. Л. Троицкий был непревзойденным мастером научных дискуссий. Это его качество как ученого в полной мере нашло отражение и в настоящей работе. Следует в то же время заметить, что смелость его идей всегда покоилась на достаточно обширном, тщательно собранном и всесторонне обработанном фактическом материале. Даже будучи остродискуссионными, они будоражат мысль и зовут к новым исследованиям. Именно поэтому его идеям суждено навсегда остаться в золотом фонде науки о четвертичном периоде.

# ВВЕДЕНИЕ

Морской плейстоцен покрывает значительную часть великих равнин Сибирского Севера и выходит за их пределы — в межгорные впадины и на склоны Пай-Хоя, Урала, гор Бырранга, Среднесибирского плоскогорья и Чукотского полуострова. Он известен на островах сибирского шельфа, залегает на дне окраинных морей Ледовитого океана и уходит в Центральный полярный бассейн. Таким образом, область его распространения охватывает все три типа страторайонов, выделенные К. К. Марковым (1965)[1]. Мы ограничиваем исследование страторайонами первого типа — равнинами суши, привлекая сведения о морском плейстоцене гор, суши и дна океана только в качестве сравнительного материала. Кроме того, мы не рассматриваем морских отложений низких островов и архипелагов шельфа, за исключением островов Анжу (Котельный, Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь) и Ляховских, лишь недавно утративших связь с материком (Сакс, 1952), и сохранивших основные особенности строения Восточно-Сибирской низменности (Приморской равнины).

Рубеж между равнинными и горными районами проводится по 200-метровой горизонтали, естественно совпадающей с подножием почти всех горных поднятий Сибирского Севера. Молодые морские слои, лежащие ниже 200 м, но занимающие горные долины и межгорные котловины, формировались в принципиально иной обстановке и не затрагиваются в этой работе.

Поле морского плейстоцена, занимая часть северной окраины Азиатского материка, располагается почти целиком в субарктическом географическом поясе и входит в состав «страторайона субарктических равнин суши» (Марков, 1965). Можно считать, что оно находится в границах Сибирской провинции этого страторайона, отделенной от Северо-Европейской Пай-Хоем и Уралом, а от Чукотско-Пенжинской — горами Северо-Востока СССР. В настоящее время Сибирская «стратопровинция» граничит вдоль всего побережья с высокоарктическими морями и только у берегов Югорского полуострова и Юго-Западного Ямала омывается нижнеарктическими водами.

Таким образом, основным объектом исследования являются морской плейстоцен Сибирской провинции. Основная же цель исследования — познание закономерностей его строения и формирования для выделения, расчленения и корреляции морских слоев. Этой цели подчинены выявление фациального разнообразия морских отложений, усложняющего разделение и корреляцию, изучение органических остатков и литологических особенностей.

[1] Кажется целесообразным разделить страторайоны дна океана на два типа, соответствующие условиям шельфа с прерывистой четвертичной седиментацией и ложа океана — с непрерывной, т. е. иметь в виду четыре типа, а не три.

Исследование морского плейстоцена Сибирской провинции невозможно провести сколько-нибудь полно и последовательно без изучения строения всей плейстоценовой толщи, частью которой он является, без сравнения с морским плейстоценом близких или сходных по строению областей, без знакомства с современными морскими отложениями и современной фауной северных морей. Все эти необходимые данные либо освещаются в специальных разделах работы, либо рассматриваются попутно как сравнительный и дополнительный материал, необходимый для основной задачи.

В нашей литературе еще мало работ, посвященных специально или в значительной мере морскому плейстоцену сибирских равнин — крупнейшей области четвертичной морской седиментации на современной суше — и проблемам его стратиграфии. В то же время за два последних десятилетия собрано и опубликовано много новых данных о четвертичных морских отложениях отдельных участков и целых районов Сибирского Севера, возник ряд частных и региональных стратиграфических схем, нередко по-разному трактующих положение морских горизонтов и слоев в сводном разрезе плейстоцена, их соотношения между собой и с континентальными фациями, а также их возраст.

В сложившейся ситуации, основные черты которой наметились еще в начале 60-х годов, возникла настоятельная необходимость решить спорные и раскрыть недостаточно ясные стратиграфические вопросы, снять противоречия между старыми и новыми стратиграфическими схемами, и — если окажется необходимым — создать новую единую стратиграфическую концепцию.

Таким образом, сложилось главное направление работы как регионального стратиграфического исследования, основным объектом которого является морской плейстоцен сибирских равнин, а главными задачами — выделение из разрезов плейстоцена горизонтов и слоев, образованных морскими отложениями, познание особенностей их строения и формирования, их детальная стратификация, а также использование полученных сведений для расчленения и корреляции плейстоценовых толщ. Этим задачам подчинены выявление фациально-литологического разнообразия морских отложений, изучение органических остатков, преимущественно морских моллюсков, и палеогеографические реконструкции.

В общем объеме информации, привлекавшейся для решения стратиграфических задач, значительную часть составляли палеонтологические данные. Поиски единой системы обработки и биостратиграфической интерпретации разнородного палеонтологического материала, системы, применимой к накоплениям четвертичного времени с его исчезающе слабой эволюционной изменчивостью организмов при заметных переменах в составе местных фаун и флор, позволили наметить и сформулировать ряд общих положений миграционно-климатической концепции в биостратиграфии плейстоцена. Эта разработка потребовала привлечения разнообразных сведений по биостратиграфии иных регионов, по стратиграфической палеоклиматологии, миграционным процессам и т. д. и составила особый раздел работы, однако именно ее результаты позволили провести последовательный анализ конкретного северосибирского палеонтологического материала.

Исследование стратиграфии морского плейстоцена с этих позиций было начато в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР в 1961 г., хотя для автора работы оно являлось в известной мере продолжением региональных геологических и стратиграфических исследований, а также изучения морских моллюсков плейстоцена, выполненных в 1947—1961 гг. в Научно-исследовательском институте геологии Арктики. В ходе работы сложилась небольшая исследовательская группа, объединившая сотрудников нескольких



лабораторий института: палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя (С. Л. Троицкий), микропалеонтологии (В. И. Гудина), микропалеофитологии (Е. Е. Гуртовая, Т. П. Левина, Н. А. Скабичевская), литологии (Е. В. Шумилова, С. С. Сухорукова, Ф. С. Бузулуцков). В работе группы принял деятельное участие также сотрудник Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья Министерства геологии СССР А. В. Гольберт.

Силами рабочей группы были выполнены в большом объеме полевые исследования разрезов и почти все лабораторное изучение коллекций. Полевые работы (1961—1973 гг.) проводились на Полярном Урале, Зауралье, северной части Западной Сибири, бассейне среднего течения Енисея и в Северо-Сибирской (Таймырской) низменности.

В основу работы положены три группы данных.

Во-первых, законченные и опубликованные результаты исследований сотрудников рабочей группы, выполнявшиеся в рамках единой, хотя и относительно свободной программы, координировавшейся автором. В этих публикациях в разной степени отражены личные или согласованные между членами рабочей группы взгляды на стратиграфию и условия формирования отложений. Кроме того, в них, не исключая и статей автора, заметна определенная эволюция стратиграфических представлений, неизбежная при быстром накоплении новых фактов. В настоящей работе эти публикации рассматриваются как источник фактических данных и рабочих вариантов обобщений, которые иногда пересматриваются.

Во-вторых, это материалы личных полевых исследований 1947—1973 гг. на Югорском полуострове, в западной части п-ова Ямал, на Гыданском полуострове, в северо-восточной части Западно-Сибирской равнины (бассейны рек Мессо, Б. и М. Хеты, среднего течения Енисея), в Таймырской низменности (бассейны рек Енисей, Пясина, Хатанга), а также результаты изучения и определения обширных коллекций раковин плейстоценовых морских моллюсков, собранных из отложений сибирских равнин как самим автором, так и геологами производственных и исследовательских учреждений Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Свердловска, Красноярска, Норильска за последние 20 лет.

В-третьих, это литературные материалы, привлечение которых совершенно необходимо при региональном стратиграфическом исследовании и постановке общих вопросов.

Предварительные и частные результаты, полученные автором в ходе работы над проблемой, и краткие общие выводы опубликованы в книгах «Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга» (Троицкий, 1966) и «Современный антигляциализм. Критический очерк» (Троицкий, $1975_2$), объяснительных записках к листам Государственной геологической карты СССР (и в ряде статей), докладов или кратких сообщений к VIII и IX Конгрессам Международного союза по изучению четвертичного периода (Париж, 1969 г. и Новая Зеландия, 1973 г.) и II Международному симпозиуму по геологии Арктики (Сан-Франциско, 1971 г.).

В заключение автор приносит благодарность коллегам по исследованию морского плейстоцена и постоянным участникам дискуссий, чьи возражения, замечания, советы и товарищеская помощь способствовали становлению его стратиграфических представлений,— С. А. Архипову, К. Н. Белоусову, И. А. Волкову, В. С. Волковой, П. С. Воронову, Г. Е. Герману, В. И. Гудиной, Е. Е. Гуртовой, А. В. Гольберту, В. Д. Дибнеру, Н. Г. Загорской, Ю. Ф. Захарову, В. А. Зубакову, Ф. А. Каплянской, Н. Н. Куликову, Ю. Н. Кулакову, Н. В. Кинд, Г. И. Лазукову, Г. М. Левковской, Ю. А. Лаврушину, Т. П. Левиной, Ю. Н. Михалюку, Г. П. Махотиной, В. А. Панычеву, А. И. Попову, О. М. Петрову, И. В. Рейнину, Н. А. Скабичевской, В. Я. Слободину,

В. Н. Соколову, Д. В. Семевскому, О. В. Суздальскому, С. А. Стрелкову, Л. Д. Сулержицкому, С. С. Сухоруковой, Л. В. Фирсову, Н. Г. Чочиа, Е. В. Шумиловой, С. Б. Шацкому, а также всем, кто помог ему словом, делом или непосредственным участием в работе.

Автор выражает признательность известному исследователю северного плейстоцена члену-корреспонденту АН СССР В. Н. Саксу, способствовавшему постановке и проведению исследования, доктору геолого-минералогических наук И. Т. Журавлевой, просмотревшей работу в рукописи и давшей ценные советы, моим учителям и наставникам — крупнейшему геологу-полярнику, заслуженному деятелю науки РСФСР профессору Н. Н. Урванцеву, главе советской арктической школы геологов-съемщиков профессору Ф. Г. Маркову, профессору Н. Н. Соколову, а также исследователю морских четвертичных отложений Европейского Севера профессору М. А. Лавровой, являвшей образец требовательности к своей работе и бескорыстного служения науке.

Автор благодарит Ю. И. Лосева, А. В. Спиридонову, Л. А. Кузнецову и Л. А. Дьяконову и всех сотрудников сектора картографии и оформительских работ Института геологии и геофизики СО АН во главе с В. К. Кирилловым и Л. А. Жуковой, вложившим много труда в составлении каталогов, таблиц, справочного материала и в оформлении работы.

Глава I

# ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРСКОМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ СИБИРСКИХ РАВНИН

## ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

На великих равнинах Северной Сибири плейстоценовые глины, алевриты, пески, галечники, а также несортированные породы, содержащие грубый обломочный материал, образуют повсеместно распространенную преимущественно сероцветную терригенную полимиктовую толщу мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. В ее сложении повсюду, кроме Восточно-Сибирской низменности и Анабаро-Ленского междуречья, существенную роль играют морские фации, составляющие местами до 80—85% общего объема отложений (Троицкий, 1966).

Из всех областей четвертичной морской седиментации, лежащих по периферии Северного Ледовитого океана (рис. 1), сибирская область является наиболее крупной и сложной по строению. Она достаточно четко ограничена от смежных областей распространения морских фаций — североевропейской и чукотской. От первой ее отделяют горные хребты Полярного Урала и Пай-Хоя, от второй — область мощной континентальной аккумуляции, охватывающая Восточно-Сибирскую (Приморскую) низменность и большую часть островов Новосибирского архипелага, а также горные сооружения Северо-Востока СССР.

Сибирская область распространения морского плейстоцена охватывает значительную часть равнин Сибирского Севера и выходит за их пределы — в долины, межгорные впадины, предгорья и на склоны Пай-Хоя и Полярного Урала, гор Бырранга, Северного Таймыра и Среднесибирского плоскогорья. Морские отложения этого возраста известны на островах сибирского шельфа, залегают на дне окраинных морей Ледовитого океана и уходят в его глубоководную часть — Центральный полярный бассейн. Однако главной ареной четвертичной морской седиментации и на континенте являлись равнинные области Северной Сибири — Северо-Сибирская (или Таймырская) низменность, северная часть Западно-Сибирской равнины и прилегающее к ней низменное побережье Югорского полуострова. В работе рассматривается стратиграфия морского плейстоцена только в пределах этой территории, которую можно называть «сибирским полем морского плейстоцена», или «полем морского плейстоцена». Сведения же о морских отложениях горных областей, островов и морского дна освещаются лишь в общих разделах, либо в качестве сравнительного или дополнительного материала.

Полем морского плейстоцена автор называет территорию, на которой в пределах равнин хотя бы однажды накапливались и сохранились плейстоценовые морские отложения. Соответственно, оно ограничивается со стороны моря современной береговой линией, а со стороны горных поднятий и равнин — эмпирически установленными пределами распространения морских отложений этого возраста.

Границы поля по берегу моря и подножиям гор наметить просто, в отличие от внутренней границы на равнинах. Автор провел ее по

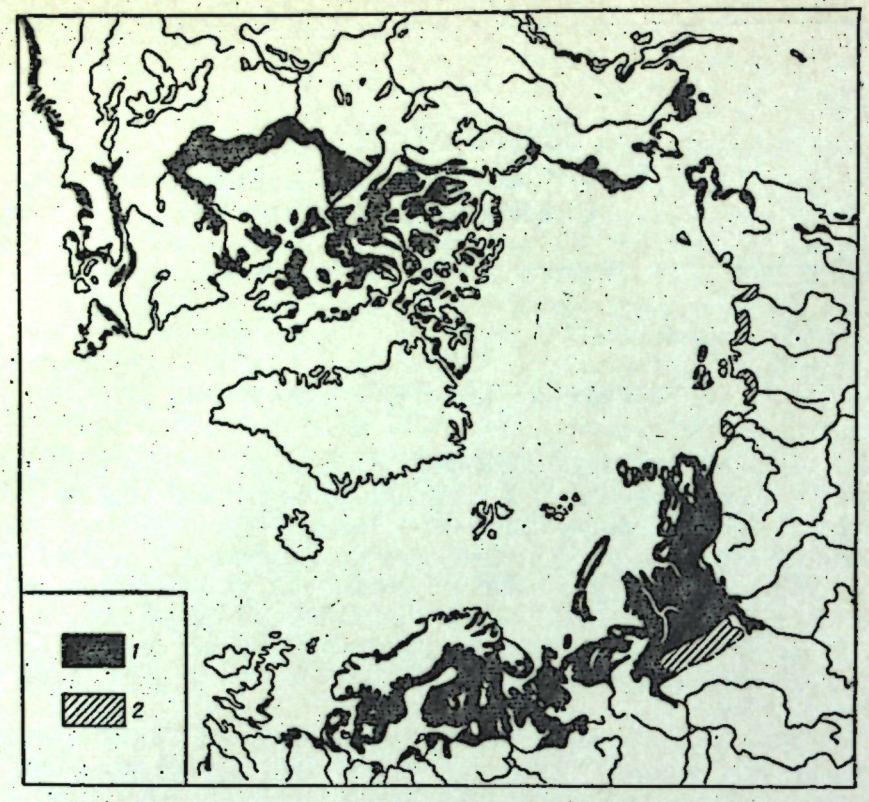



*Рис. 1.* Распространение морского плейстоцена на побережьях Северного Ледовитого океана и в соседних областях.
*1* — установленное, *2* — предполагаемое.

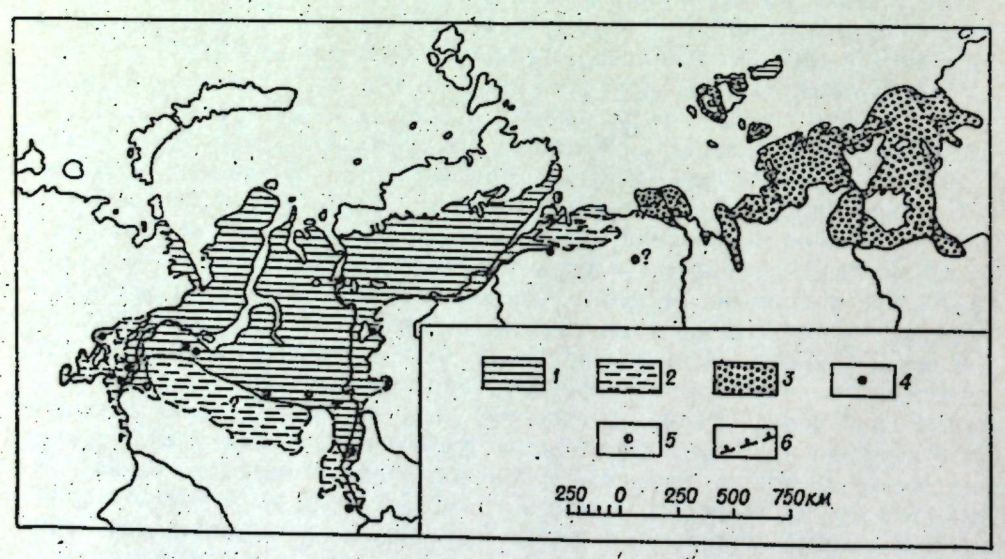



*Рис. 2.* Распространение морского плейстоцена на равнинах Сибири.
*1* — установленное; *2* — предполагаемое; *3* — область мощного континентального осадконакопления; *4, 5* — крайние точки нахождения морских моллюсков и фораминифер (*4*) и морских диатомовых (*5*); *6* — граница распространения береговых террас в Восточно-Сибирской низменности.

крайним местонахождениям остатков морских моллюсков, фораминифер и диатомовых, руководствуясь известным тезисом Д. В. Наливкина (1956) о роли морских ископаемых для разделения морских и континентальных фаций. Картина получилась достаточно четкой и нагляд-



ной: по одну сторону проведенной линии расположилась область, где находки морских беспозвоночных обильны и многочисленны, хотя местами и распределены неравномерно, по другую — где они практически неизвестны. Эта основная граница показана на рис. 2 сплошной линией.

Поскольку в краевых частях древних морских бассейнов могли накапливаться на значительных площадях маломощные морские слои или переходные (лагунные, дельтовые) фации, определение которых при неполной изученности территории достаточно сложно, автор выделил также полосы и районы предполагаемого распространения морского плейстоцена. При проведении их внешней границы учитывались очертания древнего рельефа, ограничивавшего седиментационные бассейны, и особенности морских отложений у основной границы, позволяющие экстраполировать условия морского осадконакопления за ее пределы. Намеченная таким образом вторая линия показана на рис. 2 штрихом. Она близка к границе максимального возможного распространения плейстоценовых трансгрессий. Проследим положение этих границ последовательно с запада на восток.

От Югорского шара до 66° с. ш. сибирское поле морского плейстоцена подходит непосредственно к границе Западно-Сибирской равнины, к горным склонам Пай-Хоя и Полярного Урала. Через низкие перевалы и глубокие сквозные долины морские отложения уходят на запад, соединяя его с североевропейским полем (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Гудина, 1966).

В Северном Зауралье между 66 и 62° с. ш. картина становится более сложной. Вдоль подножия Урала тянется полоса глубоких впадин, выраженных в современном рельефе. В ее пределах подошва плейстоцена опускается ниже уровня моря (Генералов, 1965; Гудина, 1966). Мощность его, по материалам Ю. Ф. Захарова, превышает 100, а иногда и 200 м. Впадины соединены между собой в сложную единую систему, отдельные ветви которой разделяют или частично отделяют возвышенности, почти целиком сложенные меловыми и палеогеновыми породами: Люлимвор, Верхневольинские, Северососьвинские увалы и ряд безымянных поднятий. В средней части этой полосы, около пос. Саранпауль на р. Ляпин, всего в 10 км от подножия Урала, скважинами 3-кп и 4-кп вскрыты песчаные алевриты с четвертичными фораминиферами мощностью до 60 м (Гудина, 1966). Это позволяет выделить в границах впадины полосу предполагаемого распространения морских фаций, распространить ее к югу вдоль верховьев р. Северной Сосьвы и долины р. Тапсуй до 62° с. ш., а также включить в нее площадь Няксимвольской впадины, где П. П. Генераловым (1965) установлена хорошо выдержанная, но еще мало исследованная пачка безвалунных слоистых песков, алевритов и глин мощностью 20—30 м между мореновидными толщами (пачка «а» северососьвинского комплекса). Севернее пос. Саранпауль эта полоса в виде узкого пролива тянется у подножия Урала до долины р. Войкар, где сливается с основной областью распространения морских отложений. Её поперечные ответвления, соединяющиеся с основным полем, можно наметить вдоль долин р. Сыни (Гудина, 1966) и, вероятно, Северной Сосьвы, судя по редким находкам фораминифер (Зайонц, 1969; Уманская, 1969).

Узкую 30—35-километровую полосу предполагаемого распространения морских фаций можно выделить также вдоль долины Оби, южнее устья р. Казым, где глубокая депрессия, выполненная, по данным Ю. Ф. Захарова (1965), плейстоценовыми отложениями мощностью до 200 м, отделяет палеогеновые породы Белогорского материка от аналогичных по строению возвышенностей левобережья. По данным Салехардской экспедиции ВНИГРИ и Гидропроекта, эта депрессия открыта к северу и уходит в область основного поля морского плейстоцена.

На этом же участке, у с. Малый Атлым, И. Ф. Ли (Ли и др., 1960) найдена в осыпи раковина морского моллюска, принадлежавшего, согласно определению Н. К. Овечкина, к *Arctica* aff. *islandica* (L.), характерному для казанцевского горизонта плейстоцена и неизвестному древнее позднего плиоцена (Сакс, $1951_1$). Находка её в 600 км к югу от известных казанцевских местонахождений совместно с раннеолигоценовыми *Meretrix incrassata* Sow. и *M. tenuis* Alex. позволяет считать, что раковина скорее всего принадлежит сходной с *A. islandica* олигоценовой форме и не может являться свидетельством столь дальнего проникновения морских вод в плейстоцене.

По северной окраине Белогорского материка, обращенной к долине р. Казым, морские фации достоверно не установлены, но находка четвертичных морских диатомовых в скв. 11 Казымского профиля (Лазуков, Назаревич, 1962) позволяет предполагать распространение моря в прилегающих районах.

Большое поле предполагаемого распространения морского плейстоцена шириной до 200 км показано к северу от Сибирских увалов, между долиной Оби и верховьями р. Таз. Это слабо изученное, плохо обнаженное и труднодоступное пространство ограничено с севера линией, проведенной вблизи крайних местонахождений фораминифер в скважинах 5-кп на р. Полуй и 5-кп на р. Ярудей (Гудина, 1966), морских моллюсков на р. Пур (Сакс, 1946, 1953), р. Варка-Сылькы (притоке р. Таз; Мизеров, 1956), и в скв. 24 и 9 на р. Туруханн (Архипов, 1960; Троицкий, 1964). Основанием для его выделения послужило почти полное отсутствие на этой территории выходов дочетвертичных пород, свидетельствующее о глубоком залегании подошвы плейстоцена, наличие отложений, сходных по литологическому облику с морскими, по рекам Полуй, Надым и Пур, а также находки видов, свойственных открытому морю в пограничных местонахождениях: фораминифер в скв. 5-кп (р. Полуй) и 24 (р. Туруханн) и раковин *Voldiella fraterna* в последней. На р. Пур, около 65° с. ш., В. Н. Саксом ($1951_1$) найдена экзотическая глыба ракушняка с *Axinus sarsi* и *Propeamussium cf. groenlandicum*. Учитывая наличие в окрестностях выходов предположительно морских отложений по рекам Тыдотте и Ягенетте, а также находки слоев с *Propeamussium groenlandicum* в южной части Тазовского полуострова и на р. Пур (Троицкий, 1964), можно предполагать её местное происхождение и недалекий перенос. Эта находка позволяет экстраполировать распространение морских фаций в бассейн р. Пур.

«Залив» предполагаемого распространения морских отложений в Енисейской впадине, между устьями рек Фатьянихи, Бахты и Лобовым материком (возвышенностью на водоразделе рек Таз и Енисей) выделен на основании широкого распространения обломков раковин морских моллюсков в местных моренах, а также находок слоев с фораминиферами, лежащих ниже уровня моря в скв. 1 и 2 у пос. Бакланиха и Нижний Имбак (Зубаков, Семевский, 1958; Архипов, 1960; Архипов, Матвеева, $1964_1$; Волкова, 1961; Троицкий, $1975_2$).

Севернее, между Енисеем, с одной стороны; и склонами Норильского плато и Среднесибирского плоскогорья — с другой, область распространения морского плейстоцена показана достаточно уверенно на основании ряда находок остатков моллюсков и фораминифер на реках Курейке, Фокиной, Б. Аветаной, Дудинке в Норильской котловине (прил. рис. 64, VIII; Данилов, 1967).

В Таймырской части Северо-Сибирской низменности поле морского плейстоцена на юге и на севере доходит до границ низменности. По южной окраине морские фации подходят к четкому уступу или склону Среднесибирского плоскогорья; на севере — уходит в долины и впадины между изолированными горными увалами и вершинами предгорий хр. Бырранга, пересекая его, по-видимому, почти сплошными



полосами вдоль долин рек Пясины и Нижней Таймыры (Волосатов, Полькин, 1952; Емельянов, 1939; Вакар и др., 1953; Сакс, $1951_1$, 1953; Стрелков и др., 1959; Троицкий, 1966).

У восточного края низменности, к северу и югу от невысокого кряжа Прончищева, поле предположительного распространения морских отложений помещено с учетом относительно глубокого залегания подошвы плейстоцена, наличия в рельефе депрессий, открытых в сторону моря, и находок раковин моллюсков в пограничных местонахождениях на Нордвике и в бухте Кожевникова (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959). В Дельте р. Оленек морские слои 14—16-метровой террасы скорее голоценовые (Троицкий, $1961_2$), так как их пыльцевые диаграммы ближе к местным послеледниковым (Пуминов, 1957), чем к каргинским.

Далее к востоку, вплоть до устья р. Рывсем, где начинается чукотская область плейстоценовой седиментации (Петров, 1966), морской плейстоцен практически неизвестен, хотя есть отдельные отрывочные данные о находках остатков морских организмов, отложений или береговых террас, сходных с морскими. Это — находка нескольких фораминифер в бассейне р. Пур (см. рис. 2) на междуречье Куойни и Бингиме (Жуков и др., 1966, 1968); загадочные «свежие» раковины *Mytilus edulis* в верховьях р. Вилюй (И. Толмачев, 1903), вероятно занесенные древним человеком в послеледниковое время, когда расселение вида вдоль берегов Сибири было наиболее вероятным (Берг, 1947), а также эллиптически-угловатые гальки на скальном цоколе 35-метровой террасы по правому берегу Быковской протоки Лены (Межвилк, 1961). К гипотетическим морским образованиям относятся также немые пески береговых террас высотой до 20—25 м в дельте Лены, на Янском заливе, около устьев рек Индигирки и Колымы, несущие местами системы береговых валов (Гусев, 1953; Ломаченков, 1966). Весьма сомнительно отнесение к морским фациям отложений хромской свиты на основании находки одного панциря морской диатомеи, имеющей «молодой облик» (Кайялайнен, Кулаков, 1965, 1966).

Достоверные морские фации появляются только у м. Святой Нос (Иванов, 1970), на островах Анжу, входящих в архипелаг Новосибирских островов и, вероятно, на о. Айон (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Иванов, Яшин, 1959; Вольнов и др., 1970).

В намеченных выше границах основная часть сибирского поля морского плейстоцена простирается на 1400 км с севера на юг (12° 30′ по широте, между 75°30′ и 63° с. ш.) и на 1900 км (53° по долготе) с запада на восток (от 61° до 114° в. д.), считая по проекции крайних точек на 72-ю параллель. Она занимает площадь около 920 000 км², а вместе с областью предполагаемого распространения морских фаций (240 000 км²) — 1,16 млн. км² (см. рис. 1).

Сибирское поле морского плейстоцена лежит почти целиком в субарктическом географическом поясе, в зонах тундры и лесотундры. Только у южных своих пределов в Западной Сибири оно неглубоко заходит в подзону северной тайги. Ближайшие современные горные ледники Полярного Урала и Бырранги лежат всего в 50—100 км от границ низменностей, на высоте 700—900 м, а ледниковые покровы Новой Земли и Северной Земли — в 375—380 км и оканчиваются на отметках 300—400 м над ур. м. По береговой линии сибирское поле морского плейстоцена граничит с холодными ледовитыми морями, высокоарктическими по гидротермическому режиму, и только на крайнем западе, по берегам Байдарацкой губы, омывается нижнеарктическими водами.

В схеме мирового стратиграфического районирования для четвертичного времени, предложенной К. К. Марковым (1965), учитывающей геоморфологические (тектонические) и климатические условия четвертичного осадконакопления, сибирское поле морского плейстоцена входит в «страторайон субарктических равнин суши». Если заменить в

этом кратком определении термин «страторайон»[1] и учесть размещение территории на краю континента (вследствие чего она переходила из категории «равнинной суши» в категорию «дно океана», по классификации К. К. Маркова), то можно считать, что сибирское поле морского плейстоцена занимает часть седиментационной области приморских равнин субарктической суши.

## ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛЕЙСТОЦЕНА

В области распространения морских фаций сами они слагают лишь большую или меньшую часть всего разреза плейстоцена. Их положению в разрезах и взаимоотношениям со смежными фациями посвящены основные главы работы, но для дальнейшего изложения материала необходимо привести общую характеристику геологических и геоморфологических условий залегания плейстоцена в целом.

### Рельеф поверхности

Поверхность интересующей нас части сибирских равнин обычно непосредственно совпадает с кровлей плейстоценовых отложений, так как более древние породы повсеместно, кроме Югорского полуострова, достигают ее редко, выходы их занимают ничтожную площадь, а накопления голоценового возраста за пределами речных пойм маломощны и не образуют крупных геологических тел.

Равнины невысоки; среднее их превышение над уровнем моря, вычисленное по гипсографической кривой, построенной на основе карты в масштабе 1 :2 500 000, составляет всего 65 м. Однако за этой средней цифрой скрывается значительная неравномерность распределения высот, хорошо заметная даже на мелкомасштабной гипсометрической схеме (рис. 3). Максимальные отметки достигают 266 м севернее оз. Пясино, 232 м на междуречье Енисея и Пясины и 261 м в северо-восточной части Таймырской низменности. Там же имеется единственная внутри равнин изолированная горная возвышенность — гора Балахня (414 м). Минимальны высоты на морском побережье и в долинах крупных рек. Р. Обь у южной границы имеет отметку уреза 16 м, р. Енисей — 21 м, р. Пясина (в истоке) — 33 м, р. Хета у подножия Среднесибирского плоскогорья — 45 м.

Некоторое представление об общем распределении высот дает табл. 1.

Таблица 1

**Распределение высот по гипсометрическим ступеням в области распространения морского плейстоцена**

| Высота над уровнем моря, м | Площадь | |
|---|---|---|
| | км² | % |
| Более 200 | 470 | 0,04 |
| 150—200 | 16—900 | 1,45 |
| 100—150 | 145,000 | 12,50 |
| 50—100 | 563,700 | 48,60 |
| 0—50 | 433,930 | 37,41 |

Наиболее приподняты Северное Зауралье, Югорский полуостров, полоса, прилегающая к Енисею, и северная половина Таймырской низменности. Ниже всего Ямал, северное побережье Гыданского полуострова и полосы вдоль долин рек Обь, Надым, Пур, Таз и Хатанга, лежащие ниже 50 м.

Неравномерность распределения высот — следствие постоянного соседства и чередования наиболее крупных неровностей первого порядка — возвышенностей и низин, маскирующих слабые ре-

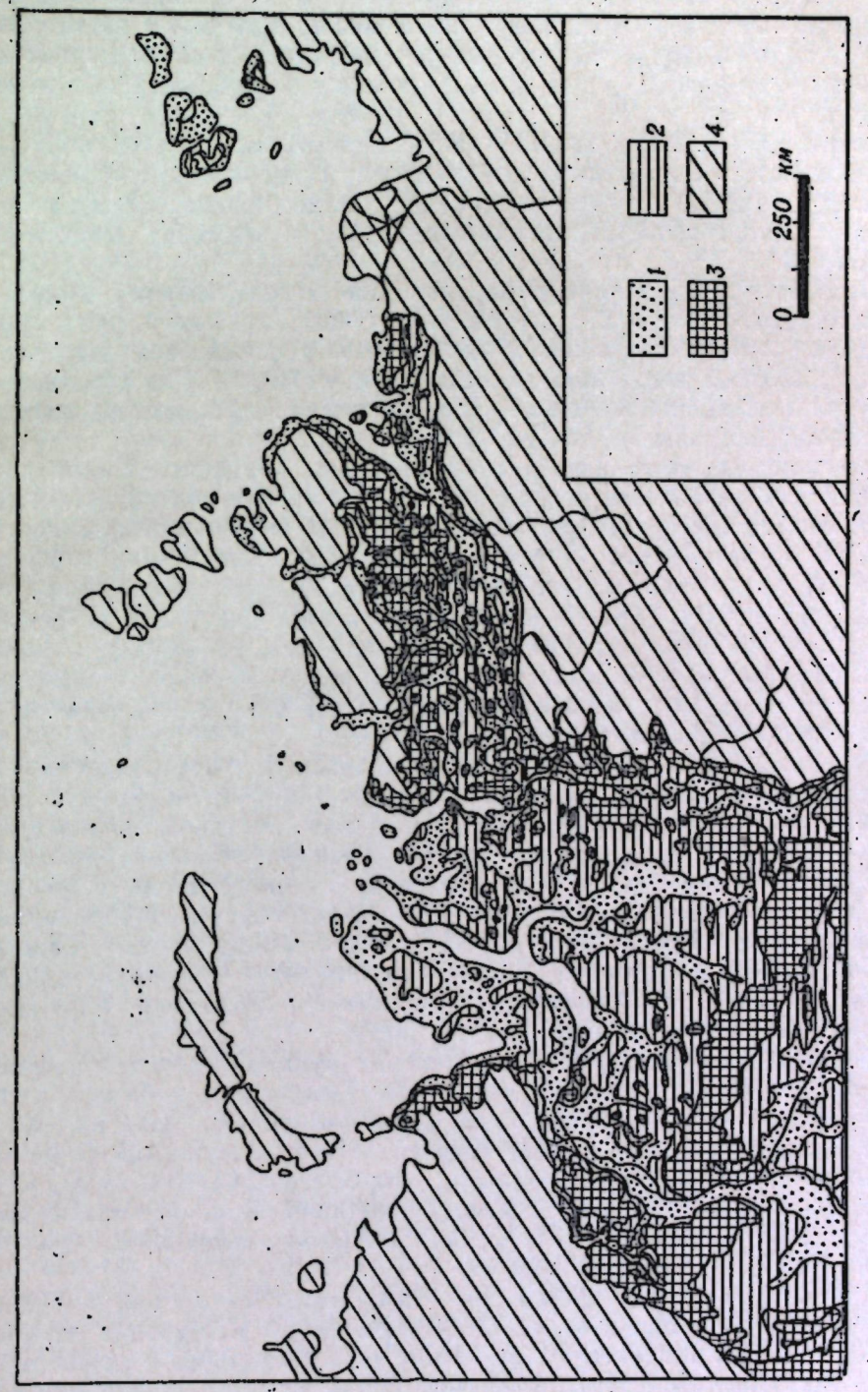



*Рис. 3.* Схематическая гипсометрическая карта области распространения морского плейстоцена в Сибири.
*1* — 0—50 м; *2* — 50—100 м; *3* — 100 м и более; *4* — высоты более 200 м в горном обрамлении и сопредельных областях.

[1] В стратиграфии «страторайон» — весьма ограниченная территория, где расположены типовые разрезы какого-либо таксона (Задачи и правила..., 1963), а не обширная область с однотипными по какому-то признаку условиями седиментации.

гиональные уклоны поверхности. Это явление особенно четко проявляется в Таймырской низменности и северо-восточной части Западно-Сибирской, слабее всего — на невысоком плоском Ямале и в области, лежащей между Сибирскими увалами, Обской и Тазовской губами. Возвышенности и низины чередуются даже в относительно приподнятой полосе предгорий. Так, почти разобщены крупные низины вдоль Енисея. Сложная система соединяющихся между собой полузамкнутых и замкнутых низин, орографические перемычки между которыми прорезаны узкими сквозными долинами, существует в Таймырской низменности. Нередко возвышенности, разделяющие низины, поднимаются над ними на 100—120 м.

Низины, как правило, имеют ровную плоскую или слегка наклонную поверхность, возвышенности — грядообразную, или куполовидную, редко платообразную формы. Обширные участки плоских или слабоволнистых равнин свойственны только Ямалу и бассейну Обской и Тазовской губ.

Некоторое представление о чередовании возвышенностей с низинами могут дать следующие цифры, полученные промером ряда произвольно выбранных профилей. Минимальные расстояния между вершинами смежных возвышенностей составляют от 30 до 160 км (среднее — 85 км), средняя высота вершин — 158 м, средние превышения возвышенностей над низинами — 50—100 м.

Сама поверхность возвышенностей и низин образует достаточно сложный и разнообразный мезорельеф ледникового и термокарстового генезиса: холмистый, грядовый, котловинный. На этот общий фон наложена четко отграниченная, густая, сильно разветвленная сеть долин и связанных с ними эрозионных систем, прорезающих поверхность и склоны возвышенностей, расчленяющих дно низин. Свежий эрозионный рельеф иногда занимает до 25—30% площади междуречий (Троицкий, 1966). Днища и склоны долин заняты ступенями немногочисленных (обычно —2—3) террас, расширяющихся в низинах и почти исчезающих при пересечении возвышенностей.

Между некоторыми низинами есть сквозные открытые долины, не вмещающие крупных водотоков, дренируемые только ручьями или малыми реками. Интересна Транстаймырская система таких соединений, дно которых лежит очень низко. Это Енисейско-Пясинские «проходы» между долинами рек Гольчихи и Моховой, Сухой Дудинки и Агапы (около 40 м), Пясинско-Хатангский (Авамо-Тагенарский волок, ниже 50 м) и Пясинско-Верхнетаймырские проходы между реками Тареей и Аятари, Ягодой и Горбитой (ниже 50 м). Открытая долина р. Нижней Таймыры соединяет Таймырскую низменность с низинами Карского побережья (отметка оз. Таймыр около 6 м).

Побережье равнин глубоко расчленено крупными морскими заливами — Байдарацкой, Обской, Тазовской, Гыданской губами, Енисейским и Хатангским заливами, вдающимися в пределы суши на 200—850 км и разделяющими ее на полуострова — Ямал, Гыданский (с меньшими полуостровами: Явай, Малюнта, Дорофеевский) и Таймыр. Общая протяженность береговой линии, приходящейся на равнинные области между Югорским шаром и устьем р. Анабар, составляет 5850 км (по карте СССР 1 : 2 500 000, 1967).

Вдоль морских побережий по низинам, открытым в сторону моря, распространены береговые террасы высотой до 50 м, нередко далеко заходящие в глубь континента. Среди них есть настоящие морские террасы, но исследованы они недостаточно полно, так что представления о их распространении, числе, условиях формирования варьируют довольно сильно (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Кулаков, 1959, 1960; Соколов, 1957, 1961; Троицкий, 1966, 1967$_1$, 1975$_2$; Лазуков, 1970, 1972; Полуостров Ямал, 1975).



Остановимся еще на некоторых особенностях рельефа сопредельных территорий, которые могли оказать существенное влияние на ход новейших геологических событий.

В горном обрамлении и возвышенностях за границами распространения морских фаций существует ряд сквозных проходов — открытых долин, которые могли быть использованы морскими водами или обеспечить иное направление магистрального речного стока. Современное положение дна этих «сухих проливов» значительно ниже максимальных отметок, до которых доходят озерные, речные и морские слои: Собский проход на Полярном Урале — 126 м (Гудина, 1966), Урало-Пайхойская седловина и перевалы Южного Пай-Хоя — 150 м, Кас-Кетский проход из Енисейской впадины в бассейн среднего течения Оби — 116 м. Из обширных низин Сургутского Полесья, превращающихся во время оледенений (блокировавших низовья Оби и Енисея) в огромные подпрудные озера, принимавшие также воды всей Внутренней Азии, единственная сухая Тургайская долина (126 м) ведет на юг, ко впадинам Арало-Каспийской области (Каплянская, Тарноградский, 1960; Заррина, Краснов, 1961; Волков, Волкова, 1964, 1965, 1975; Архипов и др., 1971). Система стока обеспечивалась чередой сухих русел и проливов, идущих вслед за Тургайской долиной: Узбоем, Кума-Манычским «проливом» (28 м), Босфором (—37 м) и Дарданеллами (—57 м). Такое изменение стока могло резко менять всю седиментационную обстановку на севере Сибири.

За береговой линией, ограничивающей наземную часть сибирских равнин, простираются обширные подводные равнины карского и восточносибирского шельфа с глубинами 50—100 м. Если опустить на 120—150 м уровень моря, то его берега отодвинутся до края материковой отмели, на 700—950 км, исчезнут все проливы между островами и сушей. Западно-Сибирская равнина увеличится на 520 000 км$^2$ и протянется до 82° с. ш. между двумя глубокими заливами на месте желобов Воронина и Святой Анны. Между горами Новой Земли и Южно-Карской равниной, на месте Новоземельской впадины возникает грандиозное озеро, размерами и формой подобное Байкалу, с глубинами 150—270 м. За Северо-земельско-Таймырскими горами откроются огромные (2,8 млн. км$^2$) пространства равнинной суши, уходящей на восток вплоть до низменностей Северной Аляски, подножий Алеутского и Корякского хребтов. Она соединит между собой все прибрежные равнины Восточной Сибири, Чукотки и Аляски, и лишь отдельные горные группы и возвышенности на месте современных островов будут подниматься над ее гигантскими просторами.

Таковы в самом общем виде основные черты устройства поверхности (и кровли плейстоцена) в границах сибирского поля морского плейстоцена и на сопредельных территориях.

## Подошва

Подошву плейстоценовых накоплений сибирских равнин редко удается наблюдать непосредственно в обнажениях; обычно она лежит на десятки и даже сотни метров ниже уровня рек. Большая часть сведений о ее положении получена при бурении скважин. Последние распределяются чрезвычайно неравномерно (рис. 4); огромные площади, особенно на Ямале, Гыданском полуострове, в междуречье Оби и Енисея, в Таймырской низменности остаются в этом отношении белыми пятнами. Карты подошвы плейстоцена в изогипсах составлены для небольших детально разбуренных участков в окрестностях Усть-Енисейского порта (Сакс, 1951$_1$) и Северном Зауралье (Захаров, 1965$_2$). Обзорные мелкомасштабные карты есть для Обского Севера (Кузин и др., 1963)



Центральная научная
БИБЛИОТЕКА

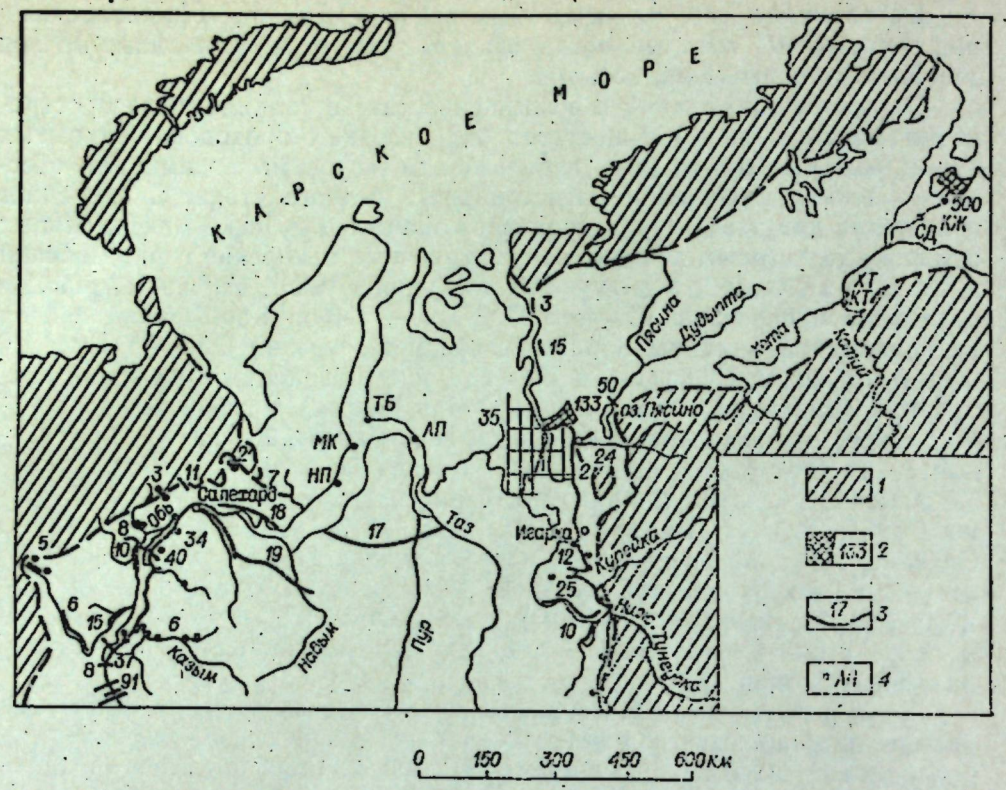



*Рис. 4.* Схема расположения основных буровых профилей и площадей.

*1* — горные области и равнины за пределами Сибири; *2* — буровые площади и число скважин; *3* — буровые профили и число скважин; *4* — отдельные скважины: ТБ — м. Трехбугорный, АП — Анте-Паюта, МК — м. Каменный, НП — Новый Порт, КТ — устье р. Котуя, ХТ — Хатанга, СД — Сындаско, КЖ — о. Кожевникова.

и для бассейна низовьев Енисея (Суздальский, 1965). Для области, лежащей восточнее Енисея, данные единичны.

В рельефе подошвы плейстоцена (иногда ошибочно именуемой «дочетвертичным рельефом») намечаются три основных элемента: общий уровень, депрессии и возвышения.

Глубже всего — до 320 м ниже уровня моря — подошва плейстоцена опускается на Енисее у станка Лебедь (около 62° с. ш.; Архипов, Матвеева, $1964_{1,2}$) и г. Дудинки, а также возможно, в низовьях р. Котуй, в восточной части Таймырской низменности (—334 м?). В бассейне Оби, под долинами рек Ляпин и Казым, она опускается до —300—310 м. Эти «рекордные» отметки приурочены к самым низким частям более обширных депрессий, очертания и конфигурация которых еще не всегда достаточно оконтурены.

Наиболее ясно намечается грандиозное долинообразное понижение, прослеженное до 150—220 м ниже уровня моря под бассейном Нижней Оби, севернее с. Перегребного (рис. 5). От него ответвляются депрессии, уходящие в бассейны рек Ляпин и Казым. По имеющимся данным (Нестеров, 1960; Волков и др., 1969; Архипов и др., 1976) можно полагать, что главная долина идет над левобережьем Оби и к юго-востоку от с. Перегребного. Открывающиеся в нее глубокие эрозионные рытвины, врезанные в палеогеновые породы до отметок — 70—90 м, вскрыты скв. 30—35-кп между пос. Нижние Карымкары и Урманным. На этом участке северо-восточный борт депрессии образован выходами палеогена вдоль склона Белогорского материка. Насколько низко расположено ее дно, можно судить хотя бы по тому, что даже в 200 км южнее г. Ханты-Мансийска, скважина у пос. Уват вскрыла подошву плейстоцена на 32 м ниже уровня океана.



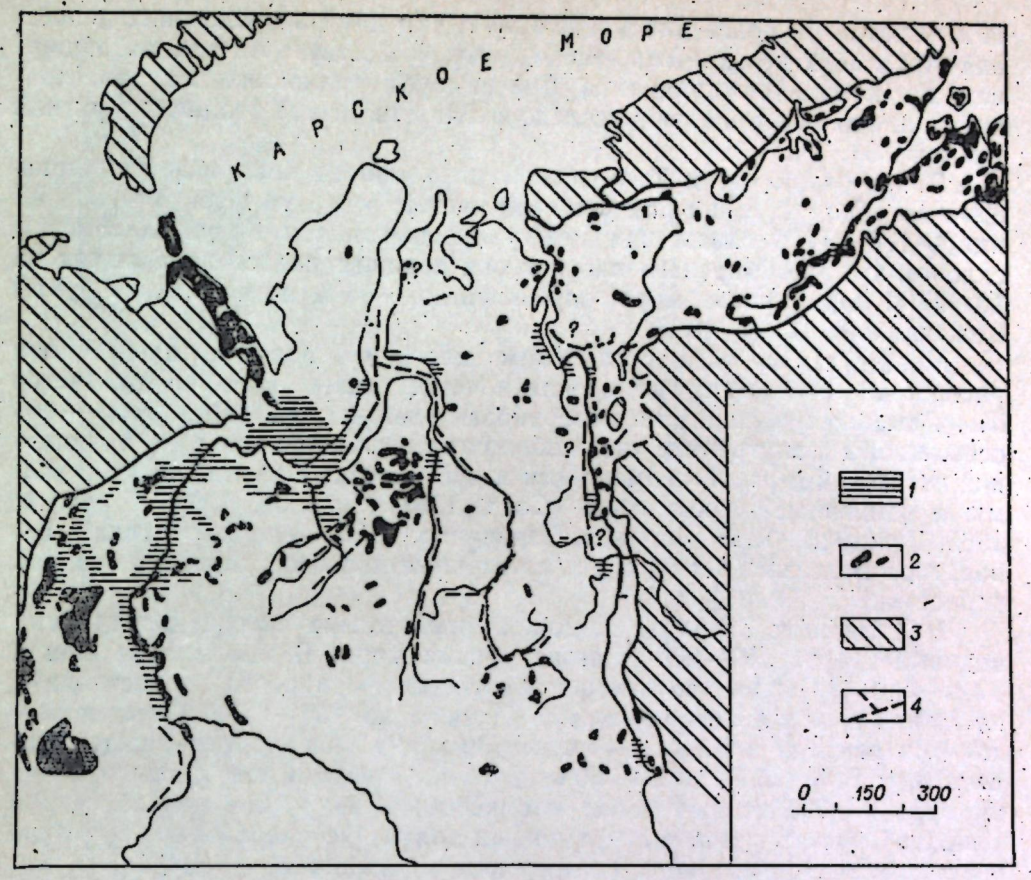



*Рис. 5.* Схематическая карта основных элементов рельефа подошвы плейстоцена:

*1* — депрессии и долины с отметками ниже 150 м; *2* — возвышенности (выходы доплейстоценовых пород); *3* — территории за границами сибирских равнин; *4* — предполагаемое положение погребенных долин (положение палеодолины Енисея нанесено по материалам Института геологии Арктики).

Северное продолжение Обской долинообразной депрессии не прослежено, но возможно, что через районы Питлярского сора и среднего течения р. Полуй она соединяется с обширной впадиной, расположенной под Южным Ямалом (отметки от 180 до —260 м), низовьями рек Ярудей и Надым. Северные границы этой второй впадины неизвестны, ее возможные ответвления намечаются в сторону Обской, Тазовской губ и бассейна р. Пур, где подошва плейстоцена лежит на отметках —202 м (м. Трехбугорный), —200 м (пос. Самбург), —153 (пос. Анта-Паюта), —120 м (пос. Тазовское).

В бассейне Енисея известно три участка с весьма глубоким залеганием подошвы плейстоцена: низовья р. Пелятки (скв. 1;9—200 м), окрестности г. Дудинки (от —196 м до —320 м) и Енисейская впадина под левобережьем реки между устьями рек Подкаменной и Нижней Тунгусок. В пределах последней кровля дочетвертичных пород встречена на глубине —320 м у с. Лебедь, а под долиной р. Турухан на отметках —240 м (скв. 9, с. Фарково), —186 м (скв. 28, устье р. Маковской) и —180 м (скв. 24, при впадении р. Вымской). Эти отметки значительно ниже уровня дна погребенного каньона под окрестностями пос. Малой Хеты (скв. 47, —151 м; скв. 54, —134 м) и понижения под бассейном р. Сухой Дудинки (скв. 109, —120 м), которое В. Н. Сакс (1953) считал древней долиной Енисея. Между этими участками и далее к северу, западу и югу, подошва плейстоцена лежит значительно выше. На Малохетской разведочной площади она расположена, в среднем, на глубине 60 м, между Енисеем и истоками р. Мессо —

70 м. Составить более или менее ясную картину распределения депрессий ложа пока не удается; неясно даже, существует ли единая обширная магистральная прадолина Енисея субмеридионального простирания, как это предполагают исследователи Института геологии Арктики (см. рис. 5).

В восточной части Таймырской низменности пока известна лишь одна глубокая впадина под устьевой частью р. Котуй (скв. 3, —334 м? или —170 м). В скважинах между низовьями рек Котуй, Хатанга и склоном Среднесибирского плоскогорья подошва плейстоцена лежит на 10—25 м ниже уровня моря, опускаясь до —85 м на побережье бухты Кожевникова (Сакс, 1953).

Между депрессиями с глубоким залеганием подошвы плейстоцена расположены участки, где кровля дочетвертичных пород поднимается очень высоко и выходит на поверхность (см. рис. 5). Чаще всего — это осевые зоны и внутренние части обширных возвышенностей, но в восточной части Таймырской низменности известны также изолированные холмы и одиночные низкие горы (Сакс, 1953; Соколов, 1960; Стрелков, 1965; Троицкий, 1966; Воронов, Черепанов, 1953) — сопки Чагадай, Белая, гора Балахня (414 м) и др., сложенные палеозойскими и меловыми породами.

В Северном Зауралье подошва плейстоцена под водоразделами поднимается до 150—200 м выше уровня моря. В междуречье Оби и Таза — до 75—100 м, во внутренних частях Гыданского полуострова — до 120—160 м, на левобережье р. Пясины до 150—220 м, между верховьями рек Таз и Енисей — выше 100 м, на водоразделе между Енисеем и р. Б. Хетой — до 50—60 м. В то же время в некоторых районах выходы дочетвертичных пород наблюдаются на уровне речной сети и в нижних частях склонов современных долин. Особенно обширны такие участки в восточной части Таймырской низменности, в бассейне р. Хатанги, и по правобережью Енисея между устьями рек Хантайки и Сухой Тунгуски. Это свидетельствует о значительных отклонениях рельефа подошвы плейстоцена от плана рельефа современного.

Имеющиеся данные позволяют восстановить отдельные крупные детали рельефа подошвы плейстоцена в области распространения морских фаций и наметить общий его облик. Если мысленно удалить толщу четвертичных отложений, откроется обширная равнина с поднимающимися над нею на 100—150 м возвышенностями и прорезающими ее на 130—250 м глубокими долинами. Колебания отметок в ее пределах достигают 540 м; главный уровень лежит на 40—80 м ниже уровня моря. По ее западной окраине вырисовывается грандиозная глубокая долина пра-Оби, принимающая крупные прадолины притоков. Менее ясно намечаются понижения на месте долин рек Надым, Пур и Таз. Далее к востоку заметны отдельные части глубоких депрессий и вершины возвышенностей, но общая картина становится неясной.

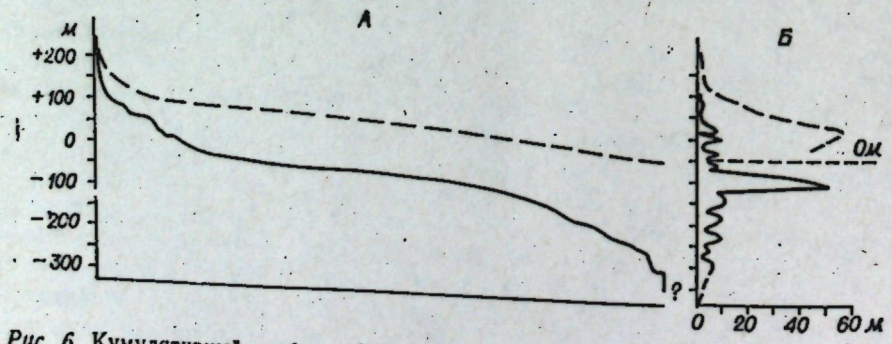



*Рис. 6.* Кумулятивный график (*А*) и кривые распределения (*Б*) абсолютных отметок подошвы и кровли плейстоцена в области распространения морских отложений.



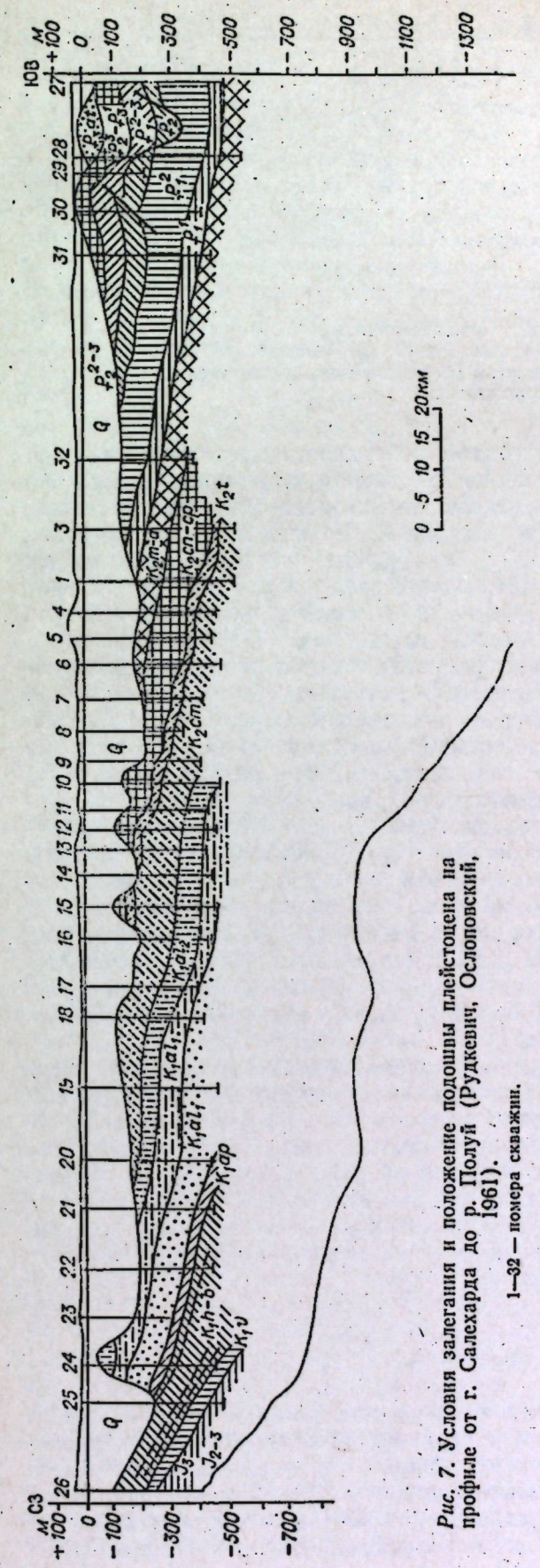



*Рис. 7.* Условия залегания и положение подошвы плейстоцена на профиле от г. Салехарда до р. Полуй (Рудкевич, Ослоповский, 1961).
1—32 — номера скважин.

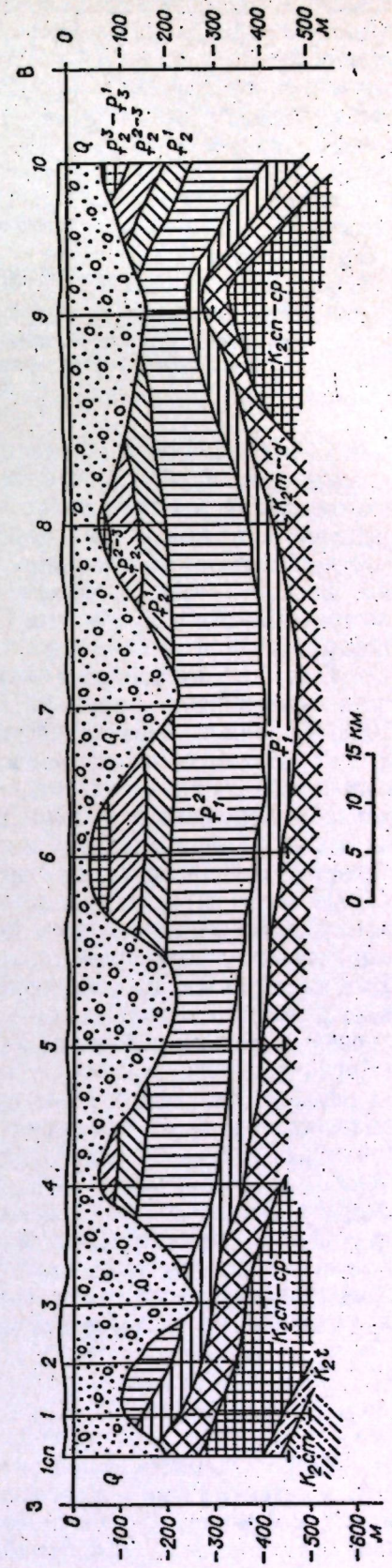



*Рис. 8.* Условия залегания и положение подошвы плейстоцена. Профиль Танопча — Надым (Рудкевич, Ослоповский, 1961).
1—10 — номера скважин.

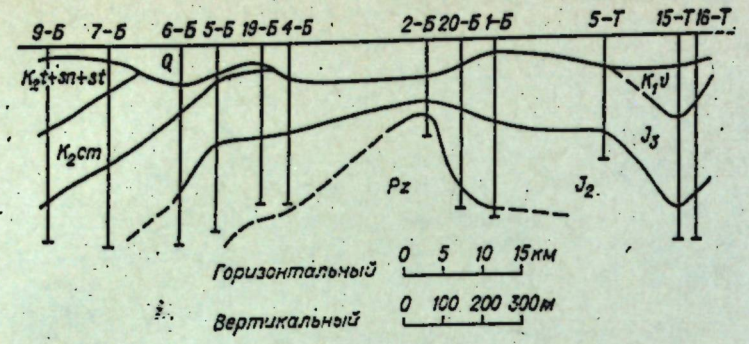



*Рис. 9.* Условия залегания и положение подошвы плейстоцена по профилю вдоль р. Нижней Баихи (по В. Д. Накорякову, 1961). Возраст пород указан индексами. По верхней линии указаны номера скважин.

Схематическое изображение этой поверхности дает кумулятивный график (рис. 6, *А*), построенный по 354 точкам, в которых определено гипсометрическое положение подошвы плейстоцена (большая часть определений получена для севера Западной Сибири и самой западной части Таймырской низменности). На графике отчетливо выделяются основные элементы рельефа погребенной равнины: главный уровень, возвышенности и депрессии. Среднее положение подошвы плейстоцена по моде кривой распределения равно —60 м.

Подошву плейстоцена обычно рассматривают в целом как эрозионно-денудационную равнину (Сакс, 1953; Лазуков, 1962; Кузин и др., 1963; Стрелков, 1965). Действительно, ее основные особенности — резкие колебания отметок на малых расстояниях, линейное расположение депрессий, характер их соединения между собой, закономерное увеличение максимальных глубин в одном направлении и характер соотношения с дочетвертичными породами (рис. 7—9) — убедительно свидетельствуют о преобладании эрозионных черт в ее облике. С. А. Архипов (1971) высказал предположение о возможном экзарационном происхождении депрессий, считая некоторые из них ложбинами ледникового выпахивания, возникшими во время раннеплейстоценового оледенения. Возникло также представление о их тектонической природе. Неотектонисты считают основные неровности подошвы плейстоцена «морфоструктурами»: возвышенности — валами и сводами, депрессии — прогибами (Карта новейшей тектоники Западной Сибири, 1967).

Автор, полагая, что ветвящиеся долинообразные понижения, изображенные на карте новейшей тектоники, не могут иметь тектонической природы, допускает определенную роль тектоники в распределении основных денудационных неровностей подошвы плейстоцена и, оставляя открытым вопрос о роли движений земной коры в создании их амплитуд (Троицкий, 1966), считает, что более или менее строгое решение вопроса будет возможным только после разработки детальной стратиграфии плейстоцена, выявления надежных маркирующих горизонтов и прослеживания их деформаций.

## Мощность

Мощность плейстоцена в границах распространения морских фаций исчисляется многими десятками и первыми сотнями метров. Распределение мощностей сильнее отражает неровности подошвы плейстоцена, нежели его кровли. Максимальные мощности (200—352 м) приурочены обычно к депрессиям подошвы и древним погребенным долинам: 352 м (?) под устьем р. Котуй, до 342 м в Енисейской впадине, более 350 м



у г. Дудинки, 310 м под долиной р. Казым, 310—280 м на Южном Ямале. В местах, где значительно поднимается подошва, на вершинах возвышенностей, сложенных палеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми породами, мощность плейстоцена исчисляется долями метра или немногими метрами. Так, на Джангодской возвышенности (междуречье р. Пясины и ее левого притока р. Агапы), по наблюдениям В. С. Ломаченкова, россыпи валунов и высыпки песков с морскими раковинами еле прикрывают верхнемеловые пески и алевриты. Простирание дислоцированных пластов меловых пород просвечивает сквозь этот тонкий плащ и прослеживается на аэрофотоснимках на площади более 500 км². Сходная картина наблюдается в восточной части Таймырской низменности, на сопке Белой, (Воронов, Черепанов, 1953), где обнажены девонские породы, на сопке Чагадай в бассейне р. Дудыпты, в центральной и северо-восточной частях Гыданского полуострова (возвышенности Оленьи Рога, Дорофеевская) и на Тазовском полуострове (Ю. Андреев, 1960; Троицкий, $1975_2$).

Существуют, однако, весьма показательные исключения. Мощность плейстоцена оказывается исключительно большой и под некоторыми возвышенностями. Скважины, заложенные на Мужинском Урале на отметках 210 м (3-кп) и 170 (4-кп) вскрыли плейстоценовые отложения мощностью 310 и 340 м соответственно. На водораздельной возвышенности между р. Б. Хетой и бассейном р. Мессо, скв. 6-м (альтитуда устья 174 м) прошла 171 м по плейстоценовым породам. На возвышенностях левобережья Енисея, недалеко от Полярного круга, скв. 3 Ермаковской площади, начатая с отметки 80 м, не вышла из плейстоцена в интервале 180 м. Все эти скважины пройдены в зонах распространения краевых ледниковых форм, где возможны резкие увеличения мощности за счет напорных образований и абляционных морен.

Несмотря на большое число пробуренных скважин, подробная картина распределения мощностей остается далеко неясной, явно недостаточной для составления обзорных карт. Предпринимаемые попытки строить мелкомасштабные карты «изопахит» плейстоценовых отложений и использовать анализ мощностей, как показатель тектонических движений, лишены серьезной теоретической и методической основы. Гораздо реальнее ориентировочные подсчеты средней мощности плейстоцена для отдельных участков и районов. Проведенные автором расчеты показали, что в Северном Зауралье, по материалам Ю. Ф. Захарова ($1965_2$), она составляет 85 м, в районе Усть-Енисейского порта — 100 м, около устья Енисея — 80—100 м.

Автор предпринял попытку определить несколькими способами примерную среднюю мощность отложений в границах сибирского поля морского плейстоцена.

Прежде всего, использован совмещенный график кумулятивной кривой отметок подошвы плейстоцена и гипсографической кривой рельефа (кровли), построенной в том же горизонтальном масштабе (см. рис. 6). Ограниченная ими площадь была подсчитана палеткой и разделена на длину соответствующего отрезка оси абсцисс. Вычисленная таким путем средняя мощность оказалась равной 130 м. Поскольку график предусматривает параллельный ход изменения отметок подошвы и кровли, т. е. совпадение низин рельефа с депрессиями подошвы, следовало проверить и другой крайний случай — совпадение максимальных отметок рельефа с минимальными подошвы. Для этого был построен зеркально-обратный кумулятивный график отметок подошвы, совмещенный с гипсографической кривой прежнего направления, и, по заключенной между ними площади, определена средняя мощность. Она оказалась также равной 130 м. Очень близкой получилась средняя мощность как разность между модами кривых распределения отметок подошвы (—60) и кровли (+65) — 125 м. Наконец, почти ту же циф-

ру — 124 м дало вычисление среднего арифметического по замерам мощности в 215 буровых скважинах.

Полученная величина средней мощности плейстоцена (125—130 м) может быть отнесена только к северной половине Западно-Сибирской равнины и западной части Северо-Сибирской низменности, откуда получена основная масса исходных данных. В восточной части Северо-Сибирской низменности она может быть несколько меньшей, а на Югорском полуострове, с его высоким скальным цоколем, сокращается до первых десятков метров (Стрелков и др., 1959).

Если принять среднюю мощность плейстоцена на всей площади распространения морских фаций равной 100 м, то его объем составит около 100 тыс. км$^3$, а масса (при среднем объемном весе 1,8 т/м$^3$) — $1{,}8 \cdot 10^{14}$ т, т. е. 180 триллионов тонн.

## Основные генетические типы отложений и некоторые вопросы их диагностики

В границах поля морского плейстоцена распространены не только морские, но и разнообразные континентальные отложения.

Среди них установлены отложения нескольких генетических рядов (по Шанцеру 1966, 1968). Это отложения ледникового ряда (группы собственно ледниковых и водно-ледниковых отложений), водного ряда (речная, дельтовая, озерная группы). Широко распространены, но не образуют крупных тел образования склонового ряда и зачаточные типы элювия (плейстоценовые почвы почти неизвестны). Редки накопления эолового (как пески, так и лёссы и лессовидные породы) и органического ряда (группа торфяников).

Распространение отложений основных рядов, групп, подгрупп и генетических типов по площади и на глубину современного эрозионного среза приведено на сводных и обзорных Картах четвертичных отложений Западной Сибири (1958, 1965), Советской Арктики (Стрелков и др., 1959), Арктики и Субарктики (1965) с некоторыми вариациями, зависящими от историко-геологических концепций, принятых составителями.

Точная фациально-генетическая диагностика отложений, важная при любых стратиграфических исследованиях, приобретает особое значение для плейстоцена, так как чередование в разрезах накоплений ледникового и иных «неледниковых» рядов в областях плейстоценовых оледенений образует основу первичного разделения разрезов, составления местных стратиграфических схем, их региональной генерализации и межрегионального сопоставления. Иначе говоря, установление генетической принадлежности отложений уже определяет «разрешенные» или «запрещенные» для них стратиграфические интервалы.

Обычно фациально-генетическая диагностика четвертичных пород не вызывает особых затруднений: ее методика разработана весьма полно, вплоть до определения генетических типов и фаций (Наливкин, 1956; Рухин, 1961; Шанцер, 1966, 1968$_2$; Методическое руководство..., 1954, 1955; и др.). Однако в местных условиях возникали определенные трудности в определении местных маловалунных морен с ассимилированными из подстилающих толщ остатками морских ископаемых, ледниково-морских и ледово-морских глинисто-алевролитовых отложений. Недостаточное внимание, уделявшееся точной диагностике этих групп, привело к формированию представлений о единой безликой «серой толще», «северном плейстоцене», сложенным недифференцированной массой алевритово-глинистых накоплений, то слоистых, то неслоистых, слабо сортированных, содержащих мегакласты, иногда — остатки фораминифер и моллюсков, либо о беспорядочном сочетании подобных



пород с осадками водного происхождения. Таким «комплексам» приписывалось, в зависимости от взглядов исследователя, ледниково-морское или ледово-морское происхождение (Лазуков, 1957, 1960, 1970, 1972; Лазуков, Рейнин, 1961; Гольберт и др., 1965; Загорская и др., 1965; Кузин, Чочиа, 1965; Гудина, 1966; Зайонц, Крапивнер, 1967; Зубаков, 1968$_1$; Слободин, Суздальский, 1969; Сухорукова, 1971$_1$, 1975).

Только в последние годы, с учетом результатов специальных петрографических, литологических, палеонтологических, тафономических и геологических исследований подобных пород (Гольберт и др., 1971, 1973, 1974; Гудина, 1969, 1976; Гуртовая, 1971$_{1-3}$, 1975; Сухорукова, 1974; Троицкий, 1969, 1975$_2$; Троицкий, Шумилова, 1974; Шумилова, 1971$_{1,2}$, 1972, 1973$_{1,2}$, 1974; Шумилова, Бузулуцков, 1971; Шумилова, Троицкий, 1974) и итогов изучения морен, формирующихся на рыхлом субстрате, ледниково-морских и ледово-морских отложений (Кроуэлл, 1968; Куликов, 1961; Лисицын, 1966; Лаврушин, 1969, 1973, 1976; Хейзен, Холлистер, 1968; Шанцер, 1966, 1968$_{1,2}$; Easterbrook, 1964; Hansen, 1965), удалось в значительной мере преодолеть путаницу в определении различных генетических типов. Итоги этой работы приведены в специальном исследовании, посвященном современному антигляциализму (Троицкий, 1975$_2$).

Несмотря на существенный прогресс, некоторые вопросы остаются нерешенными, не исключаются отдельные ошибки в фациальных диагнозах пород (особенно по керну скважин, когда информация весьма ограничена).

Главным из нерешенных вопросов является проблема разделения автохтонных и аллохтонных микрофоссилий (фораминифер, остракод, диатомовых, пыльцы и спор). Учет степени их фоссилизации, сохранности, количества, биоценотической, экологической или геохронологической совместимости (Баркова, 1961; Архипов и др., 1968; Гольберт и др., 1971; Троицкий, 1969, 1975$_2$; Гудина, 1976) далеко не всегда дает достаточно уверенное решение. Особенно трудно выявить результаты «мягкого» (не оставляющего морфологических следов) переотложения остатков из одних плейстоценовых слоев в другие. В подобных случаях при фациальной диагностике нередко приходится отдавать предпочтение «грубой реальности» — макроостаткам организмов, особенностям самих пород (текстуре, структуре, включениям, новообразованиям), а также слагаемых ими геологических тел (форме, контактам, соотношениям со смежными телами).

В перспективе возможно совершенствование методики выявления автохтонных компонентов путем раздельного анализа ископаемых из пород и включений, внедрению «абсолютных» методов количественного учета, применению окрашивания, выявляющего микродефекты, а также автофлуоресценции (Gijzel, 1961; Gijzel e. a, 1967) — для спор и пыльцы. Однако указанные методы, кроме количественного учета фораминифер и раковин моллюсков, пока не получили широкого распространения и практически не использовались.

В перечне генетических типов, приведенном в начале раздела, отсутствуют «озерно-аллювиальные» отложения, постоянно фигурирующие на сводных и обзорных картах четвертичных отложений Сибирского Севера и описанные в ряде публикаций (Стрелков и др., 1959; В. Соколов, 1960; Троицкий, 1966; Лазуков, 1970; и др.).

Автор полагает, что это генетическое объединение пора исключить из обихода, так как за ним не кроется ничего, кроме признания принадлежности к аквальному ряду, и особого генетического типа, помещаемого под этим названием в легенды карт, не существует в природе. Судя по описаниям, в него включали мелководные фации приледниковых бассейнов, а также аллювиальные пачки, погребенные под ними или вложенные в них, но не выраженные в рельефе в виде террас. Час-

тично в эту же группу попадали накопления береговых, в том числе и морских, позднеледниковых террас (Кулаков, 1959, 1960; Гуртовая, Троицкий, 1968; Троицкий, 1975$_2$; Полуостров Ямал, 1975).

После обзора спорных вопросов, вернемся к общей фациальной характеристике местных морских отложений. Прежде всего, среди них нет ни глубоководных накоплений, ни отложений континентальных склонов. По особенностям состава и условий захоронения остатков моллюсков, составу фораминифер и текстурно-структурным признаком все они образовались в пределах шельфов (Сакс, 1951$_{1,2}$, 1953; Троицкий, 1964, 1966, 1969, 1971$_1$; Суздальский, 1966$_{1,2}$, 1969; Гудина, 1966, 1969; Гудина, Нуждина, Троицкий, 1968) и могут быть отнесены к классу эпиконтинентальных (платформенных) морских формаций (по Безрукову, Мурдмаа, 1971).

Единая классификация отложений морей и океанов еще не создана. Определенным приближением к ней являются классификация океанических формаций (Безруков, Мурдмаа, 1971) и общая классификация Д. В. Наливкина (1956), особенно подробно разработанная для «литоральных» (=шельфовых) отложений. Специальное исследование и описание морских фаций плейстоцена Усть-Енисейской впадины (т. е. северо-востока Западной Сибири и западной части Таймырской низменности) выполнено О. В. Суздальским (1966$_1$). Его классификационная схема построена на основах, предложенных Д. В. Наливкиным, разработана весьма обстоятельно и с некоторыми изменениями используется автором. Детальность схемы выгодно отличает ее от весьма приближенной четырехчленной группировки фаций, предложенной И. Д. Даниловым (1971) для морского плейстоцена севера Евразии.

Автор полагает, что классификация морских отложений, в частности шельфовых, может строиться на тех же принципах разделения по ведущему агенту (определяющему механизм переноса и аккумуляции, а не только тип среды отложения), что и система выделения генетических типов и их объединений, предложенная Е. В. Шанцером (1968$_2$) для континентальных накоплений. Это позволяет сохранить единую основу разделения и использовать достоинства классификации, в которой элементарная формационная единица — генетический тип — занимает центральное положение в системе иерархии: ниже нее идут фации, а выше — формационные объединения (подгруппа, группа, ряд).

Все морские отложения шельфов могут быть объединены в морской шельфовый парагенетический ряд, соответствующий по рангу «нимии» Д. В. Наливкина (1956) или «формации» О. В. Суздальского (1969).

Классификация отложений морского шельфового ряда применительно к плейстоцену Северной Сибири приведена в табл. 2. В ее основу положен перечень «групп» и «комплексов» фаций, предложенной О. В. Суздальским, использована частично и его иерархическая система, однако группировка таксонов выполнена в соответствии с основными идеями схемы Е. В. Шанцера (1966), и названия групп даны в его номенклатуре. При этом «группа фаций» приравнена к «генетическому типу», «комплекс» — к «подгруппе» или «группе». Понятие «субфация» исключено как излишнее, противоречащее основному признаку фации — ее однородности. Изъят также термин «фации» как номенклатурно неудачное использование формы множественного числа для обозначения таксона более высокого ранга.

В сложении морского плейстоцена Северной Сибири основная роль принадлежит отложениям открытой средней сублиторали, нижней сублиторали и мелководным донным накоплениям. Заметное, хотя и не ведущее положение, занимают ледниково-морские отложения невсплывших ледников. Наибольшее разнообразие генетических типов и фаций наблюдается среди группы волнового и сопутствующего накопления (прибрежной), но мощность их относительно невелика.



Таблица 2

Генетическая классификация морских терригенных отложений применительно к морскому плейстоцену Северной Сибири

| Парагенетический ряд | Группа, | подгруппа | Генетический тип |
|---|---|---|---|
| Морской | А. Волнового и сопутствующего накопления | а. Литоральные отложения | Отложения активного пляжа |
| | | | » бенча |
| | | | » береговых валов, кос, пересыпей |
| | | б. Мелководные » | Отложения подводных валов |
| | | | » зоны придонных волнений |
| | | в. Лагунные » | Отложения лагун |
| | | г. Дельтовые » | » береговых озер |
| Шельфовый | Б. Гидродинамического перераспределения | | Отложения открытой средней сублиторали |
| | | | » донных течений |
| | | | » авандельт |
| | В. Неволнового накопления | | Отложения нижней сублиторали |
| | Г. Ледниково-морская | а. Отложения невсплывших ледников | Морская абляционная морена |
| | | | Ленточновидные глины и пески |
| | | б. Отложения шельфовых ледников и айсбергов | Абляционная морена шельфовых ледников |
| | | | Айсберговые морские отложения |

## Пределы распространения морских слоев по высоте и глубине залегания

В начале главы указаны границы географического распространения морского плейстоцена. Не меньший интерес для его общей характеристики представляют и абсолютные отметки, на которых встречаются морские отложения. В первом приближении их можно определить, придерживаясь того же принципа, т. е. проследив характер «вертикального» распределения остатков морских организмов. На рис. 10 приведен кумулятивный график (А; Б, 1), отражающий распределение абсолютных отметок местонахождений раковин морских моллюсков. График помещен между кумулятивными кривыми отметок подошвы и кровли плейстоцена (А; Б, 2), изображенными в том же масштабе. Он построен по 1033 отметкам местонахождений, разбитым на 39 классов с интервалом в 10 м. Мода и медиана, взятые по кривой распределения (Б, 1), составляют +25 м; верхний предел +220 м, нижний — 168 м; амплитуда 338 м. Несмотря на наглядность общей картины распределения, график достаточно информативен только в своей верхней части, лежащей выше нулевой отметки (984 точки, или 95,3%) и гораздо менее — в нижней (49 точек, или 4,7%), вследствие малочисленности находок раковин моллюсков в керне буровых скважин.

Судя по концентрации местонахождений между отметками 0 и +60 м (81%), основная часть морских слоев, лежащих выше уровня моря, приурочена к этому интервалу. Выше +100 м они встречаются редко. Разрыв между линией рельефа (кровли) и графиком высот местонахождений указывает на преобладание континентальных фаций в верхней части разреза.

Ввиду малого числа данных для нижней части графика, он дополнен полем вертикального распространения фораминифер (см. рис. 10, А), определенным как площадь, заключенная между кумулятивными графиками максимальных и минимальных отметок местонахождений (по В. И. Гудиной, 1966, 1969; Загорской и др., 1965; и другим источникам). Расположение поля находок фораминифер наглядно показывает значительное участие морских фаций в отложениях, лежащих ниже уровня моря, а разрыв между нижней границей поля и графиком подошвы плейстоцена — малочисленность находок фораминифер оказались равными +140 и —240 м, что позволяет увеличить интервал, в котором встречены остатки морских организмов до 460 м (от+220 м по моллюскам до —240 м — по фораминиферам). Наиболее высокие местонахождения раковин моллюсков (220—215 м) указаны Ю. Н. Михалюком в западной части Таймырской низменности на водоразделе между реками Агапой и Пур. Самое глубокое положение слоев с фораминиферами отмечено В. И. Гудиной (1966) на Южном Ямале, в скв. 5 профиля р. Шучья — пос. Новый Порт (—240). В скв. АС-31 у г. Дудинки единичные фораминиферы найдены на отметках — 278 и —312 м (личное сообщение В. Д. Крюкова). Остатки моллюсков глубже всего (—168 м) найдены в скв. 3, под устьем р. Котуй, в восточной части Таймырской низменности (Сакс, 1953).

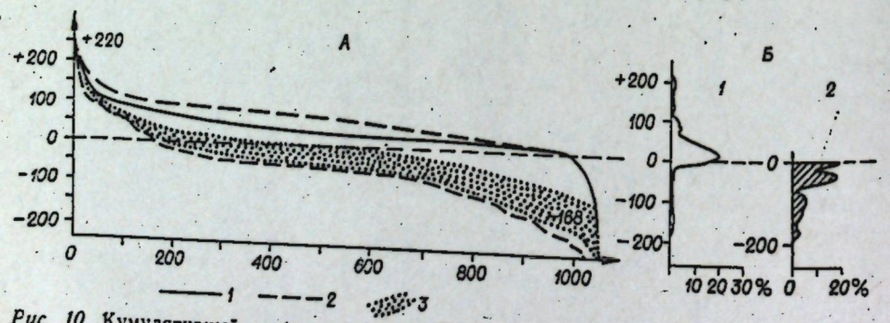



*Рис. 10.* Кумулятивный график (*А*) и кривые распределения (*Б*) абсолютных отметок местонахождений раковин плейстоценовых морских моллюсков.

Б: *1* — для всего интервала отметок, *2* — для отрицательных отметок. *1* — график отметок местонахождений моллюсков; *2* — графики кровли и подошвы плейстоцена; *3* — поле распространения раковин фораминифер.



В геологической литературе до сих пор встречаются сведения о находках слоев с плейстоценовыми морскими раковинами на высоте 300—350 м над ур. м. по восточному склону Пай-Хоя и до 375 м — по западному. Их источником являются данные исследователей 30-х годов (Косой, Нефедов, 1936; Иорданский, 1939), не располагавших хорошими картами и давших глазомерную оценку высоте местонахождений. На это обстоятельство указал еще в 1945 г. А. В. Хабаков, установивший, что в действительности морские отложения не поднимаются выше 140—180 м на восточном Пай-Хое и 200—220 м — на западном.

Местонахождения раковин плейстоценовых морских моллюсков на больших высотах как внутри равнин, так и на прилегающих горных склонах очень редки, труднодоступны, но чрезвычайно информативны (как явление необычное) и заслуживают специального изучения. В тех случаях, когда оно проводилось, удалось установить, что обломки раковин и единичные их створки находятся во вторичном залегании в моренах, продуктах их переотложения, либо геоморфологическая позиция местонахождений позволяет предполагать, что слои и блоки отложений с морскими раковинами могут входить в состав напорных морен (Гольберт и др., 1971; Троицкий, $1975_2$). К числу таких местонахождений, очевидно, относятся находки в южной части Ямала, на гряде Хой (см. прил., рис. 50, 94, 95), на водораздельных грядах Гыданского полуострова (см. прил., рис. 52, 105, 246), северо-восточной части Западной Сибири (см. прил., рис. 53, 11, 12, 147—149) и Таймырской низменности (см. прил., рис. 54, *157*, *268*, *271*, *273*, *276*, *277*; рис. 55). Вероятно также гляциоизостатическое поднятие некоторых высоких (140—220 м) местонахождений вблизи гор Быррапга, в бассейне Верхней Таймыры, у Среднесибирского плоскогорья, по левым притокам р. Пясины, и на Горном Таймыре (до 180—270 м, по Стрелкову и др., 1959).

Прямое, формальное (без анализа тафономии осадков и геологической позиции морских отложений) использование высот таких местонахождений может привести (и приводило неоднократно) к ложным выводам об уровнях трансгрессий, пределах их распространения, положению и деформации древних морских уровней.

## Формы залеганий и соотношений слоев

Первоначальное традиционное представление о горизонтальном или субгоризонтальном залегании плейстоценовых отложений оказалось справедливым лишь в большинстве случаев, но далеко не всегда. К настоящему времени установлены обширные зоны и целые участки шириной от сотен метров до 10—12 и даже 40 км (!), где нарушенное залегание плейстоценовых толщ видимой мощностью до 50—100 м являются скорее правилом, нежели исключением. Часто совместно дислоцированы плейстоценовые и подстилающие их меловые и палеогеновые породы. Дислокации распространены по всему полю морского плейстоцена — от Северного Зауралья до низовьев р. Хатанги и от Ямальского и Гыданского полуостровов до Белогорского материка на Оби и бассейна среднего течения Енисея (Сакс, 1951, 1953; Рудкевич, Волков, 1959; Андреев, 1960; Наливкин, 1960; Рудкевич, Ослоповский, 1961; Герман и др., 1963; Захаров, $1965_1$, 1968; Троицкий, 1966, $1975_2$; Гуртовая, Троицкий, 1968; Заводский, Зайонц, 1969; Троицкий, Шумилова, 1974; и др.).

Морфология нарушений весьма разнообразна: от спокойных пологих до изоклинальных, веерообразных и опрокинутых складок, от простых сбросов с амплитудами в десятки метров до сложных систем блоков и чешуйчатых надвигов, сопровождающихся зонами дробления, смятием, развальцеванием пластов, гофрировкой и кливажем. Все эти простые и сложные дислокации развиты в неконсолидированных песчано-глинистых отложениях и захватывают слабо консолидированные породы субстрата. На поверхности участки с нарушенным залеганием заметны по системам небольших параллельных гривок, эрозионных рытвин, а на аэрофотоснимках — по полосчатой структуре фототона (Троицкий, $1975_2$).

Глубина проникновения некоторых дислокаций, по данным Ю. Ф. Захарова ($1965_1$, —1968), достигает 300—400 м, глубже они быстро затухают, оказываются бескорневыми, «атектоническими». Действительно, совершенно невероятным было бы предположение о их тектоническом происхождении в таких спокойных в этом отношении областях, как мезокайнозойские геосинеклизы Северной Сибири. Единственной и единой реальной причиной их возникновения могут быть гляциодислокации, формирующиеся вследствие неравномерных статических и динамических нагрузок, развивающихся под мощными ледниковыми покровами и щитами (Сакс, 1951, 1953; Захаров, $1965_{1,2}$; Троицкий, 1966, $1975_2$). Об этом свидетельствует морфология нарушений, характерная для продольного сжатия, их локальность и обычная приуроченность дислокаций к зонам краевых ледниковых форм, залегание дислоцированных пород под ледниковыми наносами, а также отсутствие подобных явлений за границами покровных оледенений (Троицкий, $1975_2$).

При стратиграфических исследованиях участки со слишком сложными нарушениями исключаются из числа объектов, а с относительно простыми — успешно используются для составления разрезов после обычной структурной съемки. При средней высоте обнажений (30—50 м) по ним можно проследить последовательность отложений общей мощностью 80—100 м, включающую и те слои, которые обычно лежат ниже уровня рек и скрыты от наблюдателя (Шумилова, Троицкий, 1974).

Гораздо сложнее учесть деформации незначительной кривизны и отделить их от первичных (седиментационных) уклонов поверхностей наслоения. По сути дела, такой учет немыслим без детально разработанной стратиграфии, позволяющей проводить корреляцию разрезов с высокой точностью или, по крайней мере, обеспечивающей минимальное число надежных маркирующих горизонтов, сохраняющих индивидуальность на десятки и сотни километров. Такими «маркерами», как будет видно в дальнейшем, могут быть некоторые горизонты морских отложений или их части. Несомненно, что относительно молодые региональные деформации плейстоценовых пластов могут быть установлены также и геоморфологическими методами в том случае, когда их внешним ограничением являются уровенные поверхности (террасы, равнины). Однако корреляция террас может быть надежной только при достаточно полной изученности их геологического строения, опирающегося опять-таки на надежную стратиграфическую основу.

Облекание является обычной формой залегания плейстоценовых ледниковых отложений и весьма вероятной — морских. Возможность существования структур облекания весьма реальна, благодаря сильно расчлененной поверхности субстрата и наличию погребенных эрозионных поверхностей внутри плейстоценовой толщи. Ярким примером облекающего залегания морских отложений является слой современных и голоценовых илов на дне Карского моря. Этот явно синхронный пласт следует неровностям субстрата с амплитудами до нескольких сотен метров. Выявление структур облекания не менее, если не более, сложно, чем пологих структур тектонического происхождения и требует, по крайней мере, тех же предварительных условий.



Весьма распространенными соотношениями плейстоценовых слоев являются их прислонение друг к другу или к более древним породам, по поверхностям, образованным при денудационных перерывах, а также вложение молодых слоев в более древние при заполнении отрицательных денудационных форм. Выявление этих форм залегания в том случае (наиболее общем для наших районов), когда граничат две рыхлые песчано-глинистые толщи, близкие по литологическим признакам, представляет достаточно сложную задачу. Несогласия между ними могут быть скрытыми, однако практика показывает, что детальными наблюдениями на естественных разрезах они в большинстве случаев устанавливаются достаточно достоверно. Базальные слои над такими контактами нередко имеют ничтожную мощность (2—5 см), сложены мелкими песками, либо отмечены редкой цепочкой крупных песчаных, гравийных зерен, мелких галек, небольших окатышей глин и алевритов.

Встречаются базальные слои мощностью 1,5—2 м, целиком состоящие из мелких окатышей пород песчано-гравийной размерности, лежащие на размытой поверхности глин и переходящие вверх по разрезу в глины или глинистые алевриты. Установить такие поверхности прислонения нелегко и в обнажениях, а по керну крайне трудно, даже при сплошном его отборе и тщательном изучении. Только при формировании поверхностей размыва за счет разрушения отложений ледникового ряда над ними образуются хорошо различимые базальные грубообломочные слои — от гравийных песков до валунников (Троицкий, $1975_2$).

Расшифровка соотношений слоев и выяснение форм их залегания оправдывают затраченный на них труд, позволяют избежать существенных стратиграфических ошибок, вытекающих из ложных представлений о ходе накопления отложений. Наиболее часто встречающейся ошибкой такого рода является объединение рыхлых накоплений собственно скульптурно-аккумулятивных террас с рыхлыми породами, слагающими их цоколь. Даже при четкой геоморфологической выраженности молодых террас не всегда удается избежать этой ошибки. Вполне понятно, что выявление глубоко погребенных поверхностей прислонения и отделение накоплений погребенных древних террас от отложений, слагающих древние водоразделы, еще проблематичнее.

Определение форм залегания плейстоценовых слоев, их учет при составлении и корреляции разрезов являются совершенно необходимым элементом стратиграфических исследований. Это положение, совершенно ясное любому геологу-исследователю складчатых областей, приходится напоминать лишь постольку, поскольку его слишком часто упускают из виду стратиграфы и геологи-четвертичники, достаточно свободно привлекающие для своих построений гипотезу горизонтального залегания, представление о пологих новейших тектонических структурах или глубоких размывов, но забывающие подтвердить их прямыми и бесспорными геологическими данными.

## Источники сноса

История формирования терригенной плейстоценовой толщи сибирских равнин есть в значительной мере история разрушения пород, слагающих горное обрамление или образующих субстрат плейстоцена, история переноса и отложения минеральных масс, превращение их в осадки и новые породы. Существенные изменения в способах и масштабах разрушения пород в областях сноса, в способах и дальности перемещения обломков, имевшие место на протяжении плейстоцена, неизбежно находили свое отражение в литологических особенностях отложений. Прослеживание следов этих перемен нередко имеет существенное значение для стратиграфии плейстоцена.

Плейстоценовая терригенная толща, в состав которой входят морские слои, подстилается породами различного состава и возраста — от олигоцена до протерозоя. Она ложится на них с отчетливым стратиграфическим и различным по величине угловым несогласием (см. рис. 7—9). Во внутренних частях мезокайнозойских геосинеклиз угловое несогласие между плейстоценом и собранными в спокойные пологие складки палеогеновыми и меловыми породами не превышает нескольких градусов. На крыльях линейных структур (Малохетский и Дорофеевский валы) оно возрастает до 10—22°. Более резкие соотношения, вплоть до образования тектонических контактов, наблюдаются только в гляциодислокациях. В бортовых частях синеклиз, обращенных к Сибирской платформе, угловое несогласие увеличивается за счет более интенсивных дислокаций палеозойских и триасовых пород, а на границе с Урало-Пайхойской и Таймырской складчатыми зонами достигает наибольших значений. Соотношение площадей распространения пород различного возраста под плейстоценовыми осадками показано на рис. 11 и приведено в табл. 3.

Рыхлые или слабо связные меловые и палеогеновые глины, алевриты, пески, опоки, диатомиты с редкими пластами крепких алевролитов, песчаников подстилают плейстоцен на большей части площади (91,7%). Они легко разрушаются, почти не продуцируя грубых обломков, и дают начало минеральным массам, состоящим из мелких обломков пород, зерен глауконита, гранатов, амфиболов, эпидота, черных рудных минералов, а также остатков «кремневой органики»: диатомовых, радиолярий, спикул губок (Сакс, 1953; Сакс, Ронкина, 1957; Сакс и др.., 1963; Шумилова, 1963; Ронкина, 1965; Гольберт и др., 1965; Гудина, 1966; Каплянская, Тарноградский, 1974; Троицкий, 1975$_2$).

Роль этой внутренней питающей провинции в формировании плейстоценовой толщи была особенно велика в начальные этапы благодаря резкому и глубокому расчленению субстрата: в нижних горизонтах плейстоцена нередки слои, состоящие на 70—80% из окатышей и крошки опок и глины (Гольберт и др., 1965). Рыхлость минеральных масс могла обеспечить высокую скорость седиментации и быстрое заполнение депрессий древнего рельефа. Впоследствии, по мере экранирования субстрата осадками, она уменьшалась, но зоны и очаги разрушения палеогеновых и меловых пород сохранялись по периферии равнин и вблизи выступов рельефа (часть которых почти не перекрыта позднейшими накоплениями) доныне (см. рис. 11, врезка).

Скальные породы горного обрамления были источниками терригенного материала с самого начала формирования плейстоцена, а впоследствии стали основными его поставщиками.

Влияние Урало-Пайхойской области по разносу основных групп зерен тяжелых минералов — амфиболов и эпидота — неотличимо от влияния пород рыхлого субстрата равнин. Их совместное воздействие простирается на всю северо-западную часть Западной Сибири, вплоть до

Таблица 3

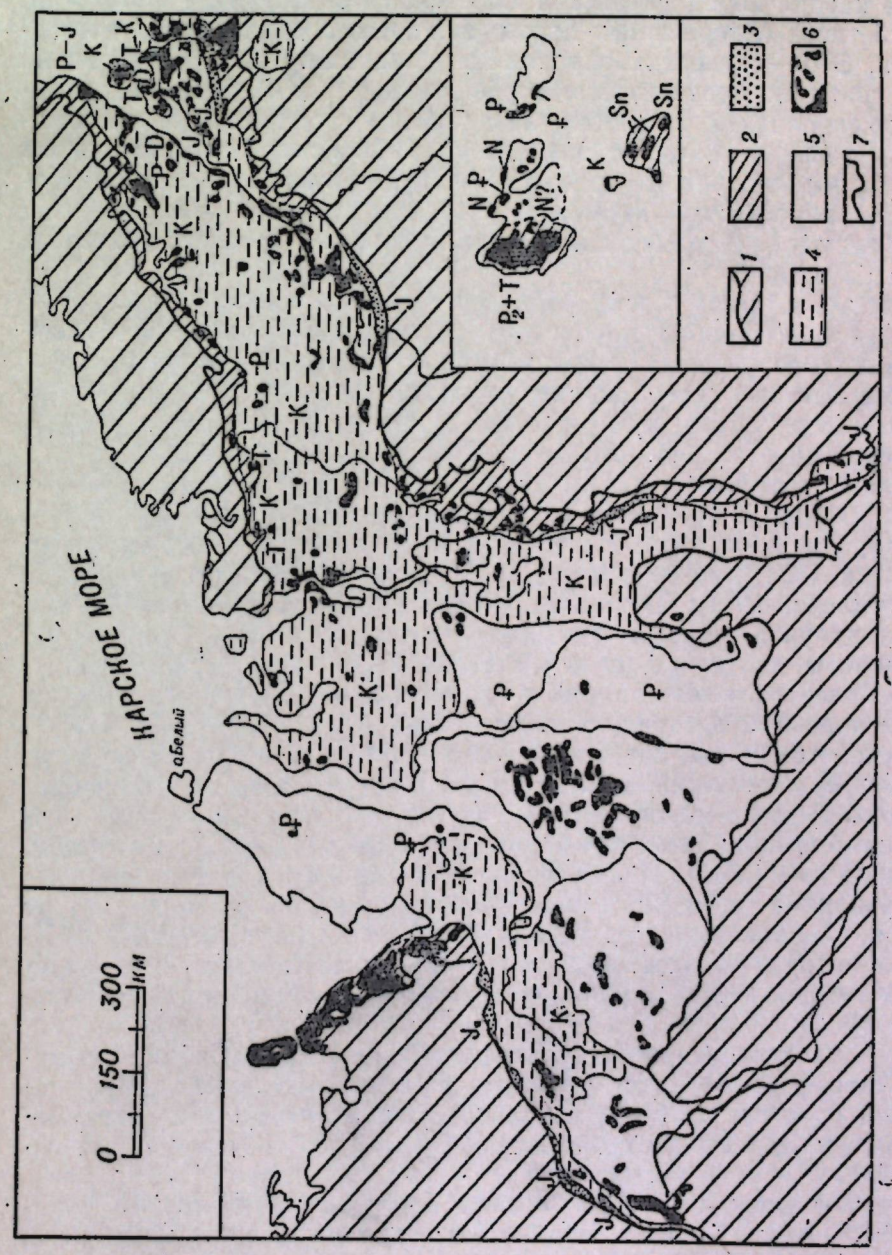
**Площадь распространения пород различного возраста под плейстоценовыми отложениями в границах сибирского поля морского плейстоцена**

| Возраст пород | Площадь | |
|---|---|---|
| | км² | % |
| Палеоген | 462 000 | 39,8 |
| Мел | 590 000 | 50,9 |
| Юра | 12 000 | 1,0 |
| Триас-протерозой | 96 000 | 8,3 |
| Всего . . . . | 1 160 000 | 100 |



*Рис. 11.* Схематическая геологическая карта сибирских равнин со снятым плейстоценовым покровом и размещением выходов доплейстоценовых пород.

*1* — горные области и территории за пределами сибирских равнин; *2* — территории с неглубоким залеганием скальных пород палеозойского и нижнетриасового возраста; *3—5* — поля распространения отложений различного возраста: *3* — юрского, *4* — мелового, *5* — палеогенового; *6* — выходы доплейстоценовых пород; *7* — граница распространения морского плейстоцена. На врезке дана схема выходов доплейстоценовых пород, которые почти не перекрыты более молодыми отложениями.



Северного Ямала, бассейна р. Надым и левых притоков р. Пур, т. е. 450—500 км. В тех же пределах лежит ледниковый разнос валунов уралопайхойских пород (Сакс, 1951$_1$, 1953; Соколов, 1957, 1960; Шумилова, Николаев, 1964; Гольберт и др., 1965; Шумилова, 1971$_2$, 1974). В современном Карском море эпидот-амфиболовая ассоциация распространена до о. Оленьего (Семенов, 1973).

Влияния Новоземельской области, которое можно было бы установить по снижению роли зерен амфиболов (очень редких в породах архипелага), не чувствуется совершенно: их содержание в плейстоцене Северного и Южного Ямала, по данным Ямальской экспедиции НИИГА, практически одинаково (14—30 и 8—31% соответственно). Очевидно, продукты денудации горных островов Новой Земли улавливались прогибом Новоземельской впадины. Эрратические ледниковые валуны новоземельских гранитов и пикритов достоверно найдены только на Северном Пай-Хое (Сакс, 1953). Считается, что новоземельский эрратический материал неотличим от уралопайхойского (Стрелков и др., 1959), но сравнение набора пород (Геология Советской Арктики, 1957) показало, что 12—15 типов изверженных пород являются специфически новоземельскими. Это — серпентинизированные пикриты, миндалекаменные спилиты, граниты: мусковитовые порфировидные, щелочные микроклиновые, порфировидные аляскиты, лампрофиры с уралитом и соссюритом, некатаклазированные (в отличие от пайхойских) порфировидные и щелочные микроклиновые граниты, гранодиориты. Из числа осадочных пород — карбонатные песчаники и сланцы верхнего кембрия, пестрые алевролиты и песчаники лландовери, нижнего и среднего ордовика, известняки лудлова.

Трапповые области Среднесибирского плоскогорья, судя по рассеиванию зерен моноклинных пироксенов, основных плагиоклазов, обломков основных интрузивных пород и эффузивов, постоянно питали минеральными массами северо-восточную часть Западной Сибири, вплоть до р. Пур, и всю Таймырскую низменность, на расстоянии 350—550 км. Ледники среднеплейстоценового оледенения разносили эрратические валуны и гальки траппов по 870 км вплоть до г. Сургут, притоков Оби — рек Юган, Лямин и верховьев р. Надым (Громов, 1934; Сакс, 1945$_1$, 1951$_1$, 1953; Фрадкин, 1946; Нагинский, 1948; Соколов, 1960; Шумилова, Николаев, 1964; Гольберт и др., 1965; Шацкий, 1965; Мизеров и др., 1967; Шумилова, 1971$_1$; Троицкий, 1975$_2$). Поверхностные скопления трапповых валунов, хорошо фиксируемые при аэромагнитной съемке, распространены до северо-западной части Гыданского, северо-восточной части Тазовского полуострова и правобережья р. Пур, на удалении до 450 км коренных источников (Проводников, 1963; Троицкий, 1975$_2$).

При сходстве пород, слагающих плато Путорана и горы Бырранга, различить сферы их влияния трудно, особенно в Таймырской низменности. В какой-то мере можно определить только ледниковый разнос эрратических обломков. Так, валуны субщелочных сиенитов, гранитоидов, лампрофиров из молодых малых интрузий западной Бырранги рассеяны в северо-западной части Таймырской низменности, до 350 км к югу от источников (Троицкий, 1966). Единственная, близкая по составу, Болгохтохская интрузия в окрестностях г. Норильска залегает глубоко под осадочной толщей и дает сугубо локальный ореол рассеивания обломков (Рогожин, 1968).

Влияние ультраосновных и ультращелочных пород Сабида-Гуминского плутона, а также пород Анабарского щита прослежено только по ледниковым валунам и сугубо локально: первые найдены в бассейне р. Сабыды, последние — до правобережья р. Хатанги и устья р. Анабар (Сакс, 1953).

Северотаймырская область питания, отгороженная от равнин горами Бырранга, могла поставлять обломки серых двуслюдяных гранитов,



гнейсов, кристаллических сланцев только путем ледникового разноса. Они найдены в моренах Нижнего Енисея, на склонах плато Путорана у г. Норильска, в юго-западной, южной и юго-восточной частях Таймырской низменности и даже далеко в глубине Западно-Сибирской равнины на водоразделе рек Надым и Пур (Урванцев, 1931$_{2,3}$; Фрадкин, 1946; Сакс, 1951$_1$, 1953; Старосельцев, 1965 Шумилова, Троицкий, 1974).

Продукты разрушения изверженных и метаморфических пород Енисейского кряжа поступали с транзитными выносами древнего Енисея только в крайнюю юго-восточную часть сибирского поля морского плейстоцена (Шумилова, Бузулуцков, 1971), а из равнинных областей, лежащих за южными пределами плейстоценовых трансгрессий, могли приноситься обломки пород и минеральные зерна, образованные при размыве тех же меловых и палеогеновых пород, которые составляют субстрат плейстоцена внутри области.

Плейстоценовая толща формировалась не только за счет посторонних источников. Сама она, по мере накопления, начинала поставлять часть материала для новых аккумуляций, особенно во время регрессий и покровных оледенений.

Местные минералы-индикаторы основных областей сноса: амфиболы, моноклинные пироксены, основные плагиоклазы — неустойчивы к выветриванию, и колебания в их содержании успешно используются для стратиграфических корреляций и палеоклиматических реконструкций, имеющих прямое значение для стратиграфии плейстоцена. По появлению обильных зерен моноклинных пироксенов четко устанавливается граница между немыми меловыми и плейстоценовыми толщами в Усть-Енисейской впадине и Таймырской депрессии (Сакс, 1945$_{1,2}$, 1951$_1$, 1953; Пуминов, 1952), а по колебаниям в содержании неустойчивых минералов проводятся местные корреляции разрезов плейстоцена, разделение ледниковых и межледниковых горизонтов (Гольберт и др., 1965; Шумилова, Бузулуцков, 1971; Троицкий, Шумилова, 1974; Шумилова, 1974; Шумилова, Троицкий, 1974) и даже выделяются частные интервалы внутри межледниковых пачек (Шумилова, 1969).

Вместе с тем выявленные закономерности имеют локальный характер, их применение в стратиграфии плейстоцена оказывается пространственно ограниченным, требует точного учета местной геологической обстановки и дополнительных, в частности палеонтологических, данных.

## Выводы

Сведения о географических пределах, геологической обстановке, условиях залегания и особенностях четвертичных пород, распространенных в пределах сибирского поля морского плейстоцена, позволили дать общую характеристику как самому объекту исследований, так и особенностям местных условий, в которых происходило накопление морских отложений. Кроме того, они помогли оценить значение этих условий и связанных с ними особенностей пород для решения основных стратиграфических задач, поставленных в работе.

1. Морской плейстоцен широко распространен на территории невысоких равнин Сибирского Севера. Занимаемая их площадь составляет около 1 млн. км$^2$ и простирается в глубь суши на 400—870 км за современную береговую линию.

2. Морские слои участвуют в сложении мощной (до 100—350 м) рыхлой терригенной, преимущественно сероцветной толщи (слагают большую часть) и встречаются на разных гипсометрических уровнях: от наиболее глубоких впадин субстрата до водораздельных возвышенностей.

3. Терригенная толща, в состав которой входят морские отложения, ложится со слабым угловым и отчетливо выраженным стратиграфическим несогласием на глубоко расчлененный субстрат, состоящий преиму-

щественно из рыхлых или слабо консолидированных палеогеновых и меловых пород. Нижние горизонты толщи вложены в обширные долинообразные депрессии, выработанные в этом рыхлом субстрате. Подошва плейстоцена на обширных пространствах лежит ниже уровня моря, ее депрессии открыты в сторону шельфовых морей Ледовитого океана, что создавало благоприятные условия для глубокого проникновения морских трансгрессий даже при уровнях, значительно более низких, чем современные.

4. Морские слои плейстоцена накапливались в пределах шельфов, на морских мелководьях, в открытой средней и нижней сублиторали, иногда у краев невсплывших ледниковых покровов. Кроме них в разрезах плейстоценовой толщи существенную роль играют накопления ледникового и аквального (наземного) рядов.

5. Источниками материала для формирования плейстоценовой толщи и ее морских слоев служили породы горного обрамления и рыхлые меловые и палеогеновые толщи субстрата.

6. Плейстоценовые отложения, включая морские слои, нередко дислоцированы. Резкие дислокации имеют гляциодинамическое происхождение. Региональные уклоны и складки большого радиуса могут иметь гляциоизостатическую, тектоническую природу или иметь характер складок облекания. Нередки прислонения молодых слоев к более древним или вложение первых во вторые вследствие денудационных перерывов.

7. Поле морского плейстоцена лежит в основном в пределах субарктического географического пояса и в смежных с ним частях арктического и умеренного, что сильно сужает диапазон возможных изменений в особенностях литогенеза, составе местных фаун и флор, на которых в значительной мере строится стратиграфия плейстоцена. Тем не менее субарктический и арктический «фон» современных биоценозов позволяет достаточно четко фиксировать следы и уровень потеплений по появлению и количеству бореального элемента в плейстоценовых биотах, а отсутствие современного наземного оледенения — регистрировать похолодания и устанавливать их масштабы по появлению в разрезах отложений ледникового ряда и их распространению.

8. Морской плейстоцен распространен вдоль субширотно вытянутого побережья Евразии, становившегося еще ближе к широтному при затоплении низких полуостровов и Таймырской низменности. Это существенно облегчало глубокие продольные миграции умеренно тепловодных животных в благоприятные климатические интервалы. При этом субширотная ориентировка побережья создавала эффект сильно растянутой шкалы, на которой хорошо видны даже относительно слабые изменения.

## Глава II

# ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В исследовании четвертичной системы основной упор должен быть сделан на стратиграфию...
*Flint. The geologic systems. The Quaternary* [1]

### ПЕРВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ВОЗНИКНОВЕНИЕ МЕСТНЫХ СХЕМ

Исследования плейстоцена северных равнин Сибири началось в 1843 г. с таймырской экспедиции А. Ф. Миддендорфа (1860—1878). В 1866—1867 гг. сведения о нем были существенно пополнены

[1] Перевод автора из предисловия к книге Flint, 1965, с. 11—12.



Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1872) и И. А. Лопатиным (1897), исследовавшим низовья Енисея. Этими работами был начат первый «протостратиграфический» этап изучения плейстоцена сибирских равнин, на котором стратиграфические вопросы еще не выделялись из познания геологии плейстоцена, а последние — не обособились от общих задач геологического исследования нехоженных земель Сибирского Севера. Материал был еще слишком скуден для выявления геологических тел и их последовательности, а находки отложений различного типа фауны и флоры служили основой для реконструкции отдельных событий новейшей геологической истории. Эта «хроника геологических событий» предшествовала стратиграфии плейстоцена и заменяла её до 20—30-х годов XX в. За это время были установлены следы обширной морской трансгрессии (Middendorff, 1848; Schmidt, 1872; Лопатин, 1897; и др.), обширного покровного оледенения Сибири (Кропоткин, 1876; Толль, 1897; Эдельштейн, 1926, 1931; Обручев, 1931; Пирожников, 1931; Урванцев, 1930, 1931 $_{1-3}$), высказаны идеи о невозможности покровного оледенения Сибирского Севера из-за недостатка влаги (Воейков, 1881; Черский, 1882), об одновременности оледенений и трансгрессий (Кулик, 1922, 1926). И. Д. Черский (1891) наметил этапы формирования ископаемых льдов и широкого расселения мамонтовой фауны на севере Восточной Сибири.

В 20—30-х годах появились отдельные местные или частные схемы, охватывавшие те или иные части разреза плейстоцена низовий Оби (Сукачев, 1922; Андреев и др., 1935), Таймырской низменности (Урванцев, 1930; Емельянцев, 1939), п-вов Ямал (Андреев, 1936; Евладов, 1937), Гыданского (Ермилов, 1935), низовий Енисея (Сакс, 1953; Рябухин, 1939; Александров, 1938) и некоторых других районов.

Наиболее полной и разработанной была схема Н. Н. Урванцева (1930) для Таймырской низменности, включая два горизонта ледниковых отложений, разделенных межледниковой морской толщей, и континентальные послеледниковые накопления. Она послужила основой для большинства местных схем 30-х годов и для первой схемы четвертичных отложений Советской Арктики (Сакс, 1936). Весьма интересной была также схема П. Я. Ермилова (1935) для Гыданского полуострова. В ней впервые выражена идея связи местных стратиграфических горизонтов с геоморфологическими уровнями и выделены: 1) древние (морские) отложения ледникового времени, слагающие водоразделы (пески с валунами и галькой, не содержащие морских раковин); 2) прислоненные к ним отложения «первой» или «максимальной» (ныне казанцевской) морской трансгрессии, слагающие широкую ступень 50-метровой террасы; 3) накопления второй трансгрессии, образующие низкие (нередко цокольные) террасы до 17 м над ур. м.; 4) современные речные отложения. Горизонты отделены один от другого поверхностями размыва. Для отложений максимальной (казанцевской) трансгрессии намечены, по результатам определений М. А. Лавровой, характерные виды моллюсков *Arctica islandica* и *Chlamys islandicus* — наиболее типичные представители комплекса, названного потом казанцевским. В схемах В. Н. Андреева, В. П. Евладова, Т. М. Емельяницева выделялись морские позднепослеледниковые слои, слагающие серии высоких береговых террас на Ямале и 30—35-метровую ингрессионную террасу в долине р. Хатанги.

Межрегиональная корреляция, выполненная В. Н. Саксом (1936), состояла в сопоставлении верхнего и нижнего горизонтов ледниковых отложений с накоплениями последнего (валдайского) и максимального (днепровского) оледенений Русской равнины, а межморенных слоев — с отложениями бореальной межледниковой морской трансгрессии на ее северном побережье.

Среди общих историко-геологических идей того времени наибольшее распространение имело представление об общей синхронности геологических событий четвертичного периода, чередовании обширных оледенений с трансгрессиями, хотя в схемах Н. Я. Ермилова, И. П. Лугинца и У. М. Юдичева выделялись ледниково-морские слои (доказанцевские и позднезырянские, по современной терминологии). В конце этого периода появились две работы, имевшие важное общее значение. С. В. Калесник и Н. В. Быкова (1940) подчеркнули необходимость ограничить реконструкцию пределов древнего оледенения районами, где твердо установлены его следы в отложениях и рельефе. Двумя годами позже появилось выдающееся исследование И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период на территории СССР» (1939), содержащее основы теории метахронности оледенений в областях с морским и континентальным климатом. Важнейшим стратиграфическим выводом из этой теории являлось представление о разновозрастности моренных горизонтов в Европе, Западной и Средней Сибири, с одной стороны, и в Восточной Сибири и на Северо-Востоке СССР (за исключением тихоокеанского побережья) — с другой. В соответствии с представлением об убывании интенсивности оледенения к востоку можно было предполагать (хотя прямо это не утверждалось) постепенное «сползание» возраста ледниковых горизонтов вплоть до «межледникового» в горных долинах и межгорьях Колымо-Индигирского края. Этот вывод впоследствии оказался неверным, но не вследствие ошибочности исходных представлений, а лишь в результате переоценки количественной стороны процесса.

Радиоуглеродные датировки межморенных отложений на равнинах Сибири, в горных долинах и предгорьях Северо-Востока СССР (Кинд, 1974; Ложкин, 1975) показали, что речь может идти только о гетеродинамии ледников и относительно небольшой разнице в хронологии морен в пределах общей синхронности их формирования.

Ценность представлений, сформулированных И. П. Герасимовым и К. К. Марковым в этой работе, заключалась не столько в гипотезе метахронности, как это часто считают, сколько в теоретических и методических основах учета местных условий при создании региональных стратиграфических схем, межрегиональных сопоставлениях и палеогеографических реконструкциях. Основные идеи этого исследования были впоследствии развиты К. К. Марковым (1965) в стройную концепцию географических типов «страторайонов» (седиментационных областей), явившуюся крупным вкладом в общую теорию стратиграфии плейстоцена. Полностью подтвердилось и представление об убывании к востоку интенсивности оледенения, проявившегося на Северо-Востоке СССР в форме образования горных и предгорных ледников, а на равнинах — в виде систем подземных сингенетических и эпигенетических ледяных тел (Попов, 1952, 1953; Втюрин, 1964; Втюрин и др., 1957; Зубаков, 1961$_1$; Баранова, Бискэ, 1962, 1964; Сакс, 1963; и др.).

## СТАНОВЛЕНИЕ ПЕРВОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ СХЕМЫ

В 1939—1947 гг. были заложены основы единой детальной схемы плейстоцена Северной Сибири. В 1939 г. В. Н. Сакс и К. В. Антонов провели первую регулярную геологическую съемку в окрестностях пос. Усть-Енисейский порт. Практически это была первая и единственная до сегодняшнего дня детальная съемка четвертичных отложений на равнинах Северной Сибири. Съемка района Усть-Енисейского порта было по тому времени первоклассным мероприятием. Район был обеспечен инструментальной топографической картой, на той же площади пробурены несколько глубоких скважин. Исследование отложений проведено с использованием всех доступных тогда методов: изучались раковины морских и пресноводных моллюсков, фораминиферы, диатомовые водоросли, споры, пыльца, остатки растений, минеральный состав отложений, петрографический состав грубых обломков, химический состав конкреций (Сакс, 1939, 1940; Сакс, Антонов, 1945). Маршруты, выполненные В. Н. Саксом в 1941—1946 гг. в бассейнах рек Пур и Таз (Сакс, 1945$_1$, 1946), в западной части Таймырской низменности и Норильском районе (Сакс, 1945$_2$), обработка материалов маршрутных исследований И. Е. Ширяева по рекам Пелятка, Яр, Танама (Сакс, Ширяев, 1945) позволили проследить намеченные по опорным разрезам стратиграфические таксоны на огромной территории. Исследование керна сотни скважин, пройденных за эти годы в низовьях Енисея, дополнило сведения о наиболее низких горизонтах четвертичной толщи (Сакс, 1947).

Новая стратиграфическая схема (Сакс, 1945$_3$, 1947, 1948) явилась основой разделения и корреляции четвертичных отложений при региональной государственной геологической съемке сибирских равнин в 1946—1956 гг. Результаты, полученные в первые годы этого периода, учтены В. Н. Саксом при подготовке второго издания книги «Четвертичный период в Советской Арктике» (Сакс, 1953), в которой объединен огромный материал, общие идеи развиты во всесторонне разработанные историко-геологические концепции (Сакс, 1952$_1$, 1953), и на основе сопоставления разрезов суши с колонками донных отложений арктических морей и Северной Атлантики (Сакс, 1952$_2$) даны первые геохронологические оценки для голоцена, верхнего, среднего плейстоцена и их подразделений. В этой схеме четвертичная система разделена на 4 отдела (древний, средний, новый, современный). Последний почти соответствовал голоцену. В сводном разрезе плейстоцена намечены 4 горизонта морских отложений, разделяющие их континентальные слои и главные перерывы (табл. 4).

Биостратиграфическое обоснование схемы заключалось главным образом в выделении четырех комплексов морских моллюсков: среднечетвертичного (намеченного в самых общих чертах) и трех верхнечетвертичных: санчуговского, казанцевского и каргинского, различавшихся преимущественно по преобладанию того или иного зоогеографического элемента и частично по наличию или отсутствию единичных вымерших видов и подвидов. Так, для санчуговского горизонта был указан и описан подвид *Astarte montagui* (Dillwyn) var. *gydanica* Sachs 1951, для санчуговского и казанцевского — вид *Cyrtodaria jenisseae* Sachs 1951, для каргинского — *Astarte borealis* (Chemnitz) var. *jenisseae* Sachs 1951, (Сакс, 1951$_2$, 1953).

Для континентальных отложений, помимо комплексов растительных остатков, рассматривавшихся главным образом в качестве палеоклиматических индикаторов, использовались остатки млекопитающих — в соответствии с эволюционной схемой В. И. Громова (1948).

Нижнюю границу четвертичной системы В. В. Сакс (1952$_1$) проводил под апшероном и его аналогами. И хотя это положение было принято весьма условно, оно оказалось вполне соответствующим наиболее современным представлениям (Никифорова, 1973). В разрезах севера Западной Сибири и Таймырской низменности, по данным В. Н. Сакса, не было отложений более древних, чем накопления раннеплейстоценового оледенения (демьянского=окского=миндельского).

Стратиграфическая схема В. Н. Сакса оказала и оказывает глубокое и сильное влияние на представления исследователей плейстоцена Сибири. Ее основные положения сохраняются во всех более поздних

Таблица 4

**Стратиграфическая схема четвертичных отложений равнин Сибирского Севера и геохронологические оценки некоторых ее подразделений (по В. Н. Саксу, 1952г, 1953)**

| Время, тыс. лет | Отдел (индекс) | Горизонт | Отложения | Межрегиональные сопоставления |
|---|---|---|---|---|
| | Современный ($Q_4$) | — | Отложения пойменных и первых надпойменных террас. Морские террасы на берегах Западной Сибири (до 15 м) и Таймыра (до 9 м) | Послеледниковые отложения Европы |
| 9 | | | | |
| | Новый ($Q_3$) | Сартанский | Почвенные, ископаемые льды и фирны на равнинах морены горного оледенения Верхоянья (р. Сартан) | Готигляциальные, финигляциальные ледниковые отложения. Морены осташковского, валдайского или последних фаз вюрмского оледенения Европы |
| 20 | | | | |
| | | Каргинский | Отложения морских террас высотой до 120 м на Пай-Хое, 15—35 м в Западной Сибири, 30—90 м в Таймырской низменности, а также одновременные речные отложения | Аналоги не установлены |
| 30—35 | | | | |
| | | | Региональный перерыв, глубокий размыв | |
| | | Зырянский | Морены, водно-ледниковые отложения, ископаемые льды и фирны последнего покровного оледенения | Морены калининского, вюрмского или московского оледенения (варианты) |
| 62 | | | | |
| | | Казанцевский | Морские пески и алевриты с *Arctica islandica* (L.); на горном Таймыре — с *Chlamys islandicus* (Müller), на р. Попигай — с *Hiatella arctica* (L.) | Отложения морской бореальной трансгрессии на Европейском Севере |
| | | Санчуговский | Морские глины с *Yoldiella lenticula* (Möller) | Отложения морской бореальной трансгрессии на Европейском Севере |
| 70—75 | | | | |
| 110 | | | Глубокий (до 80 м) размыв | Аналоги не установлены |
| | | Мессовский | Речные пески, озерные отложения на Таймыре и по окраине Среднесибирского плоскогорья | |
| 130 | | | | |
| | Средний ($Q_2$) | — | Морены максимального покровного оледенения и стадий его отступления (водораздел Агапы и Пура), валунные галечники (резидуальные морены), предледниковые отложения | Морены днепровского (рисского) оледенения Европы |
| 190 | | | | |
| | | — | Межледниковые морские глины и пески в единичных разрезах (низовья Оби, район Усть-Енисейского порта на р. Танаме, у Таймырского пролива, в устье р. Котуй) | Миндель-рисские континентальные морские отложения Европы |
| 360 | | | | |
| | Древний ($Q_1$) | — | Морены и валунные галечники (резидуальные морены) в погребенном каньоне и долине в низовьях Енисея и на Таймыре | Морены лихвинского (=окского=мин дельского) оледенения Европы |
| | | — | Доледниковые отложения — пески с *Picea wollosowiczi* в дельте Лены | — |

построениях. По обоснованности и детальности расчленения верхнего плейстоцена она частично опережала европейские и американские схемы своего времени и получила всесоюзное и международное признание.

Весьма существенным вкладом в палеонтологическое обоснование стратиграфических построений 40—60-х годов явилась схема эволюции комплексов млекопитающих, разработанная В. И. Громовым (1948). Она позволила четко отделить отложения верхнего — верхов среднего плейстоцена, содержащие комплекс с мамонтовой («верхнепалеолитической») фауной, от более древних плейстоценовых накоплений. Несмотря на единичность находок представителей более древних комплексов, сделанных к тому же только у южных и восточных пределов поля морского плейстоцена: остатков мамонта с чертами, переходными к трогонтериевому слону в верховьях р. Пур (Сакс, $1951_1$) и в Норильской котловине (Н. Соколов, 1957, 1961), а также широколобого лося в устье р. Бахты (Архипов, Матвеева, $1964_1$), схема В. И. Громова и ее дальнейшие модификации (Громов и др., 1965; Вангенгейм, 1960, 1965, 1975; Вангенгейм, Зажигин, 1965, 1969, 1972; Вангенгейм и др., 1972; Зажигин, 1966, 1975) полностью сохраняют свое значение для уточнения стратиграфического положения и возраста морских слоев путем корреляции последних с костеносными континентальными накоплениями более южных регионов Сибири (Лазуков, $1965_1$. 1970; Архипов, 1971).

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ДИСКУССИЯ И СТАНОВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

### Общие вопросы

Период стабилизации стратиграфических представлений окончился в 1956 г., когда накопление новых геологических данных вызвало острую дискуссию, в ходе которой не только дополнялись и уточнялись прежние схемы, но нередко полностью отвергались их основы и реальные достижения.

В ходе дискуссии выделились три основных вопроса.

1. Наличие, число, распространение, строение и возраст горизонтов ледниковых отложений.

2. Число, строение и возраст горизонтов морских отложений.

3. Соотношение между ледниковыми и морскими горизонтами.

Первый вопрос занял центральное место в дискуссии. Он имел непосредственное отношение к морскому плейстоцену, так как исследователи, отрицавшие покровные оледенения Сибирского Севера, «заменяли» ледниковые горизонты морскими (или ледниково-морскими), а также выдвигали представления о единой морской плейстоценовой толще. От его решения в значительной мере зависело выделение отдельных самостоятельных горизонтов морских отложений.

Дискуссия продолжалась два десятилетия и не закончена до сих пор. Она затронула не только чисто стратиграфические проблемы, но и вопросы континентального и морского полярного литогенеза, а также основные вопросы палеогеографии плейстоцена. В ходе дискуссии сложились и проявились три основные тенденции.

Первая состояла в развитии традиционных представлений о существовании трех горизонтов ледниковых отложений, пополнении и уточнении сведений о их распространении, фациальном составе и внутреннем строении (Архипов, Матвеева, $1964_{1,2}$; Архипов, 1967, 1969, 1971; Исаева, 1963; Захаров, $1965_2$, 1967; Кинд, $1965_{1,2}$, 1969, 1974; Сакс, 1959, 1963; Троицкий, 1966, $1967_2$, $1975_2$; Троицкий, Шумилова,



1974; Астахов, Файнер, 1975; Шумилова, Троицкий, 1974; и др.). Вторая заключалась в отрицании участия ледниковых отложений в сложении плейстоцена равнин, ограничении их распространения горным обрамлением (Попов, 1949, 1965; Белорусова, 1960; Кузин, 1960; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Кузин, Чочиа, 1965; Загорская и др., $1965_{1,2}$, 1967; Гольберт и др., 1965; Гудина, 1966; Зайонц, Крапивнер, 1967; Слободин, Суздальский, 1969; Суздальский, Слободин, 1969; Данилов, Недешева, 1967; Данилов, 1970, 1971; и др.). Третья тенденция проявлялась в стремлении сократить распространение ледниковых горизонтов окраинами равнин, а в Западной Сибири — также южными (!?) границами поля морского плейстоцена. Предполагалось, что во внутренних частях равнин они замещаются толщами ледниково-морских (или «шельфово-ледниковых») накоплений (Зубаков, $1957_2$, 1968, $1972_{1,2}$; Лазуков, 1957, 1960, $1965_2$, 1966, 1972; Лазуков, Рейнин, 1961; и др.).

Следует говорить именно о тенденциях развития представлений, а не о группах исследователей, так как за длительный срок дискуссии их индивидуальные взгляды эволюционировали нередко весьма радикально, и в разных работах эти тенденции выступают то в чистом виде, то в различных, подчас весьма причудливых сочетаниях.

Анализу и критике антигляциалистических и крайних марино-гляциалистических представлений посвящен ряд публикаций, показавших их несостоятельность (Сакс, 1963; Стрелков и др., 1965; Архипов и др., 1964, 1971, 1976; Троицкий, $1975_2$), но объективно каждый из исследователей внес свой вклад в познание плейстоцена равнин Сибирского Севера и в формирование современных стратиграфических взглядов.

Автор полагает, что он достаточно полно выразил и защитил свои гляциалистические позиции в специальной работе (Троицкий, $1975_2$) и поэтому не будет возвращаться к этому вопросу в дальнейшем, считая его решенным.

Итоги дискуссии в наиболее кратком виде сводятся к следующему.

1. В разрезе плейстоцена есть три комплекса (надгоризонта, горизонта) ледниковых отложений, сложенных моренами, водно-ледниковыми отложениями и слоями межстадиальных накоплений неледникового генезиса. Нижний и верхний комплексы имеют широкое распространение на севере Западной Сибири и в Таймырской низменности, а средний распространен там повсеместно. Морены, входящие в состав комплексов, своеобразны, нередко имеют сравнительно низкое абсолютное содержание грубообломочных фракций и маловалунны вследствие местных особенностей формирования. Они, однако, отличаются от глинисто-алевритовых или многокомпонентных пород ледниково-морского и ледово-морского генезиса относительным обилием мегакластов, структурными, текстурными особенностями, высоким объемным весом, отсутствием автохтонных органических остатков, соотношением со смешанными геологическими телами, положением в фациальных комплексах. Ледниковые отложения, сохранившие аккумулятивную поверхность, отличаются специфическими чертами ее рельефа, которые не могли быть сформированы иными экзогенными процессами.

2. Ледниковые горизонты разделяют горизонты морских отложений, которые по своей палеонтологической характеристике являются межледниковыми.

3. Ледниково-морские отложения участвуют в сложении некоторых ледниковых и морских горизонтов, но имеют небольшую мощность и ограниченное распространение. Установлено два типа ледниково-морских накоплений: слоистые морены с арктическими фораминиферами и ленточновидные портляндиевые глины. «Морское оледенение» в местных условиях могло существовать ограниченное время по периферии ледниковых покровов среднего размера, не удалявшихся от границ горного обрамления более чем на 375 км. Разрастание покровов за эти пределы

полностью блокировало доступ морским водам к ледниковому краю в пределах сибирских равнин, и ледниково-морская седиментация там прекращалась.

4. Глубина похолоданий, устанавливаемая по палеоботаническим данным, полученным в приледниковых и внеледниковых районах, обеспечивала возможность обширных оледенений в границах, определяемых распространением ледниковых отложений. Наличие в современных местных фаунах реликтов не исключает былых оледенений, так как сами они недавние, рассеявшиеся и утратившие связь с основными ареалами в позднепослеледниковое время. Масштабы потеплений, восстанавливаемые по составу палеонтологических остатков из межледниковых горизонтов, обеспечивали и неоднократную полную дегляциацию равнин Сибирского Севера.

## Ледниковые отложения

Нижний ледниковый комплекс, намеченный В. Н. Саксом (1947, $1951_1$, 1953), Г. Ф. Лунсгергаузеном (1955), Г. И. Лазуковым (1957), С. В. Эпштейном (1957) в стратиграфической схеме Западной Сибири 1956 г., получил название демьянского горизонта. Слагающие его тела, морены и водно-ледниковые отложения были исследованы особенно подробно в низовьях Оби и описаны под названием вогульских слоев (Фольц, 1959), полуйской (Лазуков, Рейнин, 1961; Лазуков, 1962, $1965_{1,2}$, 1970), шайтанской (Захаров, 1965) свит или безымянных древнеледниковых отложений (Алявдин, 1961). Крупный вклад в выяснение генезиса, распространения, стратиграфического положения, возраста и единства слагающих его отложений внес Г. И. Лазуков (Лазуков, Назаревич, 1962). Он первым, в частности, отошел от традиции, в соответствии с которой ледниковые накопления, лежащие в подошве плейстоцена, относились к среднему плейстоцену, и предположил их раннеплейстоценовый возраст. Г. И. Лазуков наметил также участие ледниково-морских фаций в сложении полуйской свиты. В. И. Гудина нашла в этой части разреза фораминиферы и высказалась в пользу чисто морского (ледово-морского) генезиса пород (Гудина, 1964—1966; Гольберт и др., 1965; Гудина, Гольберт, 1969).

В 1956—1964 гг. прослежено распространение нижнего ледникового комплекса в Енисейской впадине (Мизеров, 1957; Зубаков, 1956, $1957_1$, $1958_{1,2}$, $1961_{1,2}$, 1967, $1972_1$; Архипов, Матвеева, $1964_{1,2}$; Архипов, 1971). В. А. Зубаков назвал его баихинским горизонтом и предполагал водно-ледниковый генезис. С. А. Архипов сделал существенный вклад в расчленение горизонта, выделив два местных стратиграфических таксона: слой морены и подстилающую его белоярскую свиту, сложенную глинами, очень сходными с озерно-ледниковыми. Первоначально он отнес эту свиту к доледниковым накоплениям (Архипов, Матвеева, $1964_1$), но впоследствии объединил ее верхнюю часть с кроющей мореной в единый горизонт (Архипов, 1971). Автор, как будет показано ниже, включил в тот же горизонт всю белоярскую свиту (Троицкий, $1975_2$). Иных попыток подразделять нижний ледниковый комплекс не делалось.

В последние годы автор обнаружил в разрезах низовьев Енисея и выделил при ревизии старых материалов нижний ледниковый комплекс, состоящий из двух горизонтов морен (или резидуальных морен) и разделяющих их пачек континентальных и морских отложений. В него вошли нижние валунные галечники (которые В. Н. Сакс считал среднеплейстоценовыми), а также мессовская свита и ее аналоги (Троицкий, $1967_2$, 1969, $1975_{1,2}$; Троицкий, Шумилова, 1974; Шумилова, Троицкий,



1974). Подробные результаты этих исследований и схема регионального трехчленного деления нижнего ледникового комплекса рассматривается и обосновывается в этой работе.

**Средний ледниковый комплекс** (бахтинский надгоризонт) долгое время не разделялся на стратиграфические таксоны. Локальные осцилляторные и «стадиальные» морены намечались в разрезах по среднему и нижнему течению Оби, в Северном Зауралье, бассейне р. Таз (Ильин, 1936; Боч, 1937, 1957; Нагинский, 1950). Морфологически четкий краевой пояс Сибирских увалов (Сакс, 1951; Боч, 1957; Земцов, 1957) не имел стратиграфического аналога. Только в 1956 г. С. Б. Шацкий дал общую схему разделения комплекса по типовым разрезам бассейна р. Таз, выделив нижний (самаровский) ледниковый горизонт, межстадиальные речные пески ширтинского горизонта и верхний (тазовский) ледниковый горизонт. В унифицированной схеме Западной Сибири 1961 г. они объединены в бахтинский надгоризонт.

Два горизонта морен, прослеженных в обнажениях по Среднему Енисею, служили одно время основанием для разделения среднего ледникового комплекса на стадиальные морены и межстадиальные слои или для выделения из него более молодых ледниковых образований (Архипов, Лаврушин, 1957; Зубаков, $1957_2$; Мизеров, 1957; Эпштейн, 1957). Впоследствии В. А. Зубаков (1960, $1961_{2,3}$; 1963, 1967, $1972_{1,2}$) на этой базе развивал представления о самостоятельном енисейском ледниковом горизонте (подразделяющемся на енисейские ледниковые, стрельнинские межстадиальные, нижнетунгусские ледниковые слои), отделенном от бахтинского оплывнинским или самбургским межледниковым горизонтом. Ревизия и дополнительные исследования разрезов показали, что там есть только бахтинский и зырянский ледниковые комплексы, разделенные речными и морскими накоплениями казанцевского горизонта, а бахтинская морена разделена перерывом со следами выветривания (Троицкий, 1964, $1975_2$; Шумилова, Бузулуцков, 1971).

Реальный шаг к расчленению самаровского горизонта сделал С. А. Архипов (Архипов, Матвеева, $1964_1$; Архипов, 1971), разделивший самаровскую серию Енисейской впадины на самаровскую свиту (нижняя морена, ленточные глины), белогорские (озерные, межстадиальные) и варламовские (верхняя морена) слои. Верхним таксоном серии он считает санчуговско-тазовскую свиту, оказавшуюся впоследствии зырянской мореной (Троицкий, $1975_2$).

Два верхних горизонта среднего ледникового комплекса остаются слабо изученными и сравнительно плохо прослеженными. Вероятные аналоги ширтинского горизонта намечены в предгорьях Пай-Хоя и Урала. Это — пачка галечных песков, разделяющая среднеплейстоценовые морены (Стрелков и др., 1959) и, возможно, валунные галечники пачки «г» северососьвинского комплекса (Генералов, 1965). К ним могут относиться межморенные пески с прослоями торфа у юго-восточных границ Енисейской впадины (Астахов, Файнер, 1975), а также межморенные водные отложения, прослеженные местами в разрезах главного самаровского краевого пояса на Сибирских увалах, за южной границей морского плейстоцена (Архипов, 1971).

Результаты ревизии основных разрезов Енисейской впадины (Троицкий, $1975_2$) исключают попытки включения в ширтинский горизонт мессовской свиты низовий Енисея, межморенных песков, выходящих по среднему течению Енисея, а также тенденции к созданию стратиграфических «гибридов» типа «мессовско-ширтинского» или «мессовско-самбургского» горизонтов (Зубаков, 1960, 1967, $1972_{1,2}$; Архипов, Матвеева, $1964_1$), вошедших даже в официальные стратиграфические схемы (Решения и труды..., 1961). Необходимо отметить, что и само межморенное положение ширтинских песков в типовых разрезах подвергается сомнению (Алявдин и др., 1961).

В соответствии с неопределенностью выделения ширтинского горизонта столь же неуверенно намечается и тазовский. В целом традиционная схема разделения среднего ледникового комплекса (бахтинского надгоризонта) сохраняется скорее как идеал, нежели стратиграфическая реальность.

В системе представлений о стратиграфии среднего (бахтинского) ледникового комплекса особое место занимают взгляды Г. И. Лазукова (1960, 1965$_2$, 1970, 1972; Лазуков, Рейнин, 1961), В. А. Зубакова (1968$_2$, 1972$_{1,2}$) и их последователей. Предполагается, что ледниковые горизонты предгорий и Сибирских увалов замещены в северной части Западной Сибири либо единой салехардской свитой ледниково-морских отложений (по Лазукову), либо «шельфово-ледниковой формацией», соответствующей как всем трем среднеплейстоценовым ледниковым таксонам (самаровскому, енисейскому, нижнетунгусскому), так и разделяющим их неледниковым накоплениям (по Зубакову).

Существенную поддержку этим взглядам оказала односторонняя интерпретация находок фораминифер в разрезах мощных плейстоценовых толщ Обского Севера (Гудина, 1964—1966; Гольберт и др., 1965; Гудина, Гольберт, 1969), несмотря на частные расхождения в стратиграфической разбивке конкретных разрезов и трактовку салемальских слоев (заменивших салехардскую свиту) как морских (ледово-морских). В наиболее позднем варианте схема В. И. Гудиной и А. В. Гольберта (1969) для Западной Сибири содержит компромиссное решение: ледниковый комплекс восточной части замещается морскими салемальскими слоями на западе.

Автор высказал мнение о «потере» этими исследователями морен среднего ледникового комплекса на севере Западной Сибири и указал вероятные интервалы их размещения в разрезах (Троицкий, 1969), а также показал нереальность предложенных моделей замещения всех ледниковых отложений комплекса морскими в местных условиях. В качестве общей альтернативы предложена вероятность замещения морен озерно-ледниковыми накоплениями и частичной переработки их в базальные грубообломочные отложения казанцевского горизонта (Троицкий, 1975$_2$).

Несмотря на определенность принципиального решения вопроса о существовании ледниковых отложений бахтинского горизонта в центральной части области плейстоценовых трансгрессий, а также установление многочисленных разрезов с бахтинскими моренами, резидуальными моренами и ленточными глинами (Троицкий, 1975$_{1,2}$), далеко не во всех районах и не во всех разрезах этой обширной территории их можно выделить достаточно уверенно. Кроме того, особенности фациального состава нижнего и верхнего ледниковых комплексов показывают, что в определенных частях разреза бахтинского горизонта могут присутствовать и ледниково-морские отложения, хотя их роль должна быть весьма ограниченной.

**Верхний ледниковый комплекс**, по схеме В. Н. Сакса (1952$_1$, 1953), на равнинах Северной Сибири по существу состоял из одного ледникового горизонта — зырянского, объединявшего широко распространенные на поверхности ледниковые отложения. Речные, озерные и морские накопления каргинского горизонта занимали (по отношению к нему) позицию позднепослеледниковых накоплений, а почвенные льды и фауны сартанского возраста не играли заметной роли в сложении разрезов.

Зырянский горизонт представлялся почти монолитным, а его краевые комплексы, прослеженные морфологически,— хаддутейский (на Тазовском полуострове), три уральских (салемальский, собнейский и горнодолинный) и два сибирских (караульский и ньяпанский) (Боч, 1957; Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Волкова, Шурыгин, 1961) не



имели стратиграфических аналогов. Не были известны и слои, разделяющие стадиальные морены. Только в Норильской котловине наблюдалось разделение ньяпанской и норильской стадиальных морен ленточными (вальковскими) глинами (Сакс, 1953), а в разрезах гряды Ньяпан найдены озерно-ледниковые слои, разделяющие две морены (Стрелков, 1952).

За прошедшие два десятилетия представления о строении верхнего ледникового комплекса кардинально пересмотрены на основе новых геологических, палеонтологических и радиоуглеродных данных. К сартанскому горизонту отнесены краевые формы и морены собкейской и норильской стадий, а на р. Горбиячин найдены речные слои, разделяющие норильскую и ньяпанскую морены (Боч, 1957; Троицкий, Даценко, 1957; Урванцев, 1957; Троицкий, 1966). Впоследствии позднесартанский возраст норильских морен был подтвержден радиоуглеродными датами (Кинд, Крюков, 1968; Кинд и др., 1959; Кинд, 1974), а за границей норильской стадии найдены речные и озерные слои со следами норильского похолодания (Левковская, 1966$_1$; Троицкий, 1966$_1$, 1967$_{1,2}$; Кинд и др., 1969).

Находка морены максимальной (гыданской, или караульской)[2] стадии поверх каргинского аллювия в его лентостратотипе, расположенном за границей ньяпанского краевого пояса, позволила отнести к сартанскому горизонту все поверхностные ледниковые отложения, считавшиеся ранее зырянскими. К нему же отнесены водно-ледниковые и другие аквальные накопления, выполняющие обширные низины среди ледниковых ландшафтов, и относившиеся прежде к каргинскому горизонту (Троицкий, 1967).

Детальное расчленение верхнего ледникового комплекса, большую часть которого стали относить к сартанскому (или верхнезырянскому) горизонту, было осуществлено благодаря тесному сотрудничеству геологов-четвертичников и сотрудников радиоуглеродных лабораторий Института геологии и геофизики СО АН СССР и Геологического института АН СССР с учетом опыта, накопленного при создании аналогичных стратиграфических схем для Европы и Северной Америки (Сакс, 1953; Алейников, 1960; Видгоргин и др., 1962; Florschütz, 1957; Hammen, 1957; Draimanis, 1959; Flint, 1957, 1963; Cross, 1958). Стратиграфические и геохронологические данные этой работы приведены в монографии Н. В. Кинд (1974). Схема, предложенная автором для сартанского горизонта (табл. 5), отличается учетом новых датировок (Сурова, Л. Троицкий, 1974; Троицкий, Кулаков, 1976), результатов ориентировочных варвометрических подсчетов и новых геологических данных, полученных автором. В ее основу положена новая модель динамики края сартанского ледникового покрова (рис. 12).

Фациальный состав сартанского горизонта обычен для ледниковых комплексов. Однако в нем, помимо морен и водно-ледниковых наземных отложений, присутствуют также и ледниково-морские фации (Троицкий, 1966, 1967, 1975$_2$; Гудина, Нуждина, Троицкий, 1968).

Сартанский возраст поверхностных ледниковых образований заставил обратиться к поискам нижнезырянских (зырянских в прежнем смысле) отложений ледникового ряда. С. А. Архипов (1967, 1971) отнес к ним горизонт морены, прослеженной по берегам Енисея между поселками Ермаково и Туруханск и предложил название «ермаковский горизонт» для всех нижнезырянских отложений. Однако полной уверенности в раннезырянском возрасте ермаковской морены нет. Над ней

[2] Название заменено на «гыданская» автором (Троицкий, 1966), поскольку прежняя граница стадии соединяла Караульские гряды на Енисее с внешним краем Ньяпанских гряд у озер Муксунах (Стрелков, 1951), а новая (Стрелков, 1965) оказалась далеко от с. Караул.

Схема стратиграфического расчленения и корреляции отложений

| Возраст, тыс. лет от 1970 г. | Северо-Западная Европа | Северо-запад Европейской части СССР (Чеботарева, 1974) | Север: Урал, низовья Оби, п-ов Ямал |
|---|---|---|---|
| | | | Г О Л О |
| 10 | Сальпаусселька (верхний дриас) | Сальпаусселька | Лагортская морена |
| 11 | Аллерёд | Аллерёд | Щучьинские пески и глины |
| | Средний дриас | Средний дриас | |
| 12 | Бёллинг | Бёллинг | |
| | Нижний дриас | Невские, лужские слои | Собкейские морены |
| 13 | Сусака | Раунисские слои | |
| | | Крестецкие слои | |
| 14 | | Мстинские слои | Ленточные глины и флювиогляциальные пески |
| 15 | Померанская морена | Южнолитовские и венсовские слои | |
| 16 | Бланкенберг | Соминские слои | Табъяхинские слои (высокие террасы Ямала) |
| 17 | Франкфуртская морена | Едровские слои | Салехардоувальская морена и водно-ледниковые отложения |
| | | Березайские слои | |
| 18 | Бранденбургская морена | Бологовские слои | |
| 19 | | | |
| 20 | | | |

лежат только водно-ледниковые слои и ньяпанская морена I и II, а в тех разрезах, где верхней морены нет — аквальные осадки с аллохтонным растительным материалом, по которым получена серия радиоуглеродных дат от 24 до 40 тыс. лет назад (Кинд, 1965[1, 2], 1974). Аллохтонный характер материала и отдельные инверсии дат наводят на мысль

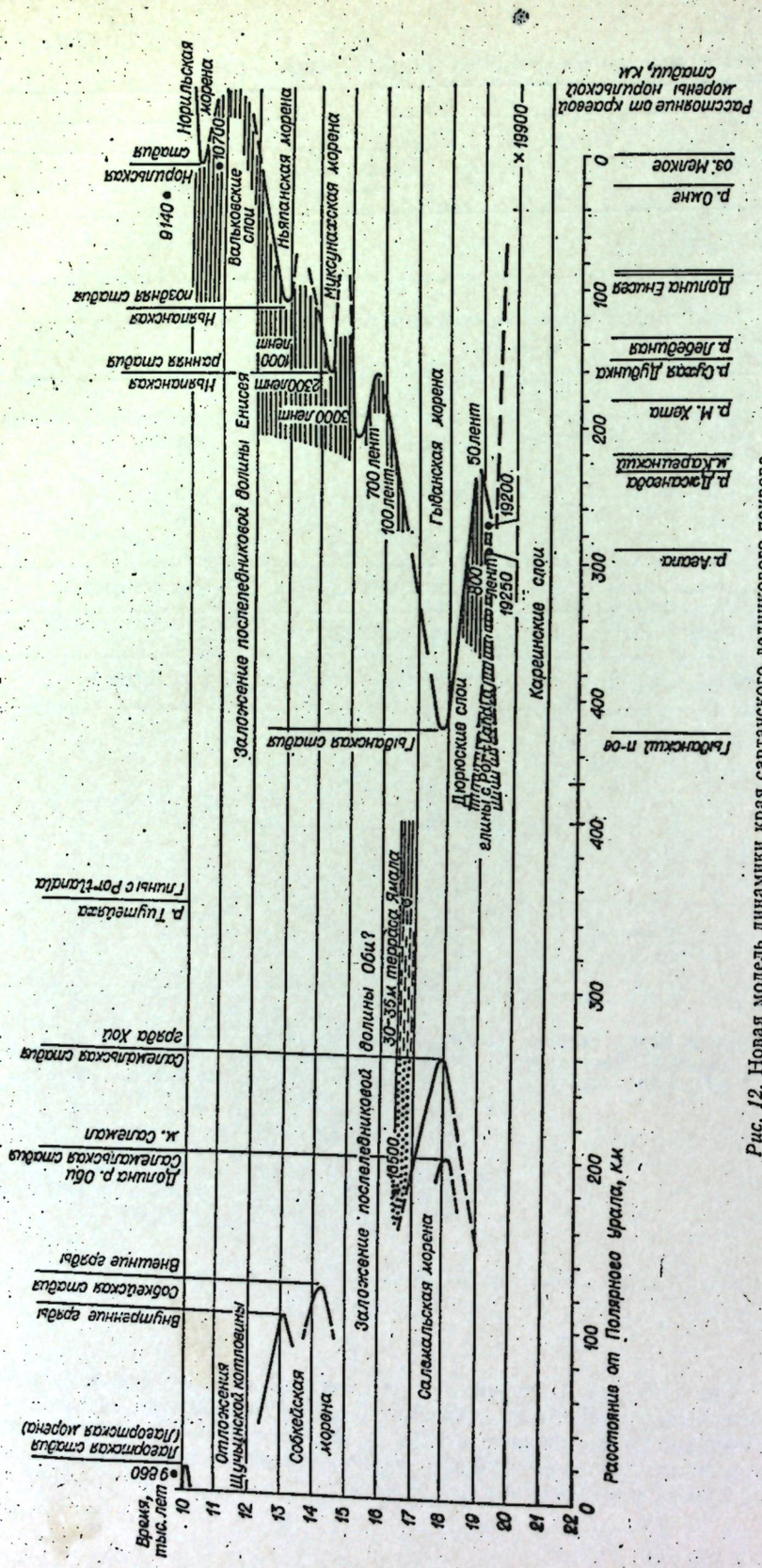


Таблица 5

сартанского горизонта (по разным источникам и данным автора)

| Сибирь: Низовье Енисея | Сибирь: Таймырская низменность — бассейн р. Пясины и Норильская котловина | Сибирь: Таймырская низменность — северо-западная часть |
|---|---|---|
| Ц Е Н | | |
| Норильские озерные и речные слои | Норильская морена | Верхнетаминская морена |
| Таймырские слои — аллювий сухих русел (30-метровая терраса) | Вальковские ленточные глины | Сырадасайские ленточные алевриты |
| Ленточные глины | | |
| Ньяпанская морена II | Ньяпанская морена | Наркайская морена |
| Ленточные глины | Ленточные глины Голомо | Водно-ледниковые отложения |
| Ньяпанская морена I | Муксуннахская морена | Морена Лыдде ? |
| Ледниковые и водно-ледниковые отложения | | |
| Гыданские слои: флювиогляциальные пески, ленточные глины, морена | Гыданские слои: флювиогляциальные пески, ленточные глины, морена | Гыданские слои: флювиогляциальные пески, ленточные глины, морена |
| | Дюрюсские слои: ленточные глины с *Portlandia*, речные алевриты | Дюрюсские слои: ленточные глины с *Portlandia*, реже алевриты |
| Перерыв | | |

о вторичности его залегания, переотложении из более древних органогенных слоев (каргинских, казанцевских) в молодые, по сути, тела — позднеледниковые озерные и речные накопления. Определенные сомнения вызывает и ограниченность распространения ермаковской морены, отсутствие ее аналогов в иных районах.


Время, тыс. лет
Расстояние от Полярного Урала, км
Заложение послеледниковой долины Енисея
Гыданская морена
Каргинские слои
Салемальская морена
Собкейская морена
Заложение послеледниковой долины Оби?
Отложения Шунькинской котловины
Нарильская морена
Валькавские слои
Няпанская морена
Мункунасская морена
Дюрские слои
Р. Тушемдата
Р. Хета
Р. Ленга
Р. Оленек
Р. М. Хатанга
Р. Сырая Дудинка
Р. Лебедь
Р. Дудинка
Р. Оленек
Р. Лена
Р. Анабар
Р. Оленек
Р. Лена
Р. Яна
Р. Индигирка
Р. Колыма
Р. Чукотка
Р. Анадырь
Р. Пенжина
Р. Камчатка
Р. Амур
Р. Уссури
Р. Сунгари
Р. Хуанхэ
Р. Янцзы
Р. Меконг
Р. Иравади
Р. Ганг
Р. Инд
Р. Тигр
Р. Евфрат
Р. Нил
Р. Конго
Р. Замбези
Р. Лимпопо
Р. Оранжевая
Р. Муррей
Р. Дарлинг
Р. Маррамбиджи
Р. Муррумбидж
Р. Миссисипи
Р. Миссури
Р. Колорадо
Р. Рио-Гранде
Р. Амазонка
Р. Ориноко
Р. Парана
Р. Ла-Плата
Р. Колорадо
Р. Рио-Негро
Р. Чубут
Р. Санта-Крус
Р. Сантьяго
Р. Ла-Плата
Р. Парана
Р. Амазонка
Р. Ориноко
Р. Миссисипи
Р. Миссури
Р. Колорадо
Р. Рио-Гранде
Р. Конго
Р. Замбези
Р. Лимпопо
Р. Оранжевая
Р. Муррей
Р. Дарлинг
Р. Маррамбиджи
Р. Муррумбидж
Р. Нил
Р. Тигр
Р. Евфрат
Р. Инд
Р. Ганг
Р. Иравади
Р. Меконг
Р. Янцзы
Р. Хуанхэ
Р. Сунгари
Р. Уссури
Р. Амур
Р. Камчатка
Р. Пенжина
Р. Анадырь
Р. Чукотка
Р. Колыма
Р. Индигирка
Р. Яна
Р. Лена
Р. Оленек
Р. Анабар
Р. Лена
Р. Оленек
Р. Ленга
Р. Тушемдата
Р. Хета
Р. Дудинка
Р. Лебедь
Р. Сырая Дудинка
Р. М. Хатанга
Р. Оленек
Р. Ленга
Р. Оленек

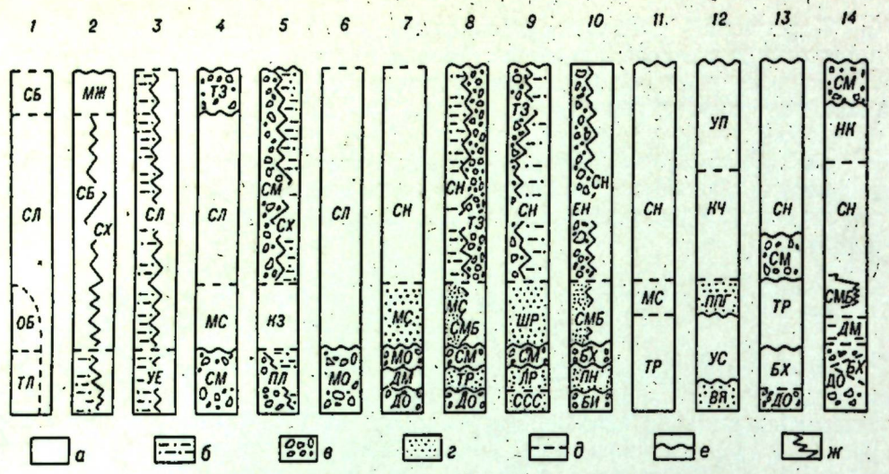



*Рис. 13.* Схемы стратиграфического разделения доказанцевской части разреза четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины и смежных территорий в области морских трансгрессий.

*1—6* — Обской Север (*1* — Гудина, 1966; *2* — Кузин, Чочиа, 1965; *3* — Попов, 1965; *4* — Алявдин, 1961; *5* — Лазуков, Рейнин, 1961; *6* — Сакс, 1951$_1$); *7—14* — Енисейский Север (*7* — Сакс, 1947; *8* — Архипов, 1960; *9* — Земцов, Шацкий, 1961; *10* — Зубаков, 1963, 1967; *11* — Загорская и др., 1965; *12* — Суздальский и др., 1967; *13* — Гудина, Гольберт, 1969; *14* — Троицкий, 1972).

СБ — сабунские слои, свита; СЛ — салемальские слои, свита, горизонт; ОБ — обские слои; ТЛ — тильтимские слои; МЖ — мужинские слои, пачка, пески; СХ — салехардская свита; УЕ — усть-енисейский горизонт (Попов, 1965); ТЗ — тазовские свита или горизонт; СМ — самаровские свита или горизонт; МС — мессовская свита, подсвита, горизонт; КЗ — казымская свита; ПЛ — полуйская свита; МО — отложения максимального оледенения; ДМ (Сакс, 1974) — морские отложения, накопившиеся до максимального оледенения; ДО — отложения древнего оледенения; СН — санчуговский горизонт, свита, подсвита; СМБ — самбургские свита, слои, пески; ТР — туруханская свита; ШР — ширтинская свита; ЛР — ларьякская свита; ССС — свита сизых суглинков; ЕН — енисейская горизонт; БХ — бахтинская свита, горизонт; УП — устьпортовский горизонт; КЧ — кочоский горизонт; ППГ — пачка песков и галечников; УС — устьсолеинские слои; ВЯ-варомияхинские слои; БХ — болгохтохские слои; ДГ — демидовские глины; НК — никитинские пески.

*а—г* — фации: *а* — морские и ледово-морские, *б* — ледниково-морские, *в* — ледниковые, *г* — речные, *д—ж* — границы: *д* — согласные, *е* — эрозионные несогласия, *ж* — фациальный переход.

1947, 1951$_1$, 1953). В качестве аналогов намечались морские слои с *Cerastoderma edule* на р. Яр; пески с *Cyrtodaria jenisseae* в среднем течении р. Танамы; пески с *Astarte borealis* на р. Хете в Таймырской низменности; морские глины и пески, пройденные скважинами в низовьях р. Котуй и по берегам бухты Кожевникова (Сакс, 1951, 1953; Стрелков и др., 1959). С морскими слоями этого возраста связывали обломки ракушняка с *Axinus sarsii* на р. Пур, конкреции с *Arctica islandica* на р. Мессо и панцири морских диатомовых в бассейне среднего течения Оби, найденные во вторичном залегании (Сакс, 1945$_1$, 1946, 1951$_1$, 1953).

Пересмотр геологического строения участка, где расположен типовой разрез, позволил включить «древние морские глины» Малохетской разведочной площади в санчуговский горизонт (Троицкий, 1975$_1$). Сведения же о геологической позиции, фациальных особенностях остальных геологических тел, сопоставлявшихся с «древними морскими глинами», настолько неполны, разрозненны и пестры, что совершенно не исключено, и даже более вероятно, отнесение их к иным морским горизонтам.

Исключение «древних морских глин» района Усть-Енисейского порта из числа древнейших морских отложений местного плейстоцена еще не свидетельствовало, однако, о том, что подобных отложений не существует вовсе. В северо-западной части Западно-Сибирской равнины в основании разреза плейстоцена была намечена толща песков, глин, алевритов (50—56 м), прослеженная по разрезам скважин под мысом Салемал, пос. Сангомпан, низовьем р. Ныды, ст. Обской и под долиной р. Пур (В. Соколов, 1960; Стрелков и др., 1959) и считавшаяся морской. Древнейшие морские (ледниково-морские) слои входили в состав полуйской свиты на Обском Севере (Лазуков, Рейнин, 1961; Лазуков, 1970); в том же интервале найдены фораминиферы и выделены ледово-морские тильтимские слои (Гольберт и др., 1965; Гудина, 1966), полуйские морские слои или отдельные пачки морских отложений (Суздальский, Слободин, 1969). На Енисейском Севере, помимо морских фаций мессовской свиты (Троицкий, 1962$_2$, 1966; Троицкий, Шумилова, 1974), В. И. Гудина открыла и описала болгохтохские морские слои со своеобразным комплексом фораминифер (Гудина, Корчагина и др., 1968; Гудина, 1969; Гудина, Гольберт, 1969). Лагунные фации были намечены в нижней части плейстоценового разреза, вскрытой новыми скважинами в бассейне р. Б. Хеты и получившей название варомыяхинских слоев (Суздальский и др., 1967; Слободин, Суздальский, 1969). Одновременно было высказано предположение о их плиоценовом возрасте.

Относительная фациальная пестрота как самих этих отложений, так и (главным образом) представлений об условиях их формирования, способствовала помещению их, с одной стороны, на различные стратиграфические уровни — от верхнего (мессовская свита), среднего или нижнего плейстоцена вплоть до неогена, а также объединению с более поздними накоплениями. С другой стороны, присутствие и относительно широкое распространение в этой части разреза морских фаций наводило на мысль о возможном стратиграфическом единстве. Первый шаг в этом направлении был сделан В. И. Гудиной, сопоставившей тильтимские слои с болгохтохскими (Гудина, 1969; Гудина, Гольберт, 1969).

Не менее важными для признания единства оказались представления Г. И. Лазукова о переходном, ледниково-морском, генезисе полуйской свиты (Лазуков, Рейнин, 1961), коррелировавшейся с шайтанской ледниковой толщей Зауралья (Захаров, 1965$_2$). Это обстоятельство позволило предположить, что древнейшие морские слои составляют какую-то часть нижнего ледникового комплекса. Сомнения в ледниковой природе нижнеплейстоценовых суглинков, появившиеся после находки в них немногочисленных фораминифер тильтимского комплекса (Гудина, 1966), были сняты после исследований Е. Е. Гуртовой (1968, 1970, 1971$_{1-3}$, 1975) и Е. В. Шумиловой (1971$_1$, 1974), показавших почти полное отсутствие в суглинках автохтонных пыльцы и спор, наряду с литологическими особенностями некоторых их пачек, присущими моренам. Находка морен в кровле мессовской свиты, при наличии резидуальных морен (валунных галечников) в ее подошве и при переходе разделяющих их мессовских речных песков в дельтовые и морские фации (Архипов, 1960; Троицкий, 1961$_2$, 1966, 1967$_2$; Троицкий, Шумилова, 1974; Шумилова, Троицкий, 1974), позволила сделать более четкой перспективу объединения морских, речных и ледниковых отложений этого интервала в единый региональный горизонт (Троицкий, 1975$_{1,2}$).

Включение древнейших морских отложений в нижний ледниковый комплекс определило их раннеплейстоценовый возраст. Однако среди исследователей, отрицающих местные плейстоценовые оледенения, есть тенденция понижать их возраст до плио-плейстоцена, плиоцена и миоцена (Кузин, 1963; Загорская и др., 1965; Кузин, Чочиа, 1965; Зайонц, Крапивнер, 1967; Зайонц, 1969; Слободин, Суздальский, 1969; Суздальский, Слободин, 1969).

Параллельно с накоплением новых данных о древнейших морских слоях происходило также «отсеивание» некоторых образований, оказавшихся явно более молодыми. Так, данные автора о «мессовских» морских песках с *Macoma baltica* и *Mytilus edulis*, распространенных в Таймырской низменности, ссылки на которые еще встречаются в литературе (Стрелков и др., 1969), устарели, так как установлена их принадлежность к казанцевскому горизонту (Гудина и др., 1968).

**Среднеплейстоценовые морские отложения и санчуговский горизонт.** Среднеплейстоценовые морские отложения залегают стратиграфически ниже среднего ледникового комплекса (бахтинского надгоризонта) или его ледниково-морского аналога (салехардской свиты). Это серые морские глины, реже пески, содержащие раковины элиторальных морских моллюсков, морские диатомовые и обильные комплексы фораминифер (обский и туруханский) вскрыты многочисленными скважинами в низовьях Оби, рек Надым, Пур, Таз и Енисей. Они были выделены в казымскую свиту (Лазуков, Рейнин, 1961; Лазуков, $1965_{1,2}$, 1970); обские слои (Гудина, 1966, 1969); мужинскую или мужиноуральскую свиту (Зайонц, Крапивнер, 1967; Зайонц, 1969); малообские слои (Суздальский, Слободин, 1969) — по разрезам в низовьях Оби; туруханскую морскую свиту (Загорская и др., 1965); туруханские слои (Гудина, 1969); устьсоленинские, сангучовские и устыпортовские слои (Суздальский и др., 1967; Слободин, Суздальский, 1969) — по разрезам Енисейского Севера. Аналогичные по геологической позиции песчаные накопления с морскими раковинами установлены В. С. Волковой (Чекуновой) и М. Н. Бойцовым в разрезе скважины у пос. Самбург. Автор, исследовавший раковины моллюсков из этого разреза, первоначально счел их казанцевскими, но впоследствии (Троицкий, 1964, $1975_2$) согласился с мнением В. А. Зубакова (1960) о более древнем их возрасте, не разделяя, однако, его представлений об особом самбургском горизонте, для которого этот разрез стал типовым (Зубаков, 1960, 1967, $1972_{1,2}$).

В результате этих исследований сложилось мнение о широком распространении, значительной мощности и относительном фациальном единстве весьма характерной части разреза плейстоцена — горизонта серых морских глин, лежащего под среднеплейстоценовыми ледниковыми накоплениями. Признанию единства горизонта весьма способствовало сопоставление обского и туруханского комплексов микрофауны, выполненное В. И. Гудиной (Гудина, 1969; Гудина, Гольберт, 1969). Параллельно с более четким выделением новый горизонт стал весьма странным образом сближаться по всем своим особенностям с хорошо известным санчуговским горизонтом и возникла проблема существования одного или двух горизонтов «санчуговского типа» (Архипов и др., 1968; Троицкий, 1969). Автор, длительное время придерживавшийся традиционных представлений о залегании санчуговского горизонта поверх среднеплейстоценовых морен, впоследствии пришел к выводу об идентичности его со среднеплейстоценовыми морскими отложениями, не только по фациально-литологическим особенностям и составу фауны, но и по залеганию его под моренами бахтинского возраста (Троицкий, $1975_1$).

Объединение этих двух, считавшихся ранее разновозрастными, стратиграфических таксонов было сделано на базе общих стратиграфических идей Г. И. Лазукова (исключая его трактовку генезиса салехардской свиты) и признания среднеплейстоценового возраста санчуговской свиты. Оно позволило снять противоречия между стратиграфической разбивкой весьма сходных в целом разрезов Обского и Енисейского Севера, четко отделить раннеплейстоценовые отложения, а также предложить объединение в санчуговский горизонт ряда местных подразделений (Троицкий, $1975_{1,2}$).

Тем не менее проявилась тенденция «удержать» санчуговский горизонт на прежнем стратиграфическом и геохронологическом уровне — над бахтинским ледниковым комплексом или, по крайней мере, в его верхней части. В основе этой тенденции лежит стремление к прямой корреляции разрезов плейстоцена Нижнего Приобья (в стратиграфической разбивке Г. И. Лазукова) и Енисейского Севера (в интерпретации В. Н. Сакса) без какого-либо кардинального пересмотра той или иной схемы, хотя такое сопоставление невозможно без чрезвычайных «натяжек» и создания искусственных палеогеографических и стратиграфических конструкций.



Попыткой примирения этих схем является превращение санчуговской морской свиты в «ледниково-морскую», предпринятые Г. И. Лазуковым, В. А. Зубаковым и их сторонниками (см. выше), а также замена салехардской ледниково-морской свиты Г. И. Лазукова салемальскими морскими слоями (Гольберт и др., 1965; Гудина, 1966; Гудина, Гольберт, 1969), занимающими то же стратиграфическое положение (несмотря на частные расхождения в разбивке конкретных разрезов)[3].

Соотношение салемальских «слоев» с санчуговским горизонтом или свитой является одним из центральных вопросов дискуссии, поэтому имеет смысл кратко осветить историю их выделения. Первоначально они были намечены как часть непрерывного морского разреза плейстоцена Мужинского Урала (Гольберт и др., 1965; Гудина, 1966), состоявшего (снизу вверх) из тильтимских, обских, салемальских слоев и сабунской свиты. Три нижних таксона находились в ясных взаимоотношениях, а для разрезов правобережья Оби и Южного Ямала предполагалось абсолютно невероятное замещение салемальскими слоями и обских и тильтимских, при сохранении их разновозрастными (!?). На это противоречие указывали Н. Г. Чочиа, С. А. Архипов (личные сообщения) и автор (Троицкий, 1969). Выход был найден в признании глубокого предсалемальского размыва (Архипов, 1971; Гудина, 1976), либо в предположении автора, что меняется не полнота разрезов, а состав наиболее типичного (обского) комплекса фораминифер (обедняясь по простиранию), что создает иллюзию присутствия в разрезах только одного салемальского комплекса (Троицкий, 1969). Было предложено также объединить большую часть салемальских слоев с обскими в составе единой среднеплейстоценовой морской межледниковой толщи, а их верхнюю, не содержащую автохтонных фораминифер, часть отнесли к бахтинскому надгоризонту (Троицкий, 1969). В принципе такое же предложение — объединить казимскую свиту с салехардской в нарымскую толщу — было сделано О. В. Суздальским и В. Я. Слободиным (1969) для «Устьобской фациальной зоны», однако в их схеме сохранились два «санчуговских» таксона (казымские в составе наречинской толщи и малообские слои — ниже ее); сопоставление с енисейскими разрезами осуществлялось следующим образом: низы нарымской толщи с санчуговскими слоями, а малообские с устьсоленинскими слоями.

Наряду со спорами по поводу одного или двух таксонов «санчуговского типа», появилась тенденция дополнить санчуговскую свиту (элиторальные морские глины) и ее аналоги более мелководными отложениями, которые бы завершали седиментационный ритм. Эти дополнения в зависимости от взглядов касались либо одного таксона, либо другого, либо обоих вместе. Действительно, если в схеме В. Н. Сакса (1953) седиментационный ритм завершался мелководными фациями казанцевского горизонта, то после признания самостоятельности санчуговской и казанцевской трансгрессий (Архипов, 1960; Лазуков, Рейнин, 1961; Загорская и др., 1965; Троицкий, $1961_2$, 1966) появилась необходимость в поисках мелководных фаций санчуговской свиты.

Из разрезов Енисейского Севера — по берегам Енисея выше Усть-Порта, ниже устья р. Яковлевой, на водоразделах Енисея и рек Муксунихи, Б. Хеты и Мессо, в истоках была выделена 20—30-метровая пачка мелководных песков, местами содержащая комплекс морских моллюсков, отличный от казанцевского, и завершающая санчуговский

[3] Уточнение стратиграфической позиции салемальских (=санчуговских) морских слоев, занявших положение между самаровской и тазовской ледниковыми толщами дано в работе С. А. Архипова, М. Р. Вотах, А. В. Гольберта и др. «Последнее оледенение в Нижнем Приобье», Новосибирск, «Наука», 1977. (*Прим. ред.*).

седиментационный ритм. Она получила название «песчаных фаций санчуговского горизонта», «водораздельных песков», «никитинских песков», «малышовских песков» и даже «зырянского горизонта» (Троицкий, $1961_2$, 1966, 1969; Слободин, Михалюк, 1967; Зубаков, $1968_1$, $1972_2$). Впоследствии автор предложил объединить эти отложения в верхнесанчуговскую подсвиту (Троицкий, $1975_2$). В. Я. Слободин, О. В. Суздальский (1969; Слободин, Суздальский и др., 1967) и их коллеги (Загорская и др., 1965, 1967) надстроили санчуговские слои (80 м) мощной (до 100 м) пачкой глинисто-алевритовых устьпортовских слоев и объединили те и другие, в кочоский горизонт, соответствующий седиментационному макроритму. Для нижнего же таксона «санчуговского типа» — устьсоленинских слоев — место регрессивных фаций заняла «пачка песков и галечников», заменившая мессовскую свиту.

Аналогичные песчаные отложения Обского Севера (Мужинский Урал), установленные Ю. Ф. Захаровым (Чочна, Галеркина, 1961), получили название мужинских слоев. В той же стратиграфической позиции оказалась сабунская свита В. И. Гудиной (1966), но она просуществовала недолго: ее сборный характер и непрочное единство, основанное лишь на отсутствии фораминифер, оказались слишком явными (Троицкий, 1969), и свита исчезла даже из схем ее автора.

Кроме стремления дополнить санчуговские свиту и горизонт отложениями, завершающими ритм осадконакопления, их довольно интенсивно «пополняли» совершенно посторонними отложениями — от морских (иного возраста) до ледниковых.

В первоначальном понимании (Сакс, 1939, 1940, 1947, 1948; Сакс, Антонов, 1945) санчуговский горизонт объединял только серые глины с элиторальной арктической фауной моллюсков, наиболее характерным представителем которой был вид *Goldiella lenticula*. Впоследствии в него вошли алевритово-глинистые морские отложения другого облика и с фауной иного состава, как это видно по описаниям и спискам видов, опубликованным в более поздних работах (Сакс, $1951_{1,2}$, 1953). Постепенно литологический критерий стал основным: в состав горизонта включались практически любые сероцветные морские глины и алевриты и даже континентальные накопления близкого габитуса. Не избежал этого «увлечения» и автор, относивший к санчуговскому горизонту морские алевриты казанцевского, выходящие по берегам Нижнего Енисея, левых притоков р. Пясины (Троицкий, $1961_2$, 1966) и даже часть позднеледниковых ленточных глин в Норильской впадине и по Енисею между городами Дудинка и Игарка. Существенной ошибкой было отнесение к санчуговскому горизонту казанцевских и сартанских морских алевритов и глин, распространенных в бассейне р. Агапы (Троицкий, 1958). Эта ошибка привела к значительной «деформации» обмена санчуговской фауны и позволила В. А. Зубакову ($1957_1$) коррелировать нижнюю (казанцевскую) часть местных разрезов с «1-м новым» межледниковым горизонтом на Среднем Енисее, названным затем «самбургским» (Зубаков, 1960), а верхнюю (сартанскую) — с енисейским ледниковым или ледниково-морским. Только после детальных исследований разрезов в бассейне р. Пясины удалось исправить эту ошибку (Гудина и др., 1968).

Заметную «деформацию» претерпел и литологический облик горизонта. При общей его характеристике очень часто делался упор на «мореновидность», слабую сортировку пород, наличие валунов и их скоплений и т. д., т. е. на частные отклонения, а не на типовые особенности. Включение в объем горизонта таких совершенно посторонних образований, как континентальные морены, еще более усугубило путаницу и превратило его в столь пестрый агломерат, что стало почти невозможным объяснить особенности его строения и происхождения (Сухорукова, 1975). В конечном итоге, межведомственный стратиграфический комитет (Решения и труды..., 1970) изъял из обращения сам термин «санчуговский горизонт», как скомпрометированный. Однако автор видит решение задачи не в подобной формальной мере, а в «расчистке» санчуговского горизонта и восстановлении его индивидуальности. Первым неуверенным шагом в этом направлении было выделение слоя «$Б_1$» с «типичной санчуговской фауной», или зоны Goldiella lenticula — Propeamussium groenlandicum (Троицкий, 1964, 1966). Вторым шагом стало отнесение исходной характеристики санчуговской свиты к нижней подсвите, дополнение ее морскими песками верхней подсвиты; третьим — объединение «старой» санчуговской свиты с «новыми» среднеплейстоценовыми свитами, слоями и горизонтами в единый и единственный санчуговский горизонт (Троицкий, 1969, $1975_{1,2}$).

Внутреннее разделение санчуговского горизонта первоначально состояло в выделении нижней части — элиторальных глин с *Goldiella lenticula* и верхней — мелководных отложений с *Portlandia arctica* (Сакс, 1940, 1953, 1959), но они наблюдались в весьма отдаленных разрезах и точное соотношение частей оставалось неопределенным.

Автор предлагал трехчленное деление горизонта (точнее «санчуговских слоев») на пачки «Б», «В» и «Г» (Троицкий, $1961_2$, 1966), однако последующие исследования показали, что две верхние пачки и часть нижней следует относить к казанцевскому горизонту. Впоследствии Н. Г. Загорская разделила санчуговские отложения низовьев Енисея на ряд литологических комплексов (Загорская и др., 1965), но их значение снижается тем, что многие комплексы объединяют разнородные по генезису и возрасту накопления. Дополнение типичных фаций мелководными (см. выше) породило и двучленное деление типовой свиты (и горизонта) на нижне- и верхнесанчуговскую подсвиты (Троицкий, $1975_2$).

Многочисленные мелкие подразделения санчуговского (сопочно-каргинского) горизонта: слои, пачки, пески или глины с собственными географическими названиями или безымянными (с теми или ными характерными, по мнению автора схемы, ископаемыми) наметил В. А. Зубаков ($1968_2$, $1972_2$) в каждом из пяти районов, выделенных им на севере Западной Сибири, в зоне плейстоценовых трансгрессий.

Модель латерального разделения горизонта состояла в выделении по окраинам равнин или у местных выступов субстрата морских песчаных отложений, замещающих элиторальные глины по простиранию. Они были найдены в южной части Таймырской низменности (Сакс, $1945_3$, $1951_1$, 1953), в истоках р. Агапы (Гудина и др., 1968) и в скважине у пос. Самбург на р. Пур (Троицкий, 1964), но не получили особого названия (или включались в иные стратиграфические подразделения). В Северном Зауралье и у склонов Сибирских увалов немые пески, которые, как полагали, замещают салехардскую свиту, выделили в сабунскую свиту[4]. Однако ни морской генезис этих песков, ни их соотношение с морскими глинами внутренних областей равнин не были подтверждены хоть сколько-нибудь веско, а немые пески вдоль Сибирских увалов, в том числе и в верховьях р. Сабун, определенно были и остаются зандровыми или озерными отложениями бахтинского надгоризонта (Шацкий, 1956; Земцов, Шацкий, 1961; Земцов, 1957, 1959, 1965; Мизеров и др., 1967; Архипов, 1971).

Латеральный ряд, предложенный О. В. Суздальским и В. Я. Слободиным (Слободин и др., 1967) для низовьев Енисея, состоит из «сходных по палеонтологической характеристике разнофациальных отложений» (весьма загадочная комбинация! — **С. Т.**) сопочно-каргинских, кочоских, дудинских «слоев» (сменяющих друг друга по простиранию!? — **С. Т.**), обоснованность выделения которых сомнительна.

---

[4] В отличие от нее сабунская свита В. И. Гудиной (1966) перекрывает салемальские слои, заменившие салехардскую свиту.

Соотношение санчуговского горизонта с подстилающими отложениями в региональном плане считалось трансгрессивным, а в окрестностях Усть-Порта — ингрессивным, с глубоким вложением морских глин в речные мессовские пески по размыву амплитудой до 80 м (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, $1951_1$, 1953). Оценка амплитуды неоднократно пересматривалась, но, вероятно, она достигает 120 м (Троицкий, $1975_1$). Весьма странно, что этому перерыву не придавалось значения важного стратиграфического рубежа. Только находка морен и резидуальных морен над ним позволила считать размыв региональным по характеру и гляциоэвстатическим по природе (Троицкий, $1975_{1,2}$). Вместе с тем выяснилось, что в основании санчуговского горизонта, как правило, нет базальных фаций, местами же между морскими глинами и подстилающими моренами есть переходные, ледниково-морские слои (Троицкий, 1969, $1975_2$). Это заставило полностью отказаться от прежних представлений и отнести поверхность несогласия к подошве морен, а не к основанию морских фаций.

Верхней границей санчуговского горизонта — вместо традиционного перехода в мелководные отложения казанцевского (оттесняемого местными перерывами) — после работ Г. И. Лазукова, И. В. Рейнина (1961), С. А. Архипова (1960) и автора (Троицкий, $1961_2$, 1966) была признана региональная поверхность перерыва. Нередко под ней сохранились бахтинские морены или продукты их переработки (Троицкий, $1975_{1,2}$). Пополнилась, причем весьма существенно, палеонтологическая характеристика горизонта. Однако многочисленные сведения о составе моллюсков (Троицкий, 1964, 1966, 1969, 1970, $1972_2$, $1975_{1,2}$; Troitskiy, 1974), фораминифер (Гудина, 1964, 1965, 1966, 1974, 1976; Гудина, Гольберт, 1969; Гольберт и др., 1965), спорово-пыльцевых спектрах (Гуртовая, $1971_{1,2}$, 1975) и иных ископаемых нередко «разложены» в публикациях по иным стратиграфическим таксонам. Их воссоединение и анализ составляют содержание одной из частей данной работы. То же относится к реконструкциям термического режима санчуговского времени и его изменениям.

**Казанцевский горизонт.** Представление о казанцевском горизонте как о типичном морском межледниковом сохранилось без существенных изменений и прочно утвердилось во взглядах всех исследователей сибирского плейстоцена. Весьма существенно пополнилась палеонтологическая характеристика казанцевских отложений (Троицкий, 1958, 1964, 1966, 1969, $1972_{1,2}$; Стрелков и др., 1959; Соколов, 1960, Гудина и др., 1968; Гудина, 1969; Гуртовая, Троицкий, 1968; Левина, 1971; и др.). Появились континентальные аналоги морских фаций не только в южной части Таймырской низменности и в Приобье (сангомпанская свита), но и далеко за пределами их распространения: ялбыньинская свита — в Северном Зауралье (Захаров, 1965), казанцевские речные отложения — на Белогорском и Тобольском «материках» (Волкова, 1966), на Среднем Енисее (Зубаков, $1957_1$; $1972_{1,2}$; Троицкий, 1964, $1975_2$; Архипов, 1960).

Было выполнено намеченное В. Н. Саксом (1936) и М. А. Лавровой (1946) сопоставление горизонта с бореальными морскими слоями севера Русской равнины, эемскими — Западной Европы (Лаврова, Троицкий, 1960; Лаврова 1961; Троицкий, $1972_{1,2}$) и установлены его аналоги на Чукотском полуострове — валькатленские морские слои (Петров, 1966). Казанцевский горизонт стал подлинным стратиграфическим репером для верхнего плейстоцена всего северного побережья Азии.

До формирования представления о региональном денудационном перерыве в основании горизонта была сделана попытка выделить переходные между санчуговским и казанцевским горизонтами морские хетские слои в бассейне р. Б. Хеты (Волкова, 1961) и даже наметить их аналоги на всем севере Западной Сибири и в бассейне р. Печоры



(Троицкий, 1964). Однако эти построения, базировавшиеся на «переходном» облике комплекса моллюсков из нижней части казанцевского горизонта (присутствие отдельных преимущественно бореальных видов как бы ставило его между арктическим комплексом санчуговского и умеренно тепловодным — казанцевского), были опровергнуты прямыми геологическими данными — широким распространением литоральных, лагунных и дельтовых фаций в самом основании казанцевских отложений и установлением морен и резидуальных морен между ними и санчуговским горизонтом (Троицкий, 1966, $1972_{1,2}$, $1975_{1,2}$).

Соответственно возникло представление о самостоятельности казанцевского седиментационного ритма и прислонении отложений горизонта к более древним, как весьма распространенной форме их залегания. Последнее вполне соответствовало взглядам исследователей Ямала, Гыдана и Нижнего Приобья, выделявшим их в IV (казанцевскую) террасу (Кузин, 1963; Кузин, Чочиа, 1965; Зубаков, Левковская, 1967; и др.).

Внутреннее деление морских отложений, намеченное В. Н. Саксом (1940, $1945_{2,3}$, $1951_{1,2}$, 1953), состояло в выделении верхней части — мелководных песков с *Macoma baltica* и *Mytilus edulis* и нижней (основной) — песков и алевритов с обильной фауной, включающей бореальные виды *Arctica islandica* и *Zirphaea crispata*. Впоследствии автор отчленил дополнительно нижнюю пачку — дельтовые, лагунные и литоральные накопления с *Mytilus edulis*, *Macoma baltica*, а также (предположительно) лагунные алевриты и речные пески, венчающие разрез горизонта (Троицкий, 1966). Более дробно, как будет показано ниже, удалось разделить и типично морские фауны.

Оценка термических условий формирования горизонта почти не менялась. По составу казанцевского комплекса моллюсков можно считать, что аккумуляция шла в умеренно теплых водах — нижнеарктических на границе с бореальными или на арктической окраине высокобореальных вод (Троицкий, 1966, $1972_{1,2}$; Troitskiy, 1974).

Возраст казанцевского горизонта практически не пересматривался, хотя, по сути дела, после решений Новосибирского стратиграфического совещания (1961 г.) он автоматически переместился в начало позднего плейстоцена. На это обратила специальное внимание Н. Г. Загорская (Загорская, Яшина и др., 1965), предложившая проводить границу между средним и верхним плейстоценом по его подошве. Автор также принял эту точку зрения, признав казанцевский горизонт единственным стратиграфическим таксоном, соответствующим во времени всему бахтинско-зырянскому (рисс-вюрмскому, земскому) межледниковью или большей его части (Троицкий, $1972_{1,2}$, $1975_{1,2}$).

**Морские фации зырянского надгоризонта.** Первоначальное представление о существовании мощной (до 100 м) толщи зырянских ледниково-морских песков и суглинков, слагающих водораздельные возвышенности и плато в Западной Сибири и Таймырской низменности (Сакс, $1945_3$, 1947, 1951), было оставлено, и в заключительном варианте исходной схемы зырянские накопления фигурировали в качестве континентальных ледниковых и водно-ледниковых (Сакс, 1953).

Прежние данные о существовании морских фаций каргинского горизонта, слагающих широкие ступени высоких ингрессионных террас в долинах и на побережьях, были уточнены при региональных геологических съемках 1950—1955 гг. Основные разрезы этого горизонта в бассейне р. Пясины (по р. Агапе) и у м. Каргинского на Енисее, исследованные Н. Н. Куликовым, В. С. Ломаченковым и Троицким, были отнесены к казанцевскому и частично к санчуговскому горизонтам; показана почти полная идентичность выделившегося ранее каргинского комплекса моллюсков казанцевскому (Троицкий, $1961_2$, 1966).

Морские фации этого возраста не установлены на п-ове Ямал (Кулаков, 1959). При обобщении сведений о четвертичных отложениях

Советской Арктики (Стрелков и др., 1959) морские отложения каргинского горизонта сохранены только на побережье Югорского полуострова, берегах Хатангского залива и островах Анжу. С возможностью такого решения (с некоторыми оговорками) согласился и автор исходной схемы (Сакс, 1959). Оно нашло отражение на всех общих картах четвертичных отложений Западной Сибири и СССР, вышедших между 1961 и 1968 г. Поля распространения каргинских морских отложений, кроме указанных участков, заменены полями «озерно-аллювиальных» накоплений.

Однако время показало, что слишком широкое распространение выводов, верных для некоторых районов и частей разреза, быстро вывело их за пределы применимости. В разрезах высоких террас Ямала, в бассейне р. Пясины и на Енисее были установлены морские фации зырянского надгоризонта — многие глины, алевриты и пески с *Portlandia arctica* (Кулаков, 1959; Троицкий, 1966; Гудина и др., 1968), очень близкие к глинам с *Portlandia aestuariorum*, описанными В. Н. Саксом (1945) на р. Пясине около устья р. Тареи в качестве типичных морских отложений 50-метровой «каргинской» террасы. Дополнительные данные о строении и особенностях отложений в этом выходе собрал И. Д. Данилов (1971).

Представление о существовании морских и лагунных («эстуарных», «ваттовых») фаций в разрезах высоких береговых и долинных террас сохранилось среди исследователей Обского Севера (Лазуков, Рейнин, 1961; Лазуков, $1965_2$, 1970; Кузин, Чочиа, 1965; Крапивнер, 1965; Полуостров Ямал, 1975). Обзор и ревизия прежних данных позволили наметить широкое распространение этих ледниково-морских отложений, отнесенных к сартанскому горизонту (Троицкий, $1975_2$), по периферии Ямала, Гыданского и Тазовского полуостровов. По традиции их нередко и сейчас считают «каргинскими» (Лазуков, $1965_2$, 1970; Кузин, Чочиа, 1965).

Пересмотр представлений не привел ни к восстановлению зырянского ледниково-морского горизонта в прежнем понимании (Сакс, 1947, $1951_1$), ни к реставрации морских фаций каргинского. Сартанские морские отложения заняли, по большей части, геоморфологическую позицию бывших каргинских, сформировались (подобно прежним зырянским) в ледниково-морских условиях, но оказались представленными совсем иными фациями, чем те или другие. Точнее, наиболее типичной оказалась для них фация портляндиевых глин, входившая ранее в каргинский горизонт, но, так сказать, «в порядке исключения».

Вслед за вычленением морских фаций из каргинского горизонта последовала попытка восстановить их в низовьях Енисея, Хатанги и на Обском Севере (Кинд, 1967, 1974; Кинд и др., 1974; Гудина, 1976), что заставляет вернуться к обсуждению вопроса в данной работе.

**Некоторые стратиграфические объединения.** Стратиграфические объединения применяются обычно сторонниками «непрерывных морских разрезов», антигляциалистами. В их схемах (см. рис. 13) главное место в сложении плейстоценового (или четвертичного, или даже «послеолигоценового») разреза занимает мощная единая доказанцевская морская толща — ямальская серия (свита) на Обском Севере и устьенисейская серия, включающая и казанцевскую свиту или горизонт,— на Енисейском Севере (Решения и труды..., 1961, 1970; Кузин, Чочиа, 1965; Попов, 1965; Загорская и др., 1965; Гудина, 1966). Для нижней ее части (Кузин, Чочиа, 1965) или для всей серии (Попов, 1965) допускается фациальный переход в ледниково-морские фации (но не в морены!).

В схемах О. В. Суздальского, В. Я. Слободина и их коллег (Слободин и др., 1967; и др.) фигурируют два доказанцевских объединения для Енисейского Севера — большехетский и кочоский горизонты. Первый объединяет варомыяхтинские и устьсоленинские слои, второй — санчуговские и устьпортовские. Между горизонтами предполагается субрегиональный разрыв, в который включена «пачка песков и галечников», разделенная поверхностью размыва. Оба горизонта сложены почти исключительно морскими фациями.



Для верхней части разреза предложена гыданская серия (верхний плейстоцен — голоцен), объединяющая отложения всех морских террас — от казанцевской (IV) до современных пляжей и соответствующие им речные фации (Кузин, Чочиа, 1965). А. И. Попов (1965) объединяет те же отложения, исключая казанцевские, в обь-енисейскую серию, а сангомпанский (казанцевский) горизонт относит к регрессивным фациям салемальской толщи.

Эти объединения почти не используются гляциалистами, так как они тесно связаны с антигляциалистическими концепциями и смазывают реальные различия между разновозрастными горизонтами и слоями.

### Соотношение ледниковых и морских отложений

Проблема соотношения ледниковых и морских отложений — одна из центральных при разработке стратиграфических схем. Она же — одна из наиболее дискуссионных и запутанных: кажется нет ни одной из мыслимых (и даже немыслимых!) комбинаций, которая не была бы предложена. Официальные стратиграфические схемы 1961 и 1967 гг. представляют в этом отношении попытку исследователей выбрать наиболее приемлемый вариант местной схемы (Решения и труды..., 1961, 1970).

В схеме В. Н. Сакса (1953) все было четко и ясно — морские горизонты и слои были только межледниковыми и межстадиальными без какого бы то ни было замещения ими морен, допускавшегося прежде (Сакс, 1939, 1940, $1945_3$, 1947, $1951_1$). Для ортодоксальных антигляциалистов вопрос, естественно, даже не вставал, поскольку в их схемах просто не было ледниковых отложений.

В схемах Г. И. Лазукова, В. А. Зубакова и их последователей порядок, намеченный В. Н. Саксом, сохранялся (иногда частично) для верхнего плейстоцена, а для среднего и нижнего предполагались ледниковые горизонты с двучленным латеральным рядом фаций: морены — ледники — морские отложения, разделенные чисто морскими или континентальными межледниковыми или межстадиальными отложениями (Лазуков, Рейнин, 1961; Лазуков, Назаревич, 1962; Лазуков, 1960, $1965_{1,2}$, 1970, 1972; Зубаков, $1968_2$, $1972_{1,2}$; и др.). Существенно новой была идея о наличии в среднем и нижнем плейстоцене ледниково-морских фаций, но их типы не были очерчены конкретно, а масштабы географического и стратиграфического распространения сильно преувеличивались.

В общей для севера Западной Сибири схеме, предложенной В. И. Гудиной и А. В. Гольбертом (1969), показаны «стыки» ледниковых комплексов Енисейского Севера, разделяющих морские горизонты со сплошным морским разрезом Обского Севера, но их соотношения не рассматривались и ледниково-морские фации не намечались.

Многочисленные варианты замещения ледниково-морскими фациями отдельных (особенно верхних) морен, слагающих ледниковые комплексы, предложены для бахтинского и зырянского надгоризонтов (Зубаков, $1957_2$; Архипов, 1960; Земцов, Шацкий, 1961; Архипов, Матвеева, $1964_1$; Троицкий, $1961_2$, 1966, $1967_{1,2}$, 1969, $1975_2$; Гудина, 1969; Гудина и др., 1968). Часть этих построений (корреляция тазовских морен с санчуговскими морскими отложениями) оказалась ошибочной, другая же подтвердилась и стала основой для представлений о существовании в местных условиях фациальных переходов между моренами и морскими слоями не только по простиранию, но и по разрезу. Удалось

найти конкретные разрезы с полной гаммой таких переходов (Троицкий, 1966, 1969, 1975$_2$; Гудина, 1969; Шумилова, Троицкий, 1974), определить стратиграфические интервалы, к которым они приурочены: нижний плейстоцен, рубеж нижнего — среднего плейстоцена, сартанский горизонт верхнего плейстоцена. При этом было установлено, что мощность переходных (ледниково-морских) слоев невелика или, во всяком случае, время их накопления кратко. Наконец, после работ Е. В. Артюшкова (1969), посвященных гляциоизостатическим движениям на севере Сибири, дано общее объяснение распределению ледниково-морских фаций в зависимости от размещения, размеров и кинематики местных ледниковых щитов и покровов, от вызванных ими гляциоизостатических эффектов, а также от общих колебаний уровня океана (Троицкий, 1975$_2$, 1976).

### Выводы

Накопление новых данных и развитие стратиграфических идей привели к формированию нескольких концепций и возникновению спорных вопросов, относящихся к числу, строению, возрасту горизонтов и слоев морских четвертичных (или «послеолигоценовых») отложений.

Общим для всех концепций является признание существования морских отложений во всех трех основных частях разреза: нижней (доказанцевской), средней (казанцевский горизонт) и верхней (зырянский надгоризонт). За редкими исключениями, нет расхождений и в том, что эти три части разреза разделены региональными перерывами, хотя природа их считается разной (тектонической или гляциальной, т. е. экзарационной, гляциоэвстатической, гляциоизостатической).

Наибольшие расхождения, как видно из приведенных выше данных, возникают по поводу нижней части разреза. Они сводятся к следующим основным вопросам.

1. Есть ли в ней морской неоген и эоплейстоцен или вся она не древнее плейстоцена?

2. Сложена ли она непрерывной морской толщей или в ней есть несколько морских горизонтов и слоев, разделенных поверхностями перерыва, континентальными, морскими и иными континентальными фациями?

3. Каково соотношение морен и морских слоев в наиболее древней, нижнеплейстоценовой (досанчуговской, по автору) части разреза?

4. Имеет ли входящий в состав толщи санчуговский горизонт своего «двойника» в более высокой части разреза или он единственный?

5. Каково соотношение «салехардской свиты» с санчуговским горизонтом?

Морские отложения средней части разреза — казанцевского горизонта — почти не вызывают разногласий, но новые материалы позволяют построить гораздо более полную и детальную схему его внутреннего строения и стратиграфического расчленения.

В отношении верхней части разреза расхождений относительно немного. Нужен внимательный анализ новых данных, положенных в основу попыток восстановления морских фаций каргинского горизонта. Необходимо уточнение соотношений морских слоев сартанского горизонта с морскими и береговыми террасами, определение числа, самостоятельности и возраста этих слоев.

Наконец, необходимы объединение данных по стратиграфии морских горизонтов и слоев со сведениями о стратиграфической позиции отложений иного генезиса в единую непротиворечивую модель — общую стратиграфическую схему, а также корреляция морского плейстоцена сибирских равнин с морскими отложениями, распространенными в других областях, лежащих на периферии Северного Ледовитого океана.



## Глава III

# О СЕВЕРОСИБИРСКОМ НЕОГЕНЕ И ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Прежде, чем перейти к вопросам стратиграфии плейстоценовой толщи, нужно обосновать ее плейстоценовый и четвертичный возраст, тем более, что у некоторых исследователей возникли сомнения на этот счет и появилась тенденция опустить ее нижнюю часть в неоген. Поскольку подобные взгляды обычно сочетаются с представлениями о непрерывности ее накопления в морском бассейне, существовавшем вплоть до начала позднего плейстоцена, то встает вопрос и о морском эоплейстоцене.

Особенную остроту проблеме придает повышенный интерес к северному неогену как в теоретическом, так и в прикладном аспектах. Теоретиков он интересует как дефицитный источник сведений об эволюции осадконакопления, тектонической жизни, истории фаун, флор и климатов этого времени в высоких широтах северного полушария. Не меньший интерес представляет в этом отношении и морской эоплейстоцен севера, тем более если он, как утверждают некоторые исследователи, составляет часть непрерывной неоген-четвертичной последовательности морских фаций. Для практиков, особенно геологов-нефтяников, неоген интересен тем, что в нем гораздо вероятнее, чем в плейстоцене, обнаружение следов тектонической жизни мезокайнозойских нефтегазоносных структур, а его древняя глинистая толща могла играть роль покрышки при миграции флюидов в формировании местонахождений нефти и газа.

Автор полагает, что этот «повышенный спрос» на северный неоген, если и не породил прямо ответного «предложения», то в какой-то мере способствовал его появлению.

Хорошо известные разногласия по поводу проведения нижней границы четвертичной системы и ее разделения также требуют четкого определения позиции автора не столько для того, чтобы рассматривать эту проблему, составляющую предмет многочисленных специальных исследований, сколько для того, чтобы быть правильно понятым.

Проблема северосибирского неогена не стояла бы столь остро, если бы не существовало некоторых теоретических и методических трудностей на пути ее разрешения. Они вызваны двумя основными причинами: относительно слабой изменчивостью позднекайнозойских фаун и флор и особенностями местной геологической обстановки. Первая причина затрудняет применение обычных биостратиграфических методов, основанных на эволюционной изменчивости ископаемых. Из особенностей геологической обстановки серьезные затруднения вызывает, прежде всего, разрыв в последовательности местных ископаемых фаун и флор, обусловленный существованием крупного регионального перерыва на границе мела и палеогена с перекрывающей толщей, относимой к неогену и (или) плейстоцену. Длительность перерыва не вызывает сомнений: настолько различны все особенности пород, ископаемых фаун и флор по обе стороны поверхности раздела, однако продолжительность его может быть оценена по-разному в пределах возможных 25 млн. лет. Кроме того, как было показано выше, поверхность несогласия весьма неровна, а ее субстрат слабо консолидирован, что способствовало переотложению ископаемых, особенно микроскопических, причем именно в те наиболее низкие слои перекрывающей толщи, возраст которых считают спорным, и образованию смешанных «комплексов» из древних и молодых элементов, которые нетрудно принять за «переходные».

## О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И ВОЗРАСТЕ «ПОСЛЕОЛИГОЦЕНОВЫХ» МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ СИБИРИ

### Общие сведения

В результате работы ряда национальных международных стратиграфических комиссий и совещаний, в том числе XXII сессии Международного геологического конгресса (1972 г.) и IX Конгресса INQUA (1973 г.), достигнуто соглашение о проведении нижней границы четвертичной системы по основанию 22-й зоны кайнозоя — зоны Globorotalia truncatulinoides, выделенной в непрерывных разрезах донных осадков океанов (Blow, 1969; Крашенинников, 1969; Berggren, $1969_{1,2}$, 1971).

Корреляция океанической зоны с разрезами Евразии осуществлена через типовой разрез калабрия в Южной Италии, у Санта-Мария ди Катандзаро, где филогенетический переход *G. tosaensis — G. truncatulinoides* установлен вблизи его основания (Berggren, 1969; Никифорова, 1973)[1].

Сопоставление морского калабрия с континентальными костеносными слоями верхнего виллафранка Южной Европы (Selli, 1967; Hürzeler, 1967; Bout, 1968; Бут, 1972) позволило провести дальнейшую корреляцию с разрезами юга европейской части СССР, Понто-Каспия и установить нижнюю границу по подошве апшерона, гурийских слоев по подошве биостратиграфической зоны Archidiscodon meridionalis в континентальных накоплениях европейской части СССР и ее аналогов на Урале и в Сибири (Никифорова, 1973; Краснов, Никифорова, 1973, 1975; Вангенгейм, 1975; Зажигин, 1975).

На палеомагнитной шкале (Cox, 1969) новая граница проходит по основанию эпизода прямой намагниченности Гилза, в интервале обратной полярности Матуяма. Радиоизотопный возраст новой границы около 1,8 (1,79) млн. лет.

В новом (увеличенном в 2,5 раза против прежнего) объеме система все же соответствует всего лишь одной или двум (в зависимости от точек зрения) зонам стандартной шкалы, которые и образуют ее единственный ярус и единственный отдел.

При анализе точек зрения советских исследователей приходится иметь в виду, что новая граница еще не признана официально Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР, и во всех публикациях Министерства геологии СССР она проводится на прежнем стратиграфическом уровне — между бакинским и апшеронским «ярусами» в Понто-Каспийской области и их аналогами, т. е. на рубеже, возраст которого определяется в пределах 0,7—0,8 млн. лет (Никифорова, 1973; Краснов, Никифорова, 1973). В публикациях же большинства академических учреждений принята либо новая граница (1,8 млн.), либо граница под астием — акчегылом (3,3—3,5 млн. лет).

В данной работе принято новое положение границы четвертичной системы — под классическим калабрием, апшероном, зоной Archidiscodon meridionalis (s. l.) (=A. meridionalis meridionalis в понимании Э. А. Вангенгейм, 1975).

---

[1] В связи с находкой морских слоев с *Dentalium*, дополняющих снизу классический калабрий, поставлен вопрос о пересмотре его стратиграфического объема. Однако более целесообразным кажется присвоение этой части разреза нового наименования, иначе мы никогда не покончим с динамикой, что же считать границей — фаунистический рубеж в монофациальном разрезе или начало седиментационного ритма? Автор — за первое решение.



### Положение границы системы в Западной Сибири и южный путь сопоставления

В ближайшем к сибирскому полю морского плейстоцена региона, где может быть прослежено положение новой границы — в южной части Западной Сибири, она проводится внутри толщи континентальных отложений мощностью до 100—120 м, известной под названием кочковской свиты (Мартынов и др., 1964; Мартынов, 1965, 1966; Адаменко, 1966; Архипов, 1971). Новая граница проведена на основании эволюционных изменений в филогенетических линиях мелких млекопитающих (главным образом появление некорнезубых микротин; Зажигин, 1975), а также по рубежу исчезновения *Archidiscodon gromovi* и появления *A. meridionalis* в линии элефантид (Вангенгейм и др., 1972; Вангенгейм, Зажигин, 1975). Обычно же ее проводят под отложениями с кизихинским комплексом млекопитающих, т. е. в основании кизихинской пачки кочковской свиты (Зажигин, 1975), в Павлодарском и Алтайском Прииртышье — в основании кизихинской подсвиты и краснокутской свиты или внутри (?) подпуск-лебяжьинских слоев (Вислобокова, $1973_{1,2}$, $1974_{1-3}$). Наиболее северные возможные континентальные аналоги апшерона выделены в Омском Прииртышье, где по изменениям в фауне унионид границу можно предварительно наметить над нижнеильинскими слоями с *Sibirunio depressus* (Зыкин, $1974_{1,2}$, 1975).

Менее ясно положение границы четвертичной системы в разрезах другого относительно северного участка — Приобского степного плато, где к уровню палеомагнитного эпизода, сопоставляемого с Гилза (1,8 млн. лет), приурочен рубеж смены раздольнинского (таманского) комплекса млекопитающих вяткинским (тираспольским), датируемый обычно 0,7—0,8 млн. лет (Архипов, 1971; Поспелова, Ларионова, 1971; Архипов и др., 1973). Это противоречие пока не объяснено, поскольку одинаково сложно как принять идею «метахронности» эволюции млекопитающих, так и признать неполной стандартную палеомагнитную шкалу.

Между полем морского плейстоцена и самыми северными разрезами, где граница намечена в континентальных фациях, расстояние 1000—1100 км. В этой обширной области наиболее древние континентальные костеносные слои тобольского горизонта содержат остатки представителей вяткинского (тираспольского) комплекса, указывающие на возраст не древнее раннеплейстоценового. Корреляция тобольского аллювия с туруханской и казымской морскими свитами севера (Лазуков, 1965, 1970; Архипов, 1971; Троицкий, $1975_1$) показала, что последние сформировались в начале среднего плейстоцена, а подстилающие их морены и ледниково-морские слои — в раннем плейстоцене. Соответственно можно считать, что рубеж между неогеном и четвертичной системой в границах поля морского плейстоцена приходится на длительный перерыв в осадконакоплении, признаки которого были описаны выше, при характеристике подошвы плейстоцена.

### Положение границы системы в разрезах по берегам Северного Ледовитого океана, прилегающих частей Атлантического, Тихого океанов и северный путь сопоставлений

Помимо южного пути между стратотипом границы и сибирским полем морского плейстоцена можно попытаться использовать и «северный», через разрезы донных осадков океанов и сибирского шельфа. Однако в этой «арктической цепи» корреляций недостает еще слишком многих звеньев. Вид-индекс (*Globorotalia truncatulinoides*) не найден ни

в глубоководных осадках Полярного бассейна, ни в прилегающих частях Атлантики и Пацифики, так что границы зоны не определены точно даже в тех длинных колонках (3—5 м), где, как считают, пройдена плиоцен-четвертичная граница (Herman, 1974; Кларк, 1974). На шельфах не пробурено пока ни одной скважины, а грунтовыми трубками вскрыты слои не старше позднего плейстоцена (Сакс, 1952$_2$; Кордиков, 1953; Куликов, 1961; Andrew, Kravitz, 1974; Holmes, Creager, 1974).

Редкая цепь разрезов в пределах суши, где новая граница прослежена в морских или преимущественно морских фациях, доходит только до Исландии на западе и до Аляски на востоке, обрываясь в 2750—3000 км от береговой черты сибирских равнин. По новым данным (Гладенков, 1972, 1973, 1974$_{1,2}$; Никифорова, 1973; Gladenkov, 1974; Montfrans, 1971; Voorthuysen e. a., 1972; Zagwijn, 1974; Zagwijn e. a., 1971), в Восточной Англии она проходит между нижним и верхним исеном, в подошве венбурнского крага; в Нидерландах — явно выше кровли амстеля, по подошве которого ее проводили ранее (Gilbert, Henzelin, 1957; Vlerk, 1948, 1957, 1959; Voorthuysen, 1957; Zagwijn, 1957, 1960); в Исландии — внутри свиты фурувик, отделяющей нижние морские толщи, завершающиеся зоной Serripus, от морских слоев свиты брейдавик (Einarsson, Hopkins, 1967). На Камчатке она проходит по подошве тусатуваямских слоев (Гладенков, 1972), а на Аляске — между берингийскими морскими слоями и ледниково-морскими толщами о. Миддлтон (Hopkins, 1967).

Наиболее примечательной особенностью этого рубежа повсеместно является смена плиоценовых комплексов моллюсков, состоящих из бореальных или более тепловодных видов и содержащих многочисленные (20—30%) вымершие формы, четвертичными комплексами североборeального и арктического типа с единичными вымершими видами (4—10%). По этому признаку «послеолигоценовые» морские слои Северной Сибири, содержащие не более 1,5% вымерших видов среди морских моллюсков (Троицкий, 1969, 1970; Troitskiy, 1974), образующих ископаемые фауны арктического, арктo-бореального, редко североборeального типа, не только могут быть определенно отнесены к четвертичной системе, но и явно занимают в ней относительно высокое положение. О последнем можно судить хотя бы потому, что, например, фауна морских моллюсков Восточной Англии приобретает столь же современный облик на уровне подошвы кромера (гюнц-минделя), т. е. на границе между эоплейстоценом и нижним плейстоценом (Zeuner, 1959).

К выводу о плейстоценовом возрасте новейших морских отложений сибирских равнин пришла также В. И. Гудина на основании изучения систематического состава и зоогеографической структуры комплексов донных фораминифер (Гудина, 1966, 1969, 1976). «Северная» система корреляций опять-таки приводит к выводу об отсутствии в разрезах Северной Сибири древних морских толщ, в которых можно было бы проследить наиболее низкие горизонты четвертичной системы или ее границу с неогеном.

Немногочисленные пока что данные палеомагнитных измерений показывают прямую намагниченность всех даже наиболее низких слоев морской толщи и проблематического «неогена» на Обском и Енисейском Севере (Гончаров, 1965; Суздальский, Гусев, 1967; Кочегура, Федоренко, 1971). Предположение В. Я. Слободина и О. В. Суздальского (1973) о возможности отнесения устьсоленинской свиты (слоев) к эпохе (сезону) Гаусса (2,43—3,35 млн. лет) имеет чисто формальный характер, так как подкрепляется лишь общими рассуждениями о возможном плиоценовом возрасте свиты, судя по появлению в ней тихоокеанских иммигрантов (Суздальский и др., 1971). Однако последние, вселившись в моря Северной Атлантики в миоцене или плиоцене (MacNeil, 1965, 1967; Durcham, MacNeil, 1967), уже стали с того времени ее обитателями и расселение их перестало быть индикатором возраста.



Наличие в наиболее низких, пограничных с палеогеном и мезозоем частях разреза ледниковых или ледниково-морских отложений, в свою очередь, позволяет считать плейстоценовой всю лежащую выше толщу, поскольку вплоть до раннего плейстоцена ледники не выходили на равнины Северной Евразии (Сакс, 1953; Флинт, 1963; Цейнер, 1963; Марков и др., 1965; Марков, Величко, 1967; Архипов, 1971).

Таким образом, на сибирских равнинах нет никаких свидетельств существования неоген-четвертичных, переходных морских слоев, нет даже морского эоплейстоцена (если не относить к нему морские слои среднего и нижнего плейстоцена, как это делает В. А. Николаев, 1968), нижняя граница системы совпадает с поверхностью регионального денудационного перерыва, а лежащие над нею морские слои могут иметь только плейстоценовый и голоценовый возраст.

## О МОРСКОМ И КОНТИНЕНТАЛЬНОМ НЕОГЕНЕ НА СЕВЕРЕ СИБИРИ

### Общие сведения

Большая часть выделявшихся ранее неогеновых отложений впоследствии была отнесена либо к палеогену, либо к четвертичной системе (табл. 6, рис. 14).

Данные таблицы и карты показывают, что на северосибирской равнинной суше нет ни одного сколько-нибудь достоверного выхода мор-

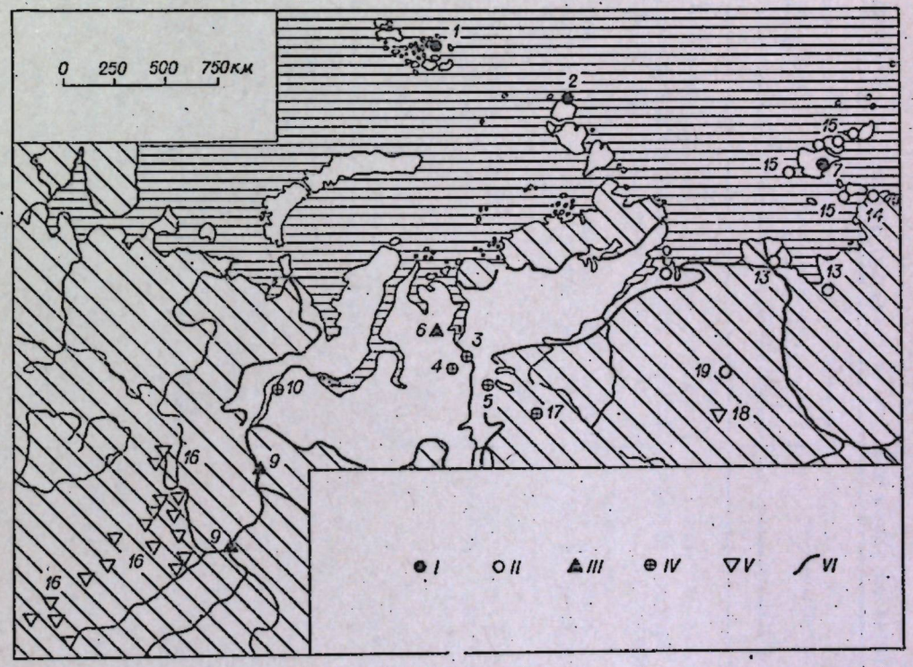



*Рис. 14.* Местонахождения неогеновых и предположительно неогеновых морских и континентальных отложений в Северной Сибири.

*I* — проблематичный морской неоген; *II* — континентальный неоген; *III* — палеоген, относившийся ранее к неогену; *IV* — плейстоцен, относившийся ранее к неогену; *V* — континентальный, красноцветный аллювий, плиоцен и эоплейстоцен; *VI* — границы распространения морского плейстоцена на равнинах Сибири, *1—19* — местоположения разрезов.

Таблица 6

Сведения об отложениях (верхнетретичных, миоценовых, неогеновых, плиоценовых) Северной Сибири и островов арктического шельфа

| № п/п | Местонахождение | Прежние данные | | Новые данные | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Стратиграфическое подразделение (возраст) | Обоснование возраста (и источник) | Стратиграфическое подразделение (возраст) | Обоснование возраста (источник) |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| | *Морские отложения* | | | | |
| 1 | Земля Франца Иосифа, с. Гофмана | Плиоцен ($N_2$?); литоральные обломочные ракушняки | Спорово-пыльцевые спектра (Дибнер, 1961) | Без изменений, но возраст проблематичен (Дибнер, 1970) | |
| 2 | Северная Земля, о. Комсомолец, северная часть | Неоген (N); валуны алевролита с морскими раковинами, песчаниками, древесиной | Степень фоссилизации пород, находка раковины *Nucula*, отличной от современных (Сакс, 1953) | Возраст морских слоев проблематичен, континентальных — палеоген (P) по составу спорово-пыльцевых спектров (Егизаров, 1970) | |
| 3 | Низовья Енисея, скв. 4 Малохетской разведочной площади | Неоген (N); морские глины | Находка раковины *Lingula hians* (Рябухин, 1939) | Санчуговский горизонт ($Q_3$ или $Q_2$) | Экологическая несовместимость с арктическими моллюсками или ошибка в определении (Сакс, Антонов, 1945, Троицкий, 1966; $1975_1$). |
| 4 | Река Б. Хета | Неоген («позднетретичные») (N); морские глины | Общий облик комплексов моллюсков и фораминифер (М. А. Лаврова, Е. В. Мятлюк; по Саксу, 1953) | Санчуговский горизонт ($Q_3$ или $Q_2$) | Видовой состав комплексов моллюсков и фораминифер (Герке, 1953; Сакс, $1951_2$, 1953; Гудина, 1969; Троицкий, 1966, $1975_1$). |
| 5 | Норильское плато, р. Тукаланда | Тукаландинские слои ($N_2$); ленточные глины | Степень фоссилизации остатков растений и самих пород (Межвилк, 1963) | Нижняя — средняя часть зырянского надгоризонта ($Q_3$) | Озерно-ледниковый генезис, радиоуглеродный возраст (Гольберт и др., 1971). |
| 6 | Гыданский полуостров, р. Танама | Третичная система (P+N); морские глины | Обилие кремневой органики: радиолярий, диатомовых, губок (Сакс, Ширяев, 1945) | Чеганский ярус ($_2P$), сантонский ярус ($K_2$) | Состав фораминифер, моллюсков (Сакс, Ронкина, 1957; Махотина, Колокольцева, 1962). |
| 7 | О. Котельный, р. Балыктах | Неоген ?(N?); палеонтологические остатки во вторичном залегании | Находка зуба *Neodesmostylus primigenius* | Миоцен или более древние отложения ($N_1$?) | Вымирание рода в миоцене (М. Масао и др., 1968). |
| | *Континентальные отложения на равнинах* | | | | |
| 8 | Западная Сибирь, северо-западная часть (региональное распространение) | Турганская свита ($N_1$—$P^3_3$) | Состав спорово-пыльцевых спектров (Решения и труды..., 1957, 1961). | Туртасская свита ($N_1$?) | Состав флоры диатомовых (Кадкина и др., 1967; Рубина, 1968). |
| 9 | Среднее течение Оби, Белогорский материк, Тобольский материк | Пелымская свита, миоцен ($N_1$); тонкие пески и алевриты | Стратиграфическое положение (Лидер, 1965) | Туртасская свита ($N_1$—$P^3_3$), семейкинская свита ($Q_2$) или тобольский горизонт ($Q_3$) | Состав спорово-пыльцевых спектров (Волкова, 1966). |
| 10 | Низовья Оби, с. Горки | Неоген (N) | Литологический облик (Соколов, 1957) | Верхний плейстоцен ($Q_3$) | Состав спорово-пыльцевых спектров семенных флор (Голубева, 1960; Соколова, 1965) |
| 11 | Низовья Енисея, р. М. Хета | Неоген (N); речные алевриты и пески | Находка нового вида *Valvata proaliena*, сходного с байкальскими (Александров, 1938; Наливкин, 1962) | Каргинский горизонт ($Q_3$) | Стратиграфическое положение, состав спорово-пыльцевых спектров, радиоуглеродные даты (Сакс, 1939; Сакс, Антонов, 1945; Сакс, $1951_2$, 1953; Алексеев и др., 1965; Троицкий, 1966; Кинд и др., 1969; Кинд, 1974). |
| 12 | Таймырская низменность, р. Суолама | Неоген? (N?) | Состав спорово-пыльцевых спектров (Сакс, 1951) | Неоген? (N?) | Состав спорово-пыльцевых спектров (Сакс, 1953; Жуков и др., 1966, 1968). |
| 13 | Дельта Лены, р. Омолой | Урасалахский ($N_{2-2}$) и темирдекский ($N_2$) горизонты | Состав флоры (Иванов, 1968, 1970) | Без изменений | |
| 14 | Мыс Святой Нос | Нижнесерпинская подсвита ($N_2$) | Состав флоры (Иванов, 1968, 1970) | Без изменений ($P_3$, $K_2$?) | |
| 15 | Новосибирские и Ляховские острова | Палеоген —неоген (P—N); песчано-глинистые отложения с углями и лигнитами | Литологический облик, угленосность, стратиграфическое положение (Геология Сов. Арктики, 1957) | Миоцен, олигоцен, эоцен — верхний мел ($N_1$, $P_3$, $P_2$—$K_2$) | Состав спорово-пыльцевых спектров (Иванов, Яшин, 1959; Вольнов и др., 1970) |

Окончание табл. 6

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| | | *Континентальные отложения горного обрамления* | | | |
| 16 | Восточный склон Среднего и Южного Урала | Плиоцен ($N_2$); красноцветные отложения у террас | Тип выветривания, геоморфологическое положение (Стефановский, 1965, 1975) | Плиоцен — эоплейстоцен ($N_2$—Q) | Пересмотр границы системы, включение в нее зоны Archidiscodon meridionalis (автор) |
| 17 | Среднесибирское плоскогорье, р. Курейка, оз. Анама | Плиоцен ($N_2$); озерные песчано-глинистые отложения в глубоких трогах | Степень изменения растительных остатков при современном составе флоры (Дорофеев, Межвилк, 1956 г.) | Нижний ($Q_1$) или верхний плейстоцен ($Q_3$) | Состав флоры, геоморфологическое и стратиграфическое положение отложений (Польникин, Стрелков, 1959; автор) |
| 18 | Среднесибирское плоскогорье, междуречье Марки и Тюнга | Плиоцен ($N_2$); красноцветные покровные галечники | Степень и характер выветривания, стратиграфическое и геоморфологическое положение (Плотникова и др., 1963) | Без изменений | |
| 19 | Среднесибирское плоскогорье, бассейн р. Олекек, р. Улахан-Дваргалаах | Плиоцен ($N_2$); пески и алевриты в цоколе II террасы | Находка *Unio sibiricus* (Майдерки, 1968) | Без изменений | |



ского неогена. Единичные находки отложений, предположительно относимых к этому возрасту, на островах шельфа весьма проблематичны. Достоверный континентальный неоген появляется только на Крайнем Востоке, на Северосибирском плоскогорье и Новосибирских островах, относящихся уже к областям с совершенно иной геологической историей и иным тектоно-седиментационным режимом. Даже если относить к миоцену туртасскую свиту, развитую на северо-западе Западной Сибири, или ее верхнюю часть, общая картина длительного перерыва, предшествовавшего формированию четвертичной толщи, существенно не изменятся.

## «Новый неоген» в разрезах сибирских равнин

В последнее время все прежние разрозненные данные нередко вновь привлекаются без всякого критического анализа для «обоснования» неогенового возраста доказанцевской части разреза плейстоцена. Однако проблема северосибирского морского неогена возникла отнюдь не на базе этих скудных и косвенных сведений. Эта идея зародилась на материалах, полученных при изучении кайнозойских толщ бассейна р. Печоры, была импортирована оттуда и весьма быстро распространена на разрезы сибирских равнин. Исходным толчком послужила находка нескольких «миоценовых» видов фораминифер в рыхлых отложениях Воркутинской мульды (Семенов, 1963). Вероятную и вполне извинительную ошибку начинающего микропалеонтолога было бы нетрудно исправить, и такие попытки неоднократно делались (Загорская и др., 1965; Гудина, 1966, 1976), но она попала на благодатную почву «повышенного спроса» на северный неоген, была возведена в ранг и немедленно использована для отнесения к миоцену и плиоцену большей части морской кайнозойской толщи бассейна р. Печоры (Афанасьев, Белкин, 1963; Белкин, 1963; и др.). Хорошая сопоставимость разрезов Печорского бассейна и сибирских равнин (Троицкий, 1964; Попов, 1965) вызвала цепную реакцию «неогенизации» четвертичных толщ Сибири. Правда, снижение возрастной оценки было здесь более скромным, касалось наиболее низких частей разрезов, переводившихся в плиоцен или в эоплейстоцен (Кузин, 1963; Кузин, Чочиа, 1965; Загорская и др., 1965; Суздальский, Слободин, 1969) и лишь немногие (Зайонц, Крапивнер, 1969) принимали печорский вариант полностью.

В. Я. Слободин (1967) еще более умерил эту тенденцию, сопоставив устьсоленинские слои с морским верхним плиоценом (амстелем) Нидерландов (числившимся некоторое время в эоплейстоцене), но эта корреляция оказалась несостоятельной как с точки зрения состава микрофауны (Гудина, Гольберт, 1969), так и по палеоклиматическим данным (Троицкий, 1969). Корреляцию с эоплейстоценом «доустьпортовской» части разреза предложили О. В. Суздальский (1969) и И. Д. Данилов (1970). Однако впоследствии О. В. Суздальский вновь вернулся к тенденции удревнения устьсоленинской свиты (слоев) и всей доказанцевской части разреза до плиоцена (Суздальский, 1965; Суздальский и др., 1971), основываясь, главным образом, на данных О. М. Лев о сходстве видового состава остракод из этой части разреза и из окобыкайской свиты ($N_1^3$ — $N_2$) Сахалина (Лев, Исаева, 1971). Это сходство тем не менее весьма относительно и не является решающим для определения возраста: 11 общих видов составляют всего около 44%, 10 из них живут и поныне в Северной Атлантике и 10 найдены в четвертичных отложениях того же западного региона.

Исследование фораминифер (Гудина, 1966, 1969, 1976) и моллюсков (Троицкий, 1970) показало, что по их видовому составу и структуре комплексов, вмещающие отложения определенно относятся к четвертичной системе, а в ее рамках — к плейстоцену, и нет никаких оснований допускать эоплейстоценовый возраст для какой-либо, даже самой низкой части разреза.

Попытка Н. Г. Загорской (Загорская и др., 1965, с. 47) сопоставить морские слои севера Сибири с акчагылом основывалась на данных С. А. Ковалевского об «одновозрастности» морской бореальной фауны севера с акчагыльской, судя по «идентичности» *Cardium edule* из отложений бореальной (казанцевской.— **С. Т.**) трансгрессии с акчагыльскими *C. pseudoedule* и *C. dombra*. Однако А. А. Али-Заде (1967, с. 14), специально рассмотрев доводы С. А. Ковалевского (1951, 1967), показал, что внутривидовая изменчивость раковин современного каспийского *C. edule* по форме, числу ребер и их скульптуре значительно перекрывает пределы, предложенные С. А. Ковалевским в качестве доказательств систематической принадлежности и географического происхождения видов рода *Cardium*. Кроме того, Н. Г. Загорская явно имела в виду находки *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule* из казанцевского горизонта низовий Енисея (Троицкий, 1966), который сама она считает верхнеплейстоценовым, так что в случае правоты С. А. Ковалевского ей пришлось бы переводить в верхний плиоцен почти весь разрез Енисейского Севера, кроме зырянского горизонта и голоцена!

Следующим доводом, который приводится сторонниками «удревнения» морского плейстоцена до неогенового уровня, является состав ископаемых остатков растений, диатомовых водорослей, спор и пыльцы, карпоидов, древесины.

Комплексы диатомовых водорослей, весьма часто встречающиеся и в морских и в континентальных отложениях, образующих «послеолигоценовую» толщу, нередко содержат, помимо автохтонного элемента, также и аллохтонный. Главым его источником служили палеогеновые, в основном эоценовые, толщи морских диатомитов и диатомовых глин. И если на первых порах исследований палеогеновые морские диатомовые иногда еще служили индикаторами «морского генезиса» некоторых четвертичных толщ, то впоследствии (Сакс, 1953; Алешинская, 1961; Белевич, 1960, 1961; Белевич, Мотылинская, 1968) их аллохтонный характер был выявлен достачно четко.

Автохтонная часть комплексов состоит из видов, обычных для современных и четвертичных флор Северной Азии (Белевич, Мотылинская, 1968), что резко отличает их от комплексов из акчагыльских (верхний плиоцен и апшеронских (эоплейстоцен) отложений смежной с Западной Сибирью Прикаспийской низменности. Акчагыльская флора содержит до 30% форм, общих с миоценом Южной Украины и России и лишь 35% — общих с современными понто-каспийскими. Акчагыльский и апшеронский комплексы весьма своеобразны из-за большого числа переходных форм у многих видов, а створки панцирей по структуре и очертаниям отличаются от створок близких к ним современных и четвертичных видов (Купцова, Парамонова, 1968). Ни один из этих признаков ни в какой степени не свойствен диатомовым или их комплексам из спорной части разрезов Сибирского Севера, что позволяет считать их, как и прежде, плейстоценовыми.

Ископаемые споры, пыльца и древесина из спорной части разреза определялись, как правило, до семейств, родов, секций, а длительность существования таксонов такого ранга охватывает кайнозой или значительную его часть. Даже видовые определения не слишком облегчают положение, поскольку значительное число современных видов существует с плиоцена (Покровская, 1967). Поэтому имеется формальная возможность считать почти любой плейстоценовый палинологический спектр как современным, так и неогеновым (если опираться только на его систематический состав).

Вторым обстоятельством, осложняющим определение возраста отложений, является массовое переотложение микрофоссилей из более древних слоев. При этом по степени фоссилизации экзины или по систематической принадлежности хорошо отделяются только мезозойские, палеоценовые и эоценовые компоненты, а олигоценовые или более поздние внешне не отличимы от плейстоценовых (Голубева, 1960; Баркова, 1961; Ф. Левина, 1961; Матвеева 1965; Левковская, 1966$_2$). Из местных олигоценовых пород может происходить вполне свежая пыльца сосен разных секций, ели, пихты, тсуги, дуба, ореха, вяза, каштана, клена, граба, липы, лещины, ивы, березы, ольхи, вересковых, эфедры, а также споры сфагновых мхов, селягинелл, кочедыжниковых (Покровская, Панова, 1957; Вакуленко, 1961; Левковская, 1966$_2$; Бойцова, Панова, 1967).

Включение в плейстоценовые комплексы подобного элемента позволяет реконструировать умеренно термофильную растительность, якобы преемственную от миоценовой арктотретичной тургайской флоры. При чем сокращение термофильного элемента вверх по разрезу (вполне естественное при переотложении) может рассматриваться как следствие последовательного выпадения тургайских форм из состава местной скудеющей растительности. Соответственно появляются переходные, «плиоценовые» пыльцевые спектры и отложения этого возраста (Загорская и др., 1965, 1967; Загорская, Левина, 1970; Данилов, Смирнова, 1976).



К сожалению, методика отделения автохтонных компонентов спектров от аллохтонных по автофлюоресценции зерен и ее интенсивности (Gijzel, 1961; Gijzel e. a., 1967, Ефимова, Бессоненко, 1966) не получила сколько-нибудь широкого распространения, и остается только иной путь — анализ характера распределения древних (или «реликтовых») элементов по разрезам и экологической совместимости продуцировавших их растений с остальными.

Г. М. Левковская (1966$_2$) показала что в разрезах Обского Севера максимумы пыльцы и спор экзотических растений приходятся не на их нижнюю часть, а на среднюю — на первую треть салехардской свиты. Они обильно представлены в базальных горизонтах морских слоев, русловом аллювии, в моренах, ледниково-морских накоплениях, т. е. в фациях, формирующихся в подвижной среде с интенсивным латеральным перемещением наносов, что явно свидетельствует в пользу переотложения.

Анализ материалов Н. Г. Загорской И Ф. М. Левиной (Загорская и др., 1965, рис. 16, 17, 26) показывает, что в распределении по разрезам Енисейского Севера пыльцы тсуги, вяза, бука, каштана, ореха, карии, птерокарии, ниссы, падуба не обнаруживается никакой закономерности, никакой направленности в изменении ее количества. Интересно отметить, что в той же работе в приведенной для сравнения пыльцевой диаграмме из сходных отложений, вскрытых в Печорской низменности скв. 10 (Нарьян-Мар), древний комплекс занимает очень скромную часть спектров, что вполне согласуется с почти полным отсутствием палеогена на северо-востоке Русской платформы. Единственная, твердо установленная связь,— параллельность в колебаниях содержания пыльцы «экзотов» и древесных связана, вероятно, с тем, что переотложенной является и часть пыльцы хвойных и мелколистных пород, которая считается «заведомо четвертичной». Кроме того, в нижней и средней частях разрезов, исследованных Ф. М. Левиной, содержание пыльцы трав и кустарничков местами поднимается до 74%, присутствует пыльца карликовых берез, споры сибирской салягинеллы и альпийского плауна. На Обском Севере споры тундровых плаунов и обильная пыльца карликовой березки встречаются на стратиграфических уровнях казымской и салехардской свит, а единично — в тильтимских слоях, в основании «послеолигоценовой» толщи (Левковская, 1966$_2$; Гуртовая, 1971$_{1,2}$, 1975).

Экологическая несовместимость этих видов с экзотическими «реликтами» совершенно ясна, пыльцу последних следует считать переотложенной, а вопрос о неогеновом возрасте вмещающих отложений — снятым и по этой статье.

Чтобы закончить анализ проблемы, рассмотрим еще один ее аспект. Допустим, что спектры расчищены от аллохтонной части, реконструирована растительность современного таежного, временами лесотундрового или тундрового типа. Может ли это безоговорочно свидетельствовать о четвертичном и плейстоценовом возрасте пород? Нельзя ли считать такие сообщества местными северными вариантами плиоценовой растительности?

Несмотря на то, что геоботаники и палеофлористы рассматривают неоген как время становления таежной и первичной гипоарктической (лесотундровой) растительности, а Северную Азию как место формирования новых холодостойких видов растений и растительности Арктического пояса, само становление таежных, лесотундровых и тундровых формаций современного типа они относят к началу четвертичного времени (или позднему плиоцену в прежнем объеме).

Сообщества, близкие по структуре к современной западносибирской тайге, по их данным, появились только в среднем плейстоцене (тобольское время, миндель-рисс), а господство монодоминантных

группировок (еловые и лиственные леса) установилось в позднем плейстоцене (Толмачев, 1954, 1964; Ананова, 1966; Юрцев, 1966; Ахметьев, 1976). Быстрые же и неоднократные смены тундровых, лесотундровых и лесных ассоциаций специфичны для плейстоцена.

Таким образом, для строгого доказательства неогенового возраста отложений следовало бы установить: а) отсутствие в этой части остатков тундровых и лесотундровых растений, образовавших группировки современного типа; б) типичный гипоарктический (а не вообще лесотундровый) тип реконструируемых ассоциаций переходного, тундрово-лесного типа; в) отсутствие резких и быстрых макросукцессий со сменой типов растительности. Поскольку ни одним из этих доказательств поборники «неогенизации» не располагают (и даже не ставят себе подобных задач), то и эти попытки подкрепить понижение возраста морского плейстоцена выглядят необоснованными.

Находки карпоидов из спорной части разреза немногочисленны. Их исследовали М. Г. Кипиани, Г. А. Балуева, В. П. Никитин, О. Н. Станищева, показавшие, что в ямальской и устьенисейской сериях встречаются остатки современных тундровых, луговых и таежных видов (Архипов, 1960; Архипов, Матвеева, 1964$_{1, 2}$; Никитин, 1965, 1967; Станищева, 1965, 1967). Есть остатки только двух вымерших в плейстоцене видов — *Azolla interglacialica* Nikitin и *Cornus sukaszewii* (Nik.) Kipiani. В тобольском горизонте, сопоставленном с казымской и туруханской морскими свитами (нижняя половина разреза), содержатся богатые и хорошо изученные по 200 местонахождений флоры, в которых число вымерших видов не более 3—4% (Никитин, 1965). Это резко отличает их от всех более древних флор смежных районов: миоплиоценовых павлодарских (63—65% вымерших видов), плиоценовых кустанайских (25%), верхнеплиоценовых барнаульских (10—15%) и кинельских из Башкирии (Никитин, 1965, 1967, 1968; Дорофеев, 1965). Следовательно, и палеоботанические данные не дают каких-либо прямых или косвенных данных для понижения возраста плейстоценовых толщ в границах морских трансгрессий до неогена или эоплейстоцена.

Следует рассмотреть также седиментационные, литологические и палеоморфологические данные, привлекаемые в качестве доказательств неогенового возраста нижней части «послеолигоценовых» отложений.

Мощность и скорость накопления отложений также использовались для понижения возраста. Для расчета брались средние скорости выпадения осадков на дно современного Карского моря (Белов, Лапина, 1961; Сакс, 1952$_2$), либо использовалась средняя толщина элементарных слойков, считавшихся годичными (Попов, 1965). Поскольку в разных частях карского шельфа скорость накопления варьирует от 4—8 до 100 см за тысячу лет, полученные результаты зависят целиком от принятой величины и расходятся, по крайней мере, на порядок (табл. 7). Кроме того, все расчеты сделаны, исходя из гипотезы непрерывного морского разреза, что само по себе ошибочно.

Если взять указанную выше среднюю мощность около 125 м и скорость принятую Г. И. Лазуковым и А. И. Поповым, и допустить даже непрерывность морской седиментации, то время накопления толщи сократится до 250 тыс. лет. Контрольные подсчеты толщины годичных слойков в сангомпанских алевритах Западного Ямала (Гуртовая, Троицкий, 1968), проведенные в 1964 г. автором, Н. Г. Чочиа и В. А. Зубаковым, показали очень высокую скорость накопления и значительное изменение ее по разрезу: от 3 до 16 м в тысячелетие (рис. 15). При таких темпах аккумуляции формирование всей 80-метровой сангомпанской свиты потребовало бы от 27 до 5 тыс. лет.

Таблица 7

Расчетное время накопления «послеолигоценовых отложений»

| Параметр | Источник | | | |
|---|---|---|---|---|
| | Кузин, 1963 | Попов, 1965 | Загорская и др., 1965 | Лазуков 1965$_{1, 2}$ |
| Мощность отложений, м | 200—300 | 200 | 300 | 250—300 |
| Скорость накопления, м/год | 0,00004—0,00008 | 0,0005 | 0,0002 | 0,0005 |
| Время накопления, млн | 5—7 | 0,4 | >1 | 0,5—0,6 |



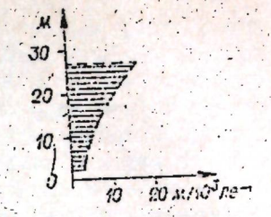



*Рис. 15.* Скорость накопления сангомпанских (казанцевских) алевритов по разрезу обн. 28. П-ов Ямал, берег Байдарацкой губы в 17 км севернее пос. Марресале.

Попытки учесть дегидратацию и уплотнение осадков, длительность перерывов, размывы, расширение при замерзании, а также «прикинуть» скорости накопления мелководных морских песков, морен, и иных континентальных отложений приводят к необходимости ввести такое число неопределенных условий и произвольных величин, что подсчеты подобного рода в значительной мере теряют смысл и становятся непригодными для сколько-нибудь приемлемого определения возраста.

Единственное, что показали расчеты достаточно определенно (и в этом их важное значение), так это малую вероятность ограничения возраста большей части толщи верхним плейстоценом. Верхнеплейстоценовые морские толщи сонзмеримой мощности действительно встречаются крайне редко и в единичных пунктах. Своеобразный «рекорд» принадлежит разрезу Скерумхеде в Северной Дании, где она достигает 122 м (Bahnson e. a., 1973), но чисто морские слои составляют в нем не более четверти отложений, тогда как остальная часть сложена ледниково-морскими накоплениями, для которых высокая скорость формирования весьма обычна.

Наличие аутигенного глауконита (Суздальский, Комарова, 1964) могло бы указывать на высокие температуры морских вод, соответствующие гумидному влажному или аридному климату (Логвиненко, 1976), т. е. условиям, необычным для плейстоцена высоких широт и более вероятным для плиоцена. Увеличение его содержания вблизи выходов мезозойских палеогеновых глауконитовых песков и глауконитов (Гольберт и др., 1965) и определение абсолютного возраста глауконита из санчуговских глин, оказавшегося равным 81±2 млн. лет (Фирсов, Сухорукова, 1968), указывают на обломочную природу местных глауконитов.

Возраст погребенного рельефа согласно палеотектоническим построениям и расчетам Ю. Н. Кулакова (Загорская и др., 1965), во внутренних частях Усть-Енисейской впадины 12,18±3 млн. лет, т. е. поздний миоцен — ранний плиоцен. Допущения, положенные в основу расчета: предельная выравненность рельефа ко второй половине олигоцена, начало денудационного этапа около 31 млн. лет назад и весьма упрощенная схема последующего развития, включающая завершение денудации, быстрое погребение поверхности в ходе морской трансгрессии и ее тектоническую деформацию,— достаточно гипотетичны. Во всяком случае, разрыв между выработкой древних долин и денудационных депрессий, с одной стороны, и их заполнением осадками — с другой, мог быть неопределенно продолжительным.

## Выводы

Приведенные данные позволяют отнести «послеолигоценовую» часть разреза к четвертичной системе, а в ее пределах — к плейстоцену. В ее составе нет слоев, плиоценовый или эоплейстоценовый возраст

которых подтверждался чем-либо, кроме весьма отвлеченных предположений или произвольных допущений.

Причина отсутствия неогеновых и эоплейстоценовых накоплений на севере сибирских равнин — господство денудационного режима и рыхлость субстрата, обеспечивавшая высокую скорость разрушения эфемерных континентальных накоплений, которые могли образовываться время от времени на водоразделах, склонах и по тальвегам долин. Возможно, что кое-где они уцелели и могут быть найдены, скорее всего, в наиболее глубоких впадинах погребенного рельефа или на поверхности крупных возвышенностей, сложенных отложениями мела и палеогена. Но шансов на их сохранение мало и искать их будет трудно. Тем не менее это единственный реальный путь получения информации о сибирском субарктическом и арктическом неогене и эоплейстоцене, который должен прийти на смену попыткам «выкроить» их из основания плейстоценовой толщи.

## Глава IV

# О ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВАХ РАЗДЕЛЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

### О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

Стратиграфия четвертичной системы вообще и плейстоцена в частности во многом основывается на тех же принципах, что и разделение и корреляция разрезов других систем или их частей, но имеет и ряд специфических особенностей. С дочетвертичной стратиграфией ее роднит все, что относится к использованию в стратиграфических целях геологического строения и состава отложений: последовательности напластования и условий залегания слоев, ритмичности строения толщ, их контактов, наличия или отсутствия перерывов, состава и особенностей отложений. Однако используя всю эту традиционную геологическую основу стратиграфии, т. е. общие закономерности строения и формирования стратисферы, исследователь-четвертичник стремится найти и дополнительные данные — информацию о климатически обусловленных явлениях, которая позволила бы восстановить не только геологические, тектонические, геоморфологические, но и климатические условия седиментации и их изменения во времени. Данные о климатических изменениях используются в дальнейшем в качестве инструмента для разделения и корреляции разрезов, основываясь на предположении о синхронности таких изменений в глобальном, региональном или местном масштабе. Тем самым в общую стратиграфию системы вносится определенный палеоклиматический аспект, который дает повод говорить о ней, как о климатостратиграфии.

Климатостратиграфический аспект начал четко выделяться в общей стратиграфии четвертичной системы около столетия назад с утверждением ледниковой теории (1872—1876 гг.) и усиливается по мере ее развития и обобщения достижений четвертичной геологии. В историческом плане он проявился первоначально в виде выделения морен, межморенных отложений и в интерпретации этих образований и их чередования в разрезах как проявлений плейстоценовых похолоданий (оледенений), потеплений (межледниковий) и климатических событий меньшего ранга. Впоследствии круг типов отложений, вовлекаемых в сферу палеоклиматических реконструкций, стал весьма обширным (лёссы, эоловые пески, почвы, торфяники, мерзлотные структуры, текстуры и т. д.). Все возрастающее значение начала приобретать палеоклиматическая интерпретация палеонтологических остатков. И если в отношении общей, «геологической» стратиграфии системы можно говорить лишь о ее палеоклиматическом аспекте, то «палеонтологическую» стратиграфию четвертичной системы — биостратиграфию, как будет показано в дальнейшем, следует считать палеоклиматической по своей главной сущности. В этом кроется ее резкое отличие от биостратиграфии иных систем — эволюционной биостратиграфии.

Внешне это главное отличие не очень бросается в глаза. Стратиграф-четвертичник не менее (если не более) тщательно и подробно собирает ископаемые остатки фауны и флоры, проводит расчленение и сопоставление разрезов, основываясь на результатах их определения и исследования. Он прослеживает рубежи появления и исчезновения отдельных видов, групп, сообществ, их изменения по разрезам, намечает те или иные возрастные и фациальные комплексы фауны и флоры, стремится дать свитам, горизонтам и слоям не только литологическую, но и разностороннюю палеонтологическую характеристику; старается выявить биогеографическую неоднородность ископаемых фаун и флор, восстановить границы палеобиогеографических областей и провинций; пользуется теми же техническими приемами, использует те же методы, т. е. на первых этапах исследования проделывает ту же работу, что и любой другой биостратиграф. Различие кроется в подходе к полученным результатам, в их истолковании. Это различие не методического порядка, как считал ранее автор (Троицкий, 1962), а более глубокое — методологическое, теоретическое, относящееся не столько к способам изучения объектов, сколько к методам анализа полученных результатов и к их объяснению.

Биостратиграф, исследующий более древние системы, выбирает из пестрой картины реальных изменений ископаемых фаун и флор лишь те, которые он может связать с эволюцией органического мира, филогенезом, развитием одних и вымиранием других таксонов. В качестве идеального объекта ему представляется непрерывный монофациальный разрез с остатками представителей ортостратиграфических групп, имевших глобальное распространение и давших монофилетические стволы с последовательной сменой видов, родов, семейств и более высоких таксонов во времени. Все остальные изменения биот рассматриваются им как обстоятельства, усложняющие и затрудняющие решение основной задачи.

Стратиграф-четвертичник редко имеет возможность устанавливать рубежи появления и исчезновения таксонов даже на видовом уровне, а тем более проследить их филогенетически обусловленную последовательность. Практически он чаще всего имеет дело с ископаемыми остатками родов и видов, идентичными современным. Только некоторые, особенно быстро эволюционировавшие группы, обнаруживают изменения, достаточные для относительно грубого выделения немногих частей системы. Это обстоятельство — прямое следствие кратковременности формирования системы, так как длительность четвертичного периода (даже в новых пределах) всего 1,8 млн. лет, что соответствует средней продолжительности образования зоны в кайнозое (Berggren, 1969). Соответственно сама система, ее единственный отдел и единственный ярус представлены одной зоной, а биостратиграфия всей системы является внутризональной.

Методами классической эволюционной палеонтологии зону в некоторых случаях можно разделить на несколько подзон, более же дробное подразделение на традиционной основе оказывается невозможным. В равной мере это относится и к четвертичной системе. Подводя итоги попыткам такого рода, Р. Ф. Флинт (Flint, 1965) приходит к выводу,

что по фаунистическим данным четвертичный период недостаточно велик для того, чтобы медленные эволюционные изменения позволили проводить стратиграфическое деление с необходимой детальностью. Он отмечает, что, несмотря на усилия многих прекрасных палеонтологов, мы очень мало продвинулись в этом направлении далее выделения нижне-, средне- и верхнечетвертичных фаунистических зон, очерченных довольно неопределенно.

Детальная стратиграфия и биостатиграфия четвертичной «системы-зоны», для которых существуют и теоретическая возможность и практическая необходимость, создается на иной, палеоклиматической основе. И если в отношении общей стратиграфии системы это представление за последние десятилетия утвердилось достаточно прочно, то в отношении четвертичной биостратиграфии сохранилось немало неопределенного, неясного, начиная с необоснованных попыток подходить к ней с той же меркой, что и к биостратиграфии иных систем[1] и кончая утверждениями о ее бесперспективности (что, собственно говоря, является оборотной стороной того же подхода).

Биостратиграф-четвертичник, принимая за основу все те немногочисленные, хотя и фундаментальные (необратимость эволюции!) данные, которые преставляет ему эволюционная палеонтология, при необходимости проводить расчленение и сопоставление разрезов с детальностью, превышающей ее возможности, обращается к палеонтологическому материалу как к источнику информации о климатах четвертичного периода и их изменениях во времени и пространстве. Из пестрой картины ископаемых флор и фаун и их изменений он выделяет только те особенности и те перемены, которые могли быть обусловлены климатическими условиями и климатическими событиями. Именно их он и использует в стратиграфических целях, рассматривая остальные изменения как усложняющие решение основной задачи и «поправочные коэффициенты» на сложность геологических событий, введенные самой природой.

В качестве идеального объекта биостратиграфу-четвертичнику представляется непрерывный монофациальный разрез с обильными остатками организмов, идентичных современным, относящимся к разным группам, но одинаково стенобионтным, стенотермным, чутко реагирующим на малейшие изменения гидротермического баланса на поверхности суши или температуры водных масс. Среди природных объектов ближе всего отвечают этому идеалу разрезы четвертичных отложений глубоководных морей и океанов с устойчивой седиментацией и остатками планктонных организмов. Именно поэтому они привлекают столь пристальное внимание исследователей четвертичной системы и дают столь интересные данные (Emiliani, 1955; Emiliani, Elint, 1963; Ericson, Wollin, 1968; Herman, 1974; Жузе, 1968; Бараш, 1964, 1970; Шарудо и др., 1973; и др.), хотя, как показывают новейшие сведения, непрерывность разрезов даже в этих казавшихся стабильными «отстойниками» областях не всегда абсолютна (Безруков, Мурдмаа, 1971; Козлова, 1974; Лисицын, 1974; Безруков, 1976).

Биостратиграф-палеоклиматолог, имеющий дело с четвертичным материалом, подобно своему коллеге — эволюционисту, оперирует изменениями систематического состава древних биот. И хотя он ищет в этих изменениях следы колебаний климата, вынужден извлекать палеоклиматическую информацию не непосредственно, а через прослеживание

[1] Так, оценивая методы четвертичной стратиграфии, Н. Г. Чочиа (1974, с. 13) пишет: «Среди всех этих методов наиболее важным и с каждым годом приобретающим большее значение становится, как и для всех остальных систем стратиграфической шкалы, начиная с венда и кембрия, биостратиграфический, основанный на анализе комплексов наземной и морской фауны и флористических комплексов».



изменений в расселении животных и растений, через смещение их ареалов. Поэтому автор первоначально предлагал называть такое направление в биостратиграфии палеобиогеографическим (Троицкий, 1962, 1966). Термин, несмотря на частные попытки его использования (Волкова, 1966), оказался неудачным, так как современная палеобиогеография чаще всего фиксирует свое внимание на стационарных картинах географической неоднородности биосферы прошлого для каких-либо хронологических уровней, а биостратиграфу-палеоклиматологу нужна главным образом кинематика биогеографических таксонов и их границ во времени и пространстве. Кроме того, в этом термине не отражено существо процессов, стоящих за внешней картиной биогеографической кинематики, а именно миграций животных растений и их сообществ различного ранга. Соответственно можно предложить более точное название для этого направления — миграционно-климатическое (Троицкий, 1976).

Миграционно-климатическое направление не заменяет эволюционного и не противостоит ему. Они взаимно дополняют друг друга. Каждое из них реализует свои собственные возможности для раскрытия стратиграфической информации, заключенной в одном и том же объекте — палеонтологических остатках. При этом различие кроется не только в том, что извлекается качественно разная информация; по-разному происходит и ее теоретическое осмысление, соотнесение с фундаментальными закономерностями развития мира. Если в традиционном плане изменения в древних биотах объясняются (в идеальном случае) с позиций общей теории эволюции органического мира, то в миграционно-климатическом аспекте изменения трактуются в качестве отражений эволюции климатов, за которыми стоит астрофизическая эволюция Солнечной системы и геологическое развитие нашей планеты.

Основное назначение миграционно-климатического направления в биостратиграфии — решение стратиграфических задач на палеонтологическом материале путем его последовательной палеобиологической палеофациальной, палеогеографической и в конечном счете палеоклиматической интерпретаций. Палеоклиматическая сущность этого направления позволяет использовать в стратиграфических целях результаты изучения самых различных групп ископаемых. Кроме того, она позволяет контролировать биостратиграфические построения независимыми данными о климатически обусловленных особенностях литогенеза, почвообразования, формирования геологических тел и рельефа. Однако при этом наиболее надежным источником палеоклиматической информации остаются все-таки палеонтологические материалы. По этому поводу Р. Ф. Флинт писал, что климатические изменения реставрируются по окаменелостям более определенно, нежели по физическим характеристикам отложений (Flint, 1965).

## ВОЗМОЖНОСТИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ БИОСТРАТИГРАФИИ

Идеальным с точки зрения эволюционно-палеонтологического направления в биостратиграфии является деление разрезов по рубежам перехода одних таксонов ископаемых в другие, т. е. по звеньям филетических линий. Этот идеал не всегда осуществим, поэтому нередко в качестве определенных биостратиграфических уровней принимаются эмпирически установленные рубежи появления или исчезновения каких-либо таксонов. Эволюционный смысл таких рубежей только предполагается, но считают, что он может быть подтвержден впоследствии как по мере расширения и углубления исследований самих ископаемых, так и по мере пополнения сведений о их стратиграфическом и географическом распространении. Строго говоря, это рубежи «второго сорта», так

как их достоверность ниже, и ими пользуются за неимением лучших.

И те и другие биостратиграфические рубежи не имеют универсального, глобального характера, они не охватывают даже весь океан или всю сушу в целом. В лучшем случае они прослеживаются в обширных географических поясах (Бореальный, Тетический и другие пояса в зональной стратиграфии мезозоя по аммонитам) или крупных регионах, включающих целые континенты, океаны, их части или смежные части нескольких океанов и континентов.

Эволюционная биостатиграфия четвертичной системы не является в этом отношении исключением. Она разработана с разной степенью детальности для различных групп ископаемых и разных регионов планеты. Подразделения системы, хотя нередко и именуются «зонами», не выходят за ранг подзон, шестого таксона единой шкалы.

Наиболее дробно осуществлено деление континентальных слоев Евразии по остаткам млекопитающих, в филетических линиях которых можно выделить до 6 звеньев на уровне родов, видов и подвидов. Комбинация рубежей перехода в разных линиях с учетом появления или исчезновения некоторых видов (подвидов) позволила Э. А. Вангенгейм (1975), развившей схему В. И. Громова (1948), разделить континентальные фации системы на 8 «оппельзон», 6 из которых выделены достаточно уверенно и 2 — с долей вероятности. Эти «оппельзоны» по отношению к стратификации океанических разрезов четвертичной системы («зоны») можно рассматривать в качестве подзон.

Длительность существования отдельных видов-индексов континентальных подзон в единых линиях, по Ф. Цейнеру (1963), не менее 500 тыс. лет. По материалам, приведенным Э. А. Вангенгейм (1975) и В. С. Зажигиным (1975), она может быть меньше и составляет для некоторых видов и подвидов 100—200 тыс. лет. По-видимому, возможный предел деления четвертичной системы по этой группе уже достигнут и дальнейшие попытки детализации столкнутся с неразличимостью следствий эволюционной («микроэволюционной»), географической, возрастной и индивидуальной изменчивости признаков.

Несмотря на значительный вклад палеонтологов-маммалистов в биостратиграфию четвертичной системы, предлагаемые ими схемы нельзя считать полностью завершенными и «устоявшимися». Уровни появления и исчезновения некоторых руководящих видов элефантид местами нарушаются отдельными находками сходных форм в более древних или молодых слоях. Так, известны находки слонов, близких к *Mammuthus primigenius* в нижнем плейстоцене Англии (Цейнер, 1963), при обычном для них уровне появления в верхах среднего плейстоцена, а также находки среднеплейстоценовых *Archidiscodon trogontherii* и *Bison priscus longicornis* в верхнем плейстоцене Ярославского Поволжья (Евсеенков и др., 1967) и Восточной Сибири (Лаухин, 1968). Многочисленные радиоуглеродные датировки верхнего палеолита в пределах 10—40 тыс. лет (Иванова, 1965; Кинд, 1962, 1963) вызвали необходимость пересмотра названия и, возможно, стратиграфического значения верхнепалеолитического комплекса крупных млекопитающих с локализацией его в верхнем плейстоцене (Величко, 1968), а находка сангамонских (рисс-вюрмских) морских отложений под типовым местонахождением ранчолабрейского комплекса млекопитающих Северной Америки — возможное аналогичное сужение его стратиграфического интервала. Однако все эти отклонения и частичные изменения объясняются недостаточностью данных. Основные же выводы советских палеонтологов-маммалистов составили золотой фонд биостратиграфии четвертичной системы, получили международное признание и вошли в практику геологических работ.

Данные по фациям млекопитающих Северной Америки, которые в целом изучены слабее, чем евразиатские, показывают, что в пределах



четвертичной системы узкие стратиграфические интервалы имеют всего 13 родов, причем точность их локализации весьма сомнительна (Хиббард и др., 1969). При этом нередко эволюционное появление или исчезновение родов не отделяется от миграционного. В итоге, как указывалось выше, намечены только 3 фаунистических комплекса, имеющие стратиграфическое значение: бланко (верхний неоген — нижний плейстоцен), ирвингтон (нижний — средний плейстоцен), ранчолабреа (средний — верхний плейстоцен).

Эволюционные изменения в других группах ископаемых проявились гораздо слабее. Плейстоценовые пресноводные рыбы европейской части СССР (Лебедев, 1960), Саксонии (Weiler, 1965) и посленебраские рыбы Северной Америки (Миллер, 1969) остеологически неотличимы от современных.

Среди четвертичных континентальных моллюсков филетические линии устанавливаются крайне редко. Для Северной Америки известен только один эволюционный переход в линии *Promentus* на рубеже верхнего плейстоцена, а также уровни вымирания 5 видов в эоплейстоцене и раннем плейстоцене и 3 видов — в конце позднего плейстоцена (висконсин). Состав плейстоценовых ассоциаций очень близок к современным тех же или смежных областей (Тейлор, 1969). Д. Кимбалл, исследовавший плейстоценовых моллюсков Британских островов, пришел к выводу, что «вспышка эволюционного развития среди этих групп произошла ранее, чем среди млекопитающих, а в плейстоцене она уже ослабла едва ли не до подвидовой дифференциации» (цит. по Цейнер, 1963, с. 397).

В Центральной Европе устновлены только рубежи вымирания 4 видов в позднем эоплейстоцене (кромере) (Ložek, 1964). Нет никаких изменений, по сравнению с современными, в раковинах континентальных верхнеплейстоценовых моллюсков Северо-Западной России (Даниловский, 1955). Эволюционные изменения моллюсков южной части Русской равнины отчетливо проявились в эоплейстоцене, где комбинации филетических переходов с уровнями появления и исчезновения видов позволяют наметить до 5 комплексов, имеющих стратиграфическое значение. На той же основе выделены 3 раннеплейстоценовых (гюнц-миндельских) комплекса (Куница, 1965; Чепалыга, 1967; Попов, 1969; Никифорова и др., 1976). Однако до полной публикации материалов невозможно определить, какая часть подразделений выделяется на чисто эволюционной основе, какая на основе рубежей появления — исчезновения и какая по миграционно-климатическим изменениям фаун. Во всяком случае, начиная с минделя, все комплексы выделяются исключительно на миграционно-климатической основе.

Эволюционные изменения морских моллюсков на протяжении эоплейстоцена и плейстоцена почти не проявились или, во всяком случае, о них мало что известно. Это относится даже к богатым и достаточно полно изученным фаунам с побережий Средиземного моря и Атлантического океана (Жинью, 1955, с. 567; Венцо, 1964, с. 16). По-видимому, несколько интенсивнее шло формирование новых видов в бассейнах Понто-Каспия с резко переменным режимом солености. Л. А. Невесская намечает появление некоторых новых видов в Черноморской позднеплейстоценовой фауне моллюсков посредством отщепления вариант изменчивости (род *Monodacna*) или направленного изменения признаков (род *Paphia*). По ее данным, морфологические различия новых и старых видов не являются качественно отличными от признаков, определяющих внутривидовые категории, в частности — подвиды (Невесская, Ильина, 1966).

Известно сравнительно немного видов, диапазон стратиграфического распространения которых ограничен по крайней мере рубежом вымирания. Они есть в морском эоплейстоцене (ниже кромера) Восточной

Англии[2], Аляски (Hopkins, 1967), Исландии (Einarson, Hopkins, 1967; Mac. Neil, 1967). В плейстоцене умеренных широт северного полушария таких видов и подвидов можно насчитать не более двух десятков. Схема, составленная автором по разным источникам (рис. 16), показывает примерные пределы их вертикального распространения.

Относительно слабая изученность не позволяет выяснить положение каждого из них в какой-либо определенной филетической линии, а ограниченность географического распространения — делает пригодным для весьма приблизительного расчленения и корреляции отложений только в пределах одной, редко двух смежных областей. Часть этих видов и подвидов найдена в единичных пунктах или представлена небольшим числом экземпляров, что снижает их стратиграфическое значение, тем более, что многие десятки, а нередко одна — две сотни видов из тех же интервалов разреза оказываются идентичными современным. Положение рубежей вымирания этих видов не всегда достаточно определенно и может меняться, если чисто геологические данные позволят пересмотреть положение слоев с окаменелостями в общей последовательности отложений (см. рис. 16, (1), (2)).

В отношении рубежей появления новых видов морских моллюсков нужна еще большая осторожность по сравнению с рубежами вымирания. Прежде всего, они могут быть установлены достоверно только в непрерывных разрезах морских фаций. Забывая об этом, О. В. Суздальский и его соавторы (1971) делают ряд далеко идущих стратиграфических выводов на основе уровней «первого появления» тихоокеанских форм в разрезах морских четвертичных отложений Северной Евразии. Поскольку, как было показано выше, в этих разрезах в действительности нет ни морского неогена, ни эоплейстоцена, а тихоокеанские иммигранты появились в Северной Атлантике в миоцене — плиоцене (MacNeil, 1965; Гладенков, 1975), то в более поздних отложениях Северной Евразии они являются уже атлантическими. Если принять точку зрения О. В. Суздальского, то такой же «рубеж» можно провести, допустим, в разрезах Северной Норвегии по основанию позднеледниковых морских слоев, поскольку там вообще нет более древних морских отложений, и такой «уровень» придется на самый конец позднего плейстоцена.

Среди остальных групп чаще всего используются в биостратиграфической практике остракоды, фораминиферы, радиолярии.

Изучение западносибирских континентальных остракод позволило наметить 3 звена в филетической линии *Limnocythere: L. scharapovae* (нижний плейстоцен), *L. kazminae* (миндель — миндель-рисс) (средний плейстоцен) и уровни первого появления или исчезновения 18 видов из родов *Limnocythere*, *Zonocypris*, *Ilyocypris*, *Encypris* в эоплейстоцене, нижнем и среднем плейстоцене (Казьмина, 1969; Архипов и др., 1973; Липагина, 1976).

Исследование морских остракод Северной Евразии, вошедшие в стратиграфический обиход за последние годы благодаря работам О. М. Лев (1970; Лев, Исаева, 1971; Суздальский и др., 1975), не привело пока к выявлению следов эволюции, а в отношении «уровней появления» тихоокеанского элемента можно сделать те же замечания, что и в отношении моллюсков, с дополнительной поправкой на меньший объем информации по морским остракодам вообще.

Эволюция и уровни появления новых видов и подвидов радиолярий позволили разделить океанические отложения системы на дне Северной Атлантики и Северной Пацифики на 3 близкие по объему зоны (точнее — подзоны) (Hays, 1965; 1971; Hays, Berggren, 1971). В морских слоях шельфа и суши эти подзоны пока не прослежены.

[2] Процентные соотношения вымерших, северных и других групп в морских кратах были подсчитаны Хармером по числу раковин (а не видов), что необходимо иметь в виду при сравнении этих данных с другими (Chatwin, 1948).



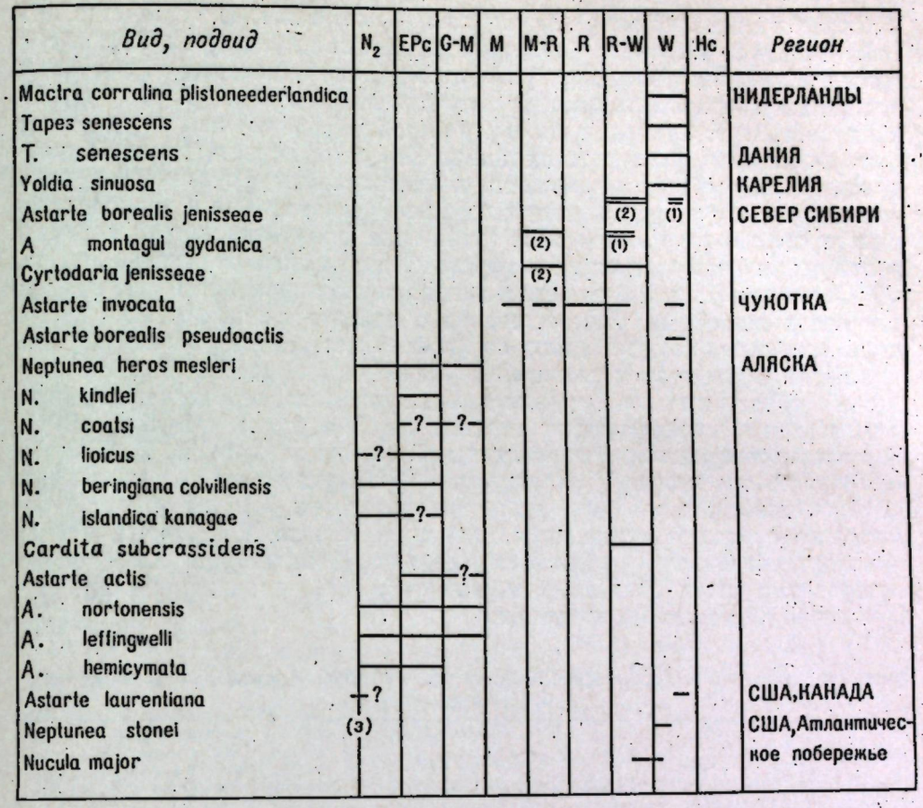



*Рис. 16.* Стратиграфическая локализация вымерших плейстоценовых и некоторых эоплейстоценовых видов и подвидов моллюсков. По данным М. А. Лавровой (Горецкий, 1949), О. М. Петрова (1966), В. Н. Сакса (1953), С. Л. Троицкого (1966, 1969), S. Heide (1957), S. Hansen (1965), D. M. Hopkins (1967), F. S. MacNeil (1967), H .G. Richards (1962), Wagner (1967).

Нс — голоцен; W—G—M — горизонты единой шкалы плейстоцена (по альпийским эквивалентам); EPc — эоплейстоцен (анвильская свита Аляски); стратиграфическое распространение сибирских видов (подвидов): (*1*) — по В. Н. Саксу; *2* — по С. Л. Троицкому; (*3*) — MacNeil (1967) отмечает единственную сомнительную находку *Astarte laurentiana* в свите Ньювок (миоцен — плиоцен).

По эволюции четвертичных фораминифер данных практически нет, но уровни появления новых видов и подвидов в последние годы определены в многочисленных разрезах океанов и суши. Сама граница системы установлена в глубоководных разливах по эволюционному переходу *Globorotalia tosaensis* → *G. truncatulinoides* (Parker, 1967; Berggren, 1967; 1969), а система-зона разделена на 2 зоны (точнее — подзоны): № 22 — Globoratalia truncatulinoides truncatulinoides и № 23 — G. calida calida — Spheroidinella dehiscens excavata (Крашенинников, 1969; Blow, 1969; Berggren, 1973). Эти основные подразделения системы сопоставлены теперь с палеоклиматической и палеомагнитной шкалами, получили абсолютные датировки и увязаны с системой эволюционных переходов в фациях наземных млекопитающих. Это позволяет говорить о создании основ единой стратиграфической шкалы четвертичной системы для северного полушария (Никифорова, 1973; Никифорова, Краснов, 1973; Никифорова и др., 1976).

В морских отложениях севера Евразии В. И. Гудина (1976) наметила уровни появления новых видов и подвидов фораминифер: *Elphidium obesum, E. subclavatum* (миндель-рисс); *E. atlanticum, Miliolinella grandis pumilionis, Elphidiella arctica, Buccella acutata* (средний плейстоцен); *Elphidium boreale, E. propinquum, E. excavatum, E. hyalinum,*

*Quinqueloculina arctica, Q. agglutinata, Q. oviformis, Q. deplanata, Buccella inusitata, Discorbis deplanatus, Cassidulina laevigata, Elphidiella recens, E. urbana* (рисс-вюрм). Возможно, что некоторые новые виды и подвиды возникли вследствие эволюционных изменений, как указывает сама В. И. Гудина в цитируемой работе, однако она не выделяет пока каких-либо филетических линий. Эта осторожность вполне оправдана, так как общая изученность плейстоценовых фораминифер пока еще такова, что остаются многочисленные региональные и хронологические пробелы, требующие заполнения для получения общей картины и отделения филогенетических «уровней появления» от миграционных.

Эволюция растений за четвертичный период проявилась еще слабее, чем среди животных. Соответственно о ней нет сколько-нибудь систематизированных сведений, или, по крайней мере, автору они неизвестны.

Комбинация этапов развития и рубежей появления золотистых водорослей, образующих «известковый нанопланктон», позволила разделить четвертичные донные осадки океанов на 3 подзоны (Martini, 1971). В отношении высших растений сведений весьма немного. Е. В. Шанцер (1964) в обзоре итогов VI Конгресса INQUA указывает только данные Е. Станкевича о появлении нового подвида сосны — *Pinus silvestris polonica* на рубеже плейстоцена и голоцена в Польше. В. П. Гричук (1961) приводит сведения о рубежах вымирания 15 видов для плейстоцена центральной части Русской равнины (табл. 8), приходящихся преимущественно на нижний плейстоцен.

Таблица 8

**Растения, вымершие в плейстоцене. Средняя часть Русской равнины (по В. П. Гричуку, 1961, сокращено)**

| Вид | Плейстоцен | | |
|---|---|---|---|
| | нижний | средний | верхний |
| *Salvinia glabra* Nik. | + | — | — |
| *S. intermedia* Nik. | + | — | — |
| *S. tuberculata* Nik. | + | — | — |
| *Sparganium crassum* Nik. | + | — | — |
| *S. noduliferum* G. et E. Reid | + | — | — |
| *Potamogeton pygmaeus* Chandler | + | — | — |
| *Najas bogoljubowii* Sukazch. | + | + | — |
| *Stratiotes intermedius* (Harts et Chandler) | + | — | — |
| *Dulichium vespiforme* C. et E. Reid | + | — | — |
| *Ranunculus sceleratoides* Nik. | + | — | — |
| *Polanisia rugosa* E. Reid | + | — | — |
| *Myriophyllum praespicatum* Nik. | + | + | — |
| *Lycopus antiquus* E. Reid | + | — | — |
| *Physalis pliocenica* Szafer | + | — | — |
| *Sambucus pulchella* (Reid) Szafer | + | — | — |
| Число видов | 15 | 3 | 0 |



В четвертичных отложениях Западной Сибири известно небольшое число вымерших видов — *Bunias sukaczewii* Kipiani, *Azolla interglacialica* Hikitin и др. Судя по подсчетам В. П. Никитина (1965) (3—5% вымерших видов из 400), общее их число не превышает двух десятков, а рубежи вымирания приходятся на тобольское (средний плейстоцен) или более раннее время. До публикации полных списков и описаний трудно сказать что-либо определенное о возможных филетических отношениях этих видов. Возможно, что в их число включены и формы, лишь исчезнувшие из состава местных флор. Примечательно в этом отношении замечание В. П. Никитина (1965, с. 338) о морфологической тождественности *Azolla interglacialica* Nikitin и современного калифорнийского вида *A. filiculoides* Lam., а также мнение М. Кипиани (1960) о близости *Bunias sukaczewii* к *B. cochlearioides* из степей Южной Сибири и Забайкалья. По-видимому, эти виды и другие экзотические формы тобольского горизонта (*Heliocharis ovata* R. Seh. и пр.) пока не следовало бы называть руководящими.

Хорошо прослеживающиеся по ископаемым флорам плиоцена, эоплейстоцена и нижнего плейстоцена прогрессивное обеднение флор Европы (Zagwijn, 1957, 1960; Szafer, 1961; В. Гричук, 1961), Западной Сибири (П. Никитин, 1940; В. Никитин, 1965), советского Дальнего Востока (Александрова и др., 1966) отражает не столько вымирание, сколько исчезновение из состава местных флор термофильных элементов, сохранившихся ныне в Восточной Азии, на Балканах, в Закавказье, Северной Америке.

Подводя итог возможностям четвертичной эволюционной биостратиграфии, следует отметить, что подразделение системы на этой основе с учетом как филогенетических изменений, так и рубежей появления и исчезновения отдельных родов, видов и подвидов возможно, в лучшем случае, на 8—9 частей для континентальных толщ и на 2—4 — для морских. Соответствующие цифры для плейстоцена составляют 3—6 и 1—4 части. При этом для морского плейстоцена все внутренние рубежи практически не имеют строгого эволюционного обоснования.

Для сравнения с возможностями миграционно-климатической биостратиграфии следует, несколько забегая вперед, указать в качестве примера голоценовые (послеледниковые) отложения Южной Скандинавии, которые разделяются на 9 частей не на эволюционно-палеонтологической основе (содержат только остатки современных растений), а по миграционно-климатическим изменениям флор (T. Nillson, 1964). Длительность накопления каждой такой части немногим более тысячи лет (против 150—200 тысяч для эволюционных подзон!). При этом, несмотря на ничтожную длительность формирования, такие части или их пары достаточно свободно выделяются из разрезов и сопоставляются между собой по всей Европе (Хотинский, 1969).

В то же время за рубежами и интервалами, выделенными на основе установленных или предполагаемых эволюционных изменений, всегда остается неоспоримое преимущество, связанное с необратимостью эволюции (закон Долло), а таксоны, используемые в биостратиграфии на этой основе, имеют тот же статут руководящих родов, видов, подвидов, что и в иных системах.

## МИГРАЦИОННО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ

### Основные исторические вехи

Переход от констатации единичных находок остатков животных и растений, хотя и живущих ныне, но совершенно чуждых современной природе тех мест, где они обнаружены (нуждающихся в иных климатиче-

ских условиях — более высоких или низких температурах, иной сумме атмосферных осадков, высоте снегового покрова и т. д.), к их объяснению вековыми климатическими переменами совершился в конце XIX — начале XX в. Он был тесно связан с зарождением и развитием общей палеоклиматической концепции — ледниковой теории. Ее становление обстоятельно и полно освещено в крупных сводках последних лет (Марков, 1948; Марков и др., 1965; Марков, Величко, 1967; Флинт, 1963; Цейнер, 1963; Flint, 1965; Woldstedt, 1958, 1961) и поэтому имеет смысл остановиться только на развитии связанных с нею биостратиграфических представлений.

Первые систематические биостратиграфические сведения относились к новейшим отложениям — позднему плейстоцену и голоцену, но их теоретическая интерпретация сыграла огромную роль в становлении современной биостратиграфии всего плейстоцена и четвертичной системы в целом.

А. Блитт одним из первых установил, что разные слои голоценовых торфяников Норвегии содержат остатки различных растений, и объяснил это явление миграцией последних в связи с чередованием в прошлом «сухих» и «дождливых» эпох (Blitt, 1876). Позднее эти миграции стали связывать с общим ходом климатических изменений в послеледниковое время. В те же годы В. Бреггер, а несколько позже и П. А. Эйен выявили последовательное изменение видового состава моллюсков в серии литоральных накоплений поднятых береговых террас и сублиторальных глинистых отложений Осло-фьорда и также объяснили его климатическими изменениями позднепослеледникового времени (Brogger, 1900).

Как известно, варвометрическое исследование ленточных глин Швеции дало первые сведения о временных масштабах этих изменений и еще больше укрепило представление о их причинной связи с улучшением климатических условий, связанных с окончанием ледникового времени.

Первая систематическая работа по стратиграфической палинологии (Post, 1916) подтвердила определенную направленность изменения растительности Скандинавии в позднепослеледниковое время, дала возможность проследить его практически непрерывно, наметить фазы этого процесса, характерные рубежи появления в местной флоре новых элементов. Сами особенности пыльцевых диаграмм, отражавшие не столько индивидуальную судьбу родов и видов, сколько смену ландшафтно-растительных ассоциаций, подводили исследователей к мысли о последовательной миграции целых растительных сообществ и появлении остатков их представителей в разрезах в той же последовательности, в которой ныне эти ассоциации размещены на земной поверхности.

Таким путем уже в начале века впервые сложилось представление о тесной связи целого ряда природных процессов недавнего геологического прошлого: отступания края ледника, накопления ленточных глин, переселения растений и морских моллюсков и т. д., имевших общую причину — существенное изменение климатических условий. Это представление, сложившееся при изучении ограниченной территории Скандинавии, тем не менее имеет более широкое теоретическое и прикладное значение. По сути дела, была создана первая принципиальная схема изменения состава ископаемой флоры, растительности и фауны для отложений, накопившихся за время восходящей ветви одного климатического ритма: от конца ледникового интервала до оптимальных условий послеледникового теплого времени.

Прикладное значение этих исследований заключалось в составлении первого опорного стратиграфического разреза части верхнего плейстоцена и голоцена, получившего весьма подробную и разностороннюю



биостратиграфическую характеристику. На базе скандинавского (балтийского) опорного разреза впоследствии были выполнены классические работы по расчленению и корреляции позднего плейстоцена и голоцена Северо-Запада СССР (Яковлев, 1926; Марков, 1931, 1955), Финляндии (Sauramo, 1958), Кольского полуострова (Лаврова, 1960), Норвегии (Feyling-Hanssen, 1964), Швеции (Nilsson, 1964).

Узость стратиграфического интервала отложений, изучавшихся скандинавскими исследователями, способствовала чрезвычайной детальности их расчленения. Помимо наименьших литостратиграфических единиц — сезонной ленты и годичного слоя Де Геера (в ленточных глинах), установлены первые наиболее дробные биостратиграфические единицы — пыльцевые зоны и подзоны, а также весьма специфические биостратиграфические рубежи — уровни появления, кульминации и исчезновения пыльцы различных деревьев и кустарников. Разрезы морских отложений также разделены на дробные биостратиграфические единицы — «глины с *Arca*», «глины с *Isocardia*» и т. д. Весьма примечательно, что для некоторых биостратиграфических подразделений начали применять биогеографические определения. Так, позднеледниковые глины Осло-фьорда с *Yoldia* и *Arca* были объединены в «арктические слои» (Brogger, 1900).

Впоследствии основные методические и теоретические достижения, закрепленные в скандинавской миграционно-климатической схеме, были перенесены на иные территории и на другие интервалы разреза плейстоцена и четвертичной системы в целом.

Накопленные к началу и в начале XX в. сведения о многочисленности морен покровных и горных оледенений, а также межморенных отложений с ископаемыми остатками животных и растений нашли объяснение в представлении о множественности крупных климатических событий — похолоданий и потеплений различного ранга в плейстоценовой геологической истории умеренных и высоких широт северного полушария. Это представление укрепилось и широко распространилось особенно после классической работы А. Пенка и Е. Брюкнера (Penck, Brükner, 1909) по древнему оледенению Альп, создавшей основу для палеоклиматической интерпретации органических остатков из слоев, параллелизуемых с моренами во внеледниковых областях и их межморенных отложений.

Переходу от констатации существования в плейстоцене нескольких «холодных» и «теплых» интервалов к более точному представлению о непрерывном изменении климатических условий на их протяжении, а также всего четвертичного периода более всего способствовало на первых порах палинологическое изучение наиболее полных разрезов межледниковых отложений Северной Европы, предпринятое датскими палинологами А. Йессеном, К. Йессеном, В. Мильтерсом (Jessen, Milthers, 1928; Madson e. a., 1928), а также исследование пыльцевых флор межледниковых горизонтов европейской части СССР И. М. Покровской, М. П. Гричук, В. П. Гричуком, Н. А. Махнач и др., результаты которого обобщены В. П. Гричуком (1961). Эти исследования показали, как менялись пыльцевые спектры, а следовательно, и продуцировавшие их флоры за весь межледниковый интервал: от приледниковых и тундровых ассоциаций до широколистных лесов и вновь до приледниковых тундр на границе с перекрывающими ледниковыми слоями. Ранняя ветвь изменений оказывалась весьма близкой по типу к той, что наблюдалась ранее для позднепослеледниковых слоев Скандинавии, а поздняя примерно зеркально-обратной (см. табл. 8). Аналогичные исследования проведены в Восточной Англии, Нидерландах, ФРГ, ГДР, Польше, в Западной Сибири (Pike, Godwin, 1953; West, 1956; Florschutz, 1957; Zagwijn, 1957, 1960, 1974; Erd, 1965; Волкова, 1975).

Важнейшее прикладное, биостратиграфическое значение этих исследований заключалось в выявлении характерных черт изменения местной флоры и растительности для различных межледниковых интервалов и в составлении схем стандартных пыльцевых зон для межледниковых горизонтов.

## Климатические изменения в плейстоцене и их стратиграфическое значение

В процессе изучения ледниковых отложений в Альпах были намечены следы не только крупных, но и второстепенных климатических колебаний, получивших впоследствии название стадий и межстадиалов.

Альпийская палеоклиматическая и стратиграфическая схема, состоявшая из четырех основных оледенений и ледниковых горизонтов (гюнц, миндель, рисс и вюрм) и трех межледниковий и горизонтов межледниковых отложений (гюнц — миндель, миндель — рисс, рисс — вюрм), сохранила свое значение до наших дней. Первый этап ее распространения на слабо исследованные разрезы обширных равнинных и горных областей Северной Евразии, имевший место в 20—30-е годы, принес больше сомнений, чем реальных достижений, как справедливо отмечали И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939). Однако впоследствии по мере накопления более полных материалов и сопоставления местных схем чередования ледниковых и межморенных отложений на биостратиграфической основе альпийская палеоклиматическая схема вошла в корреляционные построения без существенных изменений (табл. 9) и ее основательность получила достаточно полное подтверж-

Таблица 9

Схема сопоставления крупных плейстоценовых похолоданий и потеплений

| Альпы | Север Европы | Русская равнина | Сибирь |
|---|---|---|---|
| Вюрмское | Вейсхелское (Вислинское) | Валдайское | Зырянское |
| Рисс-вюрмское | Эемское | Микулинское | Казанцевское |
| Рисское | Заальское | Днепровское | Самаровское |
| Миндель-рисское | Гольштейнское | Лихвинское | Тобольское |
| Минделъское | Эльстерское | Окское | Древнее (полуйское, демьянское) |
| Гюнц-миндельское | Кромерское | | |

дение (Сакс, 1953; Tesh, 1957; Vlerk, 1957; Flint, 1957; 1965; Zeuner, 1959; Цейнер, 1963; Герасимов и др., 1963; Марков и др., 1965, 1967).

Из огромного палеонтологического материала, накопленного к настоящему времени, наиболее полно и последовательно изучены плейстоценовые флоры, моллюски и крупные млекопитающие Европы, Северной Азии и Северной Америки. Восстановление условий существования представителей этих групп явилось основой для реконструкции истории климатических изменений плейстоцена.

### *Крупные потепления*

Представлению о непрерывном изменении климатических условий на протяжении четвертичного периода более всего способствовало палинологическое изучение наиболее полных разрезов межледниковых отложений в равнинных областях Европы.



Эти исследования показали, как менялись пыльцевые спектры, а следовательно, и продуцировавшие их флоры за целое межледниковое время. На границе с нижними моренами и водно-ледниковыми осадками, формировавшимися в пределах (или у пределов) зоны арктической пустыни (ледниковые щиты и покровы), залегали остатки приледниковых тундровых или близких к ним ассоциаций, выше — различных лесных, вплоть до широколиственных лесов, а в верхних частях разрезов эта последовательность повторялась в обратном порядке вплоть до верхних морен или перигляциальных отложений. Изменение характера остатков растительности в нижней части разрезов оказалось весьма сходным с тем, которое наблюдалось ранее для верхнего плейстоцена и голоцена, а в верхней (в общих чертах) зеркально-обратным (табл. 10). Выяснилось, что смена зонально-ландшафтных типов растительности и характерных видов во времени происходила закономерно и примерно в том же порядке, в каком они ныне развернуты в пространстве. Палинологическое изучение межледниковых отложений позволило впервые проследить полный ход межледниковых «теплых» полуритмов, их восходящую и нисходящую ветви на основе последовательности фаз развития растительности.

Изучение спорово-пыльцевых спектров из межледниковых толщ в Восточной Англии, Нидерландах, ФРГ, ГДР, Польше (Pike, Godwin, 1953; West, 1956; Florshütz, 1957; Woldstedt, 1954) позволило выявить индивидуальность палинологической характеристики отложений предпоследнего межледниковья, выраженную недостаточно четко в датских диаграммах. Она заключается в невысоком содержании пыльцы широколиственных пород, преобладании хвойных, значительной доле пыльцы пихты и ольхи. Эти особенности позволяют четко отличать миндель-рисские (гольштейнские, лихвинские) спорово-пыльцевые диаграммы, от более поздних — эемских, голоценовых (Erd, 1965) и приводят к заключению о таежном характере растительности «великого межледниковья» в Северной Европе и климатических условиях, более суровых, чем во время последнего межледниковья и послеледникового времени.

Изучение морской фауны из европейских межледниковых разрезов дало гораздо более скромные результаты вследствие фрагментарности их небольшого числа и редкости находок ископаемых. И все же исследование моллюсков из гольштейнских и эемских отложений Нидерландов, Дании и смежных частей Западной Германии позволило не только подтвердить межледниковый характер отложений, но и проследить определенную последовательность в распределении по разрезам видов, обитающих ныне в различных зоогеографических областях: от высокоарктических на границах с моренами к арктo-бореальным, бореальным, лузитанским и вновь к менее требовательным к температурам морских вод — в верхней части разрезов (табл. 11). Последовательность слоев с различными характерными видами и их группами не удалось проследить столько же подробно, как по морским позднепослеледниковым разрезам Скандинавии, но она оказалась в основных чертах однотипной скандинавской.

Исключительно важное значение имело совпадение основных палеоклиматических реконструкций, сделанных по изменениям спорово-пыльцевых спектров, с одной стороны, и по изменениям в составе фауны морских моллюсков — с другой, установленное особенно четко по результатам исследования разрезов эемских отложений на берегах Северного моря (см. табл. 18 и 19), а впоследствии и разрезов южного и восточного побережий Балтийского (Лаврова, 1961; Марков и др., 1965). Оно подтвердило объективность реконструкций, сделанных двумя независимыми методами.

Не меньший интерес представляет выявление заметной разницы в составе фаун морских моллюсков между эемскими и гольштейнскими

Таблица 10

**Палинологические зоны межледниковых горизонтов и голоцена. Западная и Восточная Европа**

| Голоцен | |
|---|---|
| Дания | Северо-Запад европейской части СССР |
| *Зона* | |
| IX — бука и дуба | $H_7$ — сосны, березы и ели |
| | $H_6$ — ели |
| VIII — ясеня и дуба | $H_5$ — уменьшения широколиственных |
| VII — вяза и липы | $H_4$ — ольхи и широколиственных |
| VI — орешника | $H_3$ — широколиственных пород |
| V — орешника и сосны | $H_2$ — березы, сосны с участием широколиственных пород |
| IV — березы и сосны | $H_1$ — сосны и березы |
| I—III — арктической и субарктической флоры | V — позднеледниковых флор |

*Микулинский (эемский) горизонт*

| Дания | Центр Русской равнины |
|---|---|
| | Перигляциальной флоры |
| (XI)*a*—*b* — субарктической флоры | $M_8$ — сосны и березы |
| (X)*i* — сосны | $M_7$ — ели |
| (IX, VIIIa)*h* — ели | $M_6$ — граба |
| (VII)*q* — граба | $M_5$, $M_4$ — липы, дубы и вяза |
| (VI)*f* — смешанного дубового леса | $M_3$ — сосны и березы с широколиственными |
| (V—IV)*e*—*d* — березы и сосны с широколиственными | $M_2$, $M_1$ — сосны, березы и ели |
| (III)*c* — березы и сосны | |

*Лихвинский (гольштейнский) горизонт*

| | |
|---|---|
| *k* — березы и сосны | $L_6$ — березы и сосны |
| *i* — сосны с елью и березой | $L_5$ — сосны с березой и елью |
| *h* — сосны с елью и широколиственными породами | $L_4$ — ели и пихты с широколиственными породами |
| *q* — предлагаемая зона граба | $L_3$ — граба и пихты с елью и широколиственными |
| *f* — смешанного дубового леса с сосной и березой | |
| *e*—*d* — сосны и березы с вязом, сосны с примесью широколиственных | $L_2$ — ели с сосной и широколиственными |
| *c* — березы с сосной и елью | $L_1$ — березы и сосны с елью |

Примечание. Голоцен: Дания — по Iversen (1960); европейская часть СССР — по В. П. Гричуку (1961); микулинский горизонт: III—XI зоны — по Зелле (1955) для Северо-Западной Европы; *a* — *i* — для Дании, по Jessen, Milthers (1928) и S. Andersen (1961); Русская равнина — по В. П. Гричуку (1961); лихвинский горизонт: Дания — по Jessen Milthers (1928); Русская равнина — по В. П. Гричуку (1961).

морскими отложениями, заключающееся в преобладании во вторых остатков бореально-арктических видов и единичности южнобореальных и лузитанских форм, широко представленных в первых. Палеоклиматическое истолкование этого факта состоит в реконструкции более высокой температуры морских вод в эемское межледниковое время (Бурк и др., 1959), что вполне соответствует результатам, полученным по спорово-пыльцевым данным.

Изучение морских моллюсков из межледниковых отложений северных равнинных побережий Евразии (Лаврова, 1937, 1946, 1949, 1961; Сакс, 1939, 1951$_2$, 1953; Лаврова, Троицкий, 1960) выявило присутст-



вие в комплексах видов более тепловодных, чем обитающие в смежных с местонахождениями современных морских бассейнах. Наиболее полный и обширный материал был получен по моллюскам из микулинских (бореальных) отложений севера европейской части СССР и казанцевских отложений сибирских равнин, относящихся к последнему

Таблица 11

**Изменение зоогеографического типа комплекс[ов] [Норвегия, Дания, Нидерланды]**

| Отдел | «Периоды» Блитта-Сернандера | | рубежи появления видов |
|---|---|---|---|
| | Субатлантический | | |
| | | Глины бор | [...], *Tapes virginens* |
| | | (2.400) | |
| | Суббореальный | 4.100 | *[...]a arctica* |
| | | Глины мо[...] | |
| | | (5.000) | *[...]ulis, Arctica islandica*; *Pholas candi*[...]кн) |
| | Атлантический | 8.300 | |
| | | Глины ал[...] | |
| | | (8.500) | |
| Голоцен | | 8.800 | Глины *edulis* [...] |
| | Бореальный | 9.10[...] | *[...] arctica, Mya truncata, Musculus* |

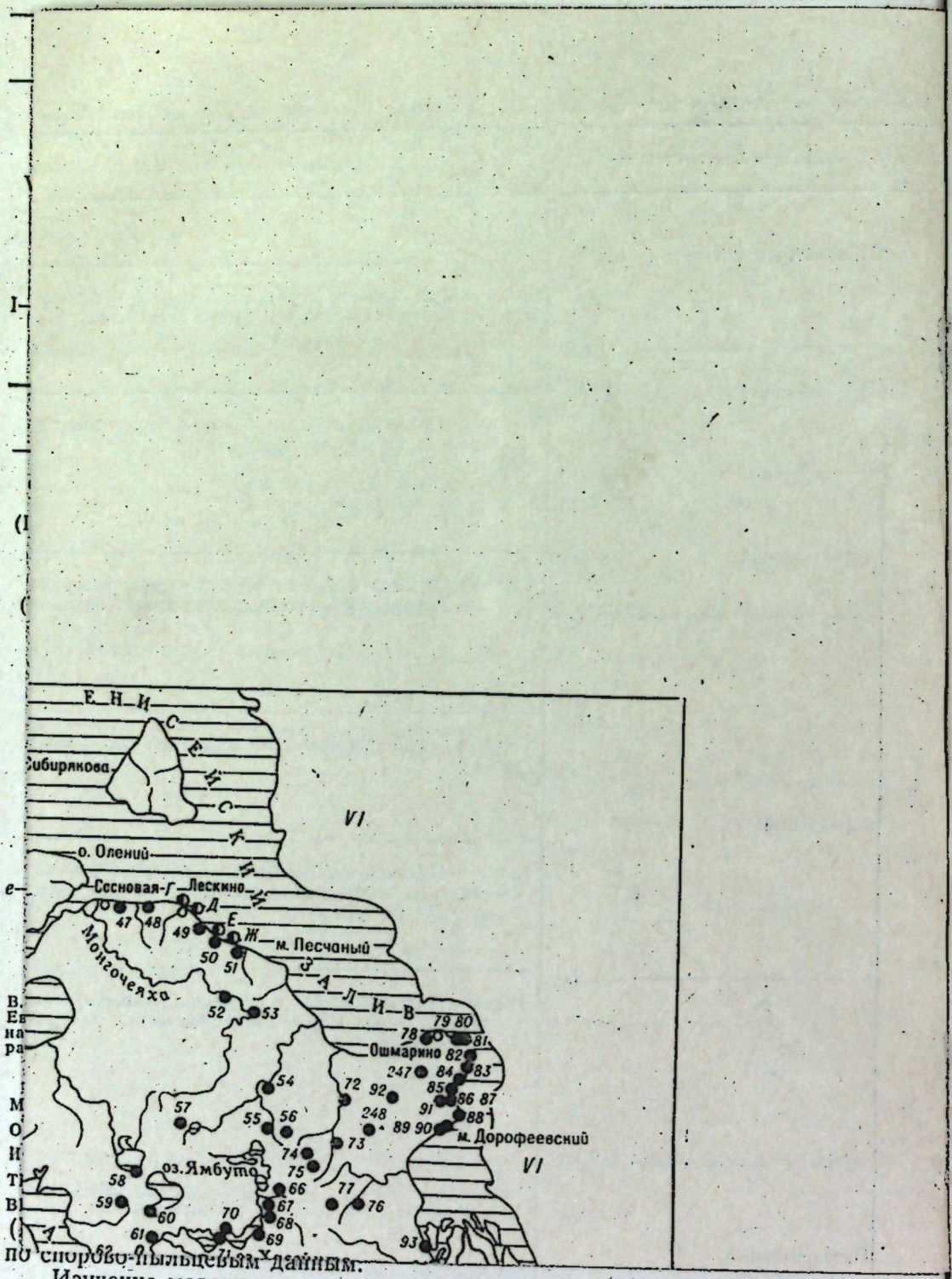
[...]anssen, 1964) с учетом интерпрета-

*Рис. 16.* Палеотемпературная кривая для тропической части Атлантики (Эмилиани, 1963). Точки — радиоуглеродные даты, нанесенные на кривую Эмилиани, но полученные по результатам исследования разрезов в Европе (Vries, 1957).

Таблица 10

**Палинологические зоны межледниковых горизонтов и голоцена. Западная и Восточная Европа**

Голоцен




по спорово-пыльцевым данным.

Изучение морских моллюсков из межледниковых отложений северных равнинных побережий Евразии (Лаврова, 1937, 1946; 1949, 1961; Сакс, 1939, 1951$_2$, 1953; Лаврова, Троицкий, 1960) выявило присутствие в комплексах видов более тепловодных, чем обитающие в смежных с местонахождениями современных морских бассейнах. Наиболее полный и обширный материал был получен по моллюскам из микулинских (бореальных) отложений севера европейской части СССР и казанцевских отложений сибирских равнин, относящихся к последнему межледниковью. Однако он оказался достаточным лишь для составления весьма приблизительной картины изменения состава моллюсков по разрезу, отражавшей к тому же не только «термические», но и фациально обусловленную последовательность комплексов (Сакс, 1953; Троицкий, 1964, 1966). Сведения о морских отложениях и морских моллюсках предпоследнего межледниковья были отрывочными и недостаточными для выявления характерных черт комплексов, не говоря уже о какой-либо последовательности в изменении их состава по разрезу или реконструкции температурных условий.

Из числа других групп ископаемых наиболее заметные палеоклиматические результаты дало исследование континентальных моллюсков и крупных млекопитающих из межледниковых отложений и соответствующих им накоплений внеледниковых областей. В Центральной Европе четко выделены межледниковые комплексы наземных и пресноводных моллюсков с заметным участием южного элемента — банатиковые фауны (названы по характерному южному виду *Helicigona banatica* (Rossm.) (Ložek, 1964). На юге Русской равнины большинство плейстоценовых континентальных малакофаун теплолюбивее современных (Чепалыга, 1965), что может указывать на их межледниковый возраст. В Западной и Восточной Европе установлено несколько «лесных» межледниковых фаун крупных млекопитающих — кромерская, среднеминдельская, миндель-рисская и рисс-вюрмская (последняя — только в Западной Европе) (Цейнер, 1963; Громов и др., 1965). Отдельные элементы этих фаун прослежены в Западной и Восточной Сибири (Вангенгейм, Зажигин, 1965).

Результаты этих и подобных исследований в других областях Европы, Северной Азии, Северной Америки, а также непрерывных разрезов глубоководных морских осадков позволили получить количественные оценки элементов межледникового климата — годовых или се-

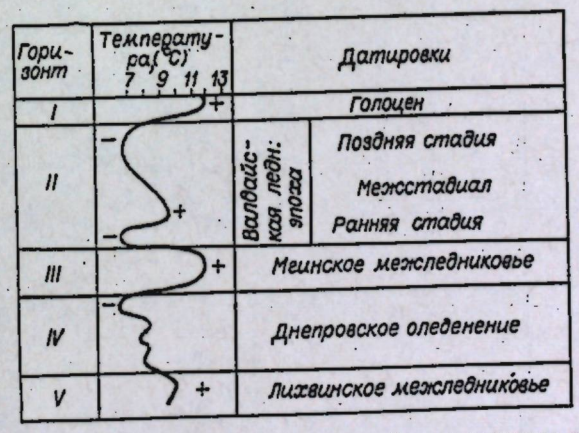



*Рис. 17.* Изменение поверхностей температуры в Северной Атлантике (55° с. ш.), восстановленное по изменению планктонных фораминифер (Бараш, 1964).

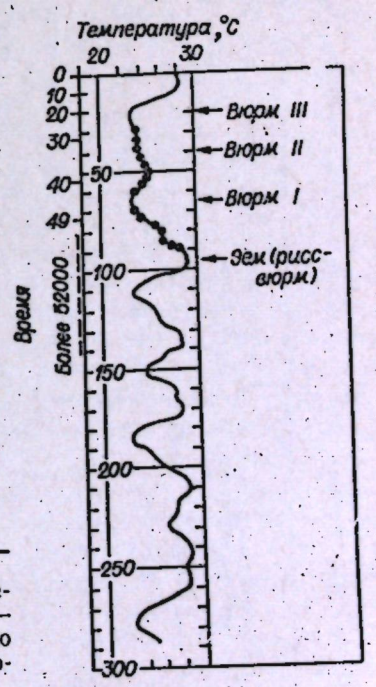



*Рис. 18.* Палеотемпературная кривая для тропической части Атлантики (Эмилиани, 1963). Точки — радиоуглеродные даты, нанесенные на кривую Эмилиани, но полученные по результатам исследования разрезов в Европе (Vries, 1957).

Таблица 12

**Отклонение местных среднегодовых температур от современных во время крупных похолоданий и потеплений четвертичного периода, определенное по палеонтологическим данным (С°)**

| Климатические интервалы (альпийские эквиваленты) | Суша | | | Море | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Отклонение, С° | | Место и источник сведений | Отклонение, С° | | Место и источник сведений |
| | — | + | | — | + | |
| Вюрм | Более 8 | | Бассейн среднего течения Енисея (Т. Левина, 1970)* | | | |
| | 8—12 | | Восточные предгорья Альп (Шварцбах, 1955) | 6 | | Северная Атлантика (Бараш, 1970) |
| | 5—7 | | Франция (Шварцбах, 1955) | 4,5 | | |
| | 8 | | США, Монтана (Шварцбах, 1955) | | | Тропическая Атлантика (Эмилиани, 1966; Emiliani, 1963; Flint, 1963) |
| Рисс-вюрм | | 4 | Польша (Марков, Величко, 1967) | | 3 | Дания (Hansen, 1965)* |
| | | 2—3 | Север Западной Сибири (Левковская, 1966$_{1, 2}$) | | 1—5 | Кольский полуостров (Лаврова, 1960) |
| | | 2—3 | Бассейн среднего течения Енисея (Т. Левина, 1970)* | | 3 | Север Западной Сибири (Троицкий, 1966) |
| | | | | | 0 | Северная Атлантика (Бараш, 1970) |
| | | 2 | р. Алдан, Мамонтова гора (Марков, Величко, 1967) | | 2 | Тропическая Атлантика (Emiliani, Flint, 1963) |
| Рисс | 8 | | Бассейн среднего течения Енисея (Левина, 1970)* | 5,5 | | Северная Атлантика (Бараш, 1970) |
| | 4 | | Алдан, Мамонтова гора (Марков, Величко, 1967) | 5 | | Тропическая Атлантика (Emiliani, Flint, 1963) |
| | 8 | | Центральная Европа (Шварцбах, 1955) | | | |
| | 11 | | Богота, Колумбия (Hammen, 1961) | | | |
| Миндель-рисс | 0 | 1—2 | Центр европейской части СССР (Марков, Величко, 1965)<br>Бассейн Среднего Енисея (Т. Левина, 1970)* | 1,5<br>1,5 | | Дания (Hansen, 1965)*<br>Северная Атлантика (Бараш, 1964) |
| Миндель | 12 | - | Польша (Szafer, 1961) | | | |
| Гюнц-миндель | | 1 | » » | | | |
| Гюнц | 2—3 | | » » | 7—12 | | Калабрия, Италия (Венцо, 1964) |
| Догюнцские похолодания | 0 | | » » | | | |
| Плиоцен | | 6—11<br>5 | Польша (Szafer, 1961)<br>Франкфурт-на-Майне, ФРГ (Шварцбах, 1955) | 2 | 2 | Новая Зеландия (Berggren, 1969) |

Примечание. Звездочкой отмечены расчеты, сделанные автором по сведениям, приведенным в первоисточнике.

зонных температур воздуха и морских вод, необходимых для существования характерных видов и сообществ и их отклонение от современных (табл. 12). При большом числе палеонтологических данных и непрерывности разрезов оказалось возможным построить палеотемпературные кривые для значительных временных интервалов, охватывающих несколько крупных похолоданий и потеплений климата (рис. 17, 18). Они позволили также ввести и другой, более прямой биогеографический показатель — величину смещения ареалов характерных видов или границ биогеографических таксонов по сравнению с их современным положением, исчисляемую в километрах (иногда и в градусах широты). Однако этот простой показатель скрывает за собой всю сложность причин, определяющих как современное, так и раннее расселение видов и сообществ, поэтому пользоваться им нужно весьма осторожно. В частности, необходимо иметь в виду, что смещение ареалов могло происходить не только с юга на север и обратно, но и (особенно в Восточной Европе и морях Советской Арктики, получающих значительный приток тепла с запада переносом) с запада на восток и с востока на запад. Полученные во втором случае величины смещения очень эффектны, но плохо сравнимы с полученными в первом. Так, для последнего межледниковья на Енисейском Севере получена величина смещения ареала *Cardium edule* (с запада на восток) около 2000 км, в то время как масштаб перемещения темнохвойной тайги (с юга на север) всего 700 км (Троицкий, 1966). Очевидно, в таком случае можно сравнить только данные по однотипным группам ископаемых.

Палеоклиматические реконструкции, доведенные до определения годовых и сезонных температур, позволили сформулировать наиболее точно основной крите-

рий для выделения межледниковых «эпох» как интервалов плейстоцена, на протяжении которых климатические условия, восстанавливаемые по палеонтологическим данным, были не менее (более) мягкими, чем современные условия климата той же местности (Марков, Величко, 1967, с. 97).

### *Внутренняя структура крупных потеплений*

В предыдущих разделах приведены сведения, показывающие постепенность изменения биогеографического облика ископаемых флор и фаун по разрезам межледниковых отложений. Эта постепенная последовательность, особенно полно прослеживающаяся по спорово-пыльцевым диаграммам, позволяет предполагать, что ход изменения температур за межледниковое время образует хорошо выраженный плавный полуритм. Остается недостаточно ясным: 1) является ли такой полуритм простым, не нарушавшимся возвратными похолоданиями и 2) является ли он симметричным или асимметричным, т. е. к какому времени относятся оптимальные условия и какой характер в связи с этим приобретают температурные кривые.

В. Загвейн выдвинул общее предположение о «холодных осцилляциях» внутри межледниковых «эпох», основываясь на результатах исследования спорово-пыльцевых спектров и остатков флоры из разрезов эемских торфяников Голландии, Дании и северо-западной части ФРГ (Zagwijn, 1957). Обнаруженные в них слои торфа со следами солифлюкации остатками субарктических растений отделяют нижний (собственно эемский) торф с характерными для последнего межледниковья палинологическими диаграммами от верхнего слоя со «вторым максимумом» пыльцы широколиственных пород. Эта промежуточная часть разрезов получила название «средних датских слоев». Считалось, что она накопилась во время «внутримежледникового» похолодания. Однако после того как С. Т. Андерсен показал принадлежность средних датских слоев к раннему вюрму (вейхелу); а самого верхнего слоя торфа — к его раннему брерупскому межстадиалу (59—57 тыс. лет тому назад), представление о «холодных осцилляциях» практически лишилось важнейшего основания (Andersen, 1961, 1965). Соответственно отпала и основа для дискуссии о двух максимумах пыльцы широколиственных пород (Герасимов и др., 1963), занимавшей внимание палинологов-четвертичников почти два десятилетия.

Подтверждением представления о холодных осцилляциях внутри межледниковых теплых интервалов может казаться восстановленное недавно (по усилению роли перигляциального и субарктического элемента в спорово-пыльцевых спектрах, следам мерзлотных текстур в отложениях, геоморфологическим и геологическим свидетельствам остановок или возвратных продвижений остаточных покровных и горных ледников) раннеголоценовое похолодание, получившее название переславльского в СССР (Чеботарева и др., 1965, с. 43) или пиоттино в Швейцарии (Zoller, 1960). Различные следы этого похолодания, точно датированные многочисленными радиоуглеродными определениями, прослеживаются в весьма отдаленных друг от друга областях (табл. 13), что позволяет считать его общим климатическим событием рецессивного порядка на фоне восходящей ветви голоценового потепления климата («межледникового» по типу, хотя и не завершенного). Н. А. Хотинский (1969) относит его ко второй половине (9900—9600 лет назад) своего пребореального времени, отличающегося от традиционного положением верхней возрастной границы (9600 лет вместо 8900 лет назад),



близким к похолоданию, установленному для Швеции Т. Нильссоном (Nilsson, 1964).

Похолодание это непродолжительно (300 лет) и неглубоко. В типовом разрезе у Переславля-Залесского оно отразилось лишь в увеличении роли трав, болотных растений и карликовых берез в лесных ассоциациях (Хотинский, 1964, 1966), в Приневской низменности — появлением лесотундры на месте редкостойных лесов (Чеботарева и др., 1965), в Восточной Фрисландии (ФРГ) — усилением роли вересковых, можжевельника и сокращением доли сосны в растительном покрове (Behre, 1966). Оно отделяется от холодного позднеледникового времени (позднего дриаса) незначительным раннеголоценовым (или «фрисландским», по Behre, 1966) потеплением. Вполне вероятно, что эти слабые пребореальные климатические флуктуации следует относить еще к позднему плейстоцену (позднеледниковью) и считать голоцен с начала устойчивого раннебореального (по Н. А. Хотинскому и Т. Нильсону) потепления, определяя его нижнюю границу по хронологическому рубежу 9600 лет тому назад.

Данные о более поздних «возрастах холодов» отрывочны и малочисленны. Н. А. Хотинский (1969), систематизировавший их частично, отмечает следы похолоданий на рубеже атлантического и суббореального времени (5000—4500 лет тому назад), но еще недостаточно ясно, отвечают ли они самостоятельной мелкой климатической флуктуации низшего порядка или началу общего слабого похолодания, выявляющегося совершенно определенно в субатлантическое время (с 2500—2200 лет тому назад).

Такие краткие (до 400 лет) неглубокие похолодания установлены и для исторического времени (более позднего). Они не меняют существенно общей картины крупных потеплений, по крайней мере, в тех пределах, которые мы в состоянии реконструировать по ископаемым остаткам растений и животных, и учет их возможен и важен только при очень детальных специальных исследованиях стратиграфии голоцена, но уж никак не плейстоцена.

Сведения о внутриголоценовых слабых похолоданиях показывают, что простота межледниковых термических полуритмов скорее кажущееся, нежели реальное явление, а имеющиеся в распоряжении исследователя методы позволяют восстановить лишь наиболее общую картину изменения температур. Тем не менее эти методы все же достаточно точны, чтобы ими можно было уловить крупные похолодания. Таких похолоданий в последние межледниковые интервалы, по-видимому, не было и можно считать, что отсутствие крупных возрастных колебаний температуры отличает межледниковые интервалы от ледниковых, для которых они, как известно, обычны. Это может указывать на качественное различие в характере процессов, вызывающих потепления и похолодания. Этот вывод рассматривается как предварительный, поскольку на кривой Эмилиани (1966) есть ряд минимумов, падающих на межледниковья. Однако до сих пор нет точных данных о их проявлениях в наземных разрезах.

Для суждения о симметричности или асимметричности отрезков температуры кривых, описывающих крупные потепления, данных пока мало. Для этого, прежде всего, необходимо иметь надежные сведения о скорости накопления отложений. Они есть для голоцена (благодаря радиоуглеродным датам), но его климатический полуритм не закончен, а тенденция изменения температур на будущее время весьма неопределенна. Показательна, пожалуй, только высокая скорость потепления при переходе от переславльского холодного интервала к раннебореальному времени.

Климатические события пребореального

| Источник | Следы похолоданий (и границы фаз) | Даты ($C^{14}$, без поправок) от 1970 г. | Шкала времени |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | | 8 900 |
| | | | 9 000 |
| | | | 9 100 |
| Чеботарева и др., 1965 | Возвращение безлесной растительности Мескусярви, Финляндия | 9 150 | |
| Кинд, 1969 | Сокращение лесов и ели, Игарка | 9 200 | 9 200 |
| | | | 9 300 |
| | | | 9 400 |
| | | | 9 500 |
| | | | 9 600 |
| Behre, 1966 | Конец холодной осцилляции пиоттино, Швейцария | 9 670 | |
| Кинд, 1969 | Псевдоморфозы по ледяным клиньям в аллювии, Пит-Городок, Енисейский кряж | 9 700 | 9 700 |
| Чеботарева и др., 1965 | Переславльское похолодание, оз. Сомино | 9 780 | |
| S. Andersen, 1965 | Морена Ос-Ши, Южная Норвегия | | 9 800 |
| Абсолют. геохр., 1963 | Прекращение торфонакопления, г. Вевис, Литовская ССР (Мо-204) | 9 860 | |
| Серебрянный, 1965 | Сокращение ареала ели, Финляндия | 9 880 | |
| Чеботарева и др., 1965 | Переславльское похолодание, оз. Сомино | 9 890 | |
| Zoller, 1960 | Похолодание пиоттино, Швейцария | 9 900 | 9 900 |

Таблица 13

времени (ранний голоцен)

| Даты ($C^{14}$, без поправок) от 1970 г. | Следы потеплений (и границы фаз) | Источник |
|---|---|---|
| 5 | 6 | 7 |
| 8 700 | Конец пребореального времени в Финляндии | Donner, 1965 |
| 8 770 | Начало послеледникового времени по Де Геру и конец I-го гобореального времени, по Т. Нильссону | Donner, 1965; Nilsson, 1964 |
| 8 870 | Конец пребореального времени в Финляндии | Sauramo, 1958 |
| 9000 | Начало накопления торфа; о. Кодьяк, Алеутские острова. Конец пребореального времени в Швеции | Серебрянный, 1967<br>Lundqvist, 1965 |
| 9030 | Распространение березы, Рейкявик, Исландия | Серебрянный, 1967 |
| 9080 | Начало накопления торфа, Сунгирь, Владимир | Чердынцев и др., 1965 |
| 9100 | Начало накопления торфа, Аляска | Серебрянный, 1967 |
| 9140 | Появление лесов, Норильская котловина | Кинд, 1969 |
| 9150 | Расселение термофильных деревьев, Миннесота, США | Серебрянный, 1965 |
| 9210 | Появление лещины в Шлезвиг-Гольштейне, ФРГ | » » |
| 9250 | Появление североборсальных моллюсков в Осло-фьорде, Норвегия | B. Andersen, 1965 |
| 9280 | Начало торфообразования, р. Иртыш, с. Б. Першино | Нейштадт, 1967 |
| | Межстадиал Тимискаминг, вторая половина, север США | Flint, 1963 |
| 9300 | Появление дуба и вяза, Миннесота, США | » » |
| | Конец пребореального времени в Норвегии | Andersen, 1965 |
| 9350 | Начало торфообразования, Куйксила, Эстонская ССР | Серебрянный, 1965 |
| 9400 | Появление бобров на п-ове Сьюорд, Аляска | McCulloch, Hopkins, 1966 |
| 9440 | Начало торфообразования, архипелаг Александра, Южная Аляска | Серебрянный, 1965 |
| 9450 | Появление субарктических моллюсков в Осло-фьорде, Норвегия | Andersen, 1965 |
| 9480 | Появление деревьев у Игарки | Кинд, 1969 |
| 9500 | Начало торфообразования в горах Адирондак, север США | Серебрянный, 1965 |
| 9530 | Поселение человека на высокогорьях Восточного Памира | Абсолютная геохронология, 1963 |
| 9540 | Появление бобров на мысе Каргинском, Нижний Енисей | Кинд и др., 1969 |
| 9570 | Расселение ели в горах Манитобы, Канада | Серебрянный, 1965 |
| | Конец пребореального времени | Хотинский, 1969 |
| 9600 | Начало накопления торфа, п-ов Ямал (ЛГ-30) | Зубаков, 1968 |
| 9640 | Высыхание плювиального озера Мохаве, Калифорния | Серебрянный, 1965 |
| 9 828 | Отход ледникового края от гряды Сальпаусселька-III | Donner, 1965 |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| Donner, 1965 | Начало формирования краевой морены Сальпаусселька-III | 9 970 | |
| | | | 10 000 |
| Behre, 1966 | Начало похолодания пиоттино, Швейцария | 10 070 | |
| | | | 10 100 |
| | | | 10.200 |
| | | | 10 300 |
| | | | 10 400 |
| | | | 10.500 |

*Крупные похолодания*

Наиболее полные палеонтологические данные, отражающие крупные плейстоценовые похолодания, получены, естественно, не в древнеледниковых областях (где нет полной последовательности отложений), а в приледниковых и внеледниковых поясах. Исследование ископаемых пыльцевых, листовых и семенных флор умеренного пояса Европы и Северной Азии позволило выявить несколько стратиграфических уровней с остатками холодостойких флор.

Первые приледниковые флоры с остатками субарктических растений (карликовой березы, полярной ивы) появляются в разрезах Восточной Англии — в «арктических пресноводных слоях», подстилающих морену первого покровного оледенения, переходившего впадину Северного моря раннеминдельского времени (Chatwin, 1948). Почти одновременно с ними появляются перигляциальные и «тундростепные» миндельские флоры в Польше (Szafer, 1961) и наиболее удаленной от Англии части Европы — в венедских слоях Прикамья (Ананова, 1960). Еще дальше на восток, на рубеже Западной и Восточной Сибири — в разрезах по Среднему Енисею в белоярских (миндельских) слоях также появляются близкие к ним по типу флоры с карликовой березкой, морошкой, арктическими плаунами, лебедовыми и эфедрой (Архипов и др., 1967).

Второй и третий главные стритиграфические диапазоны появления холодостойких флор соответствуют времени накопления отложений предпоследнего и последнего оледенений. Они исследованы наиболее полно, особенно по пыльцевым флорам (Френцель и Тролль, 1955; Florschütz, 1957; М. Гричук, 1961; Пуминов, 1964; Т. Левина, 1964, 1970; Волкова, 1966; В. Гричук, 1966). Растительный покров приледниковых зон Евразии, реконструируемый палеоботаниками и палинологами, состоял из тундровых и лесотундровых формаций, близких к современным, а также специфических открытых перигляциальных сообществ,



Окончание табл. 13

| 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|
| 10 040 | Начало торфонакопления, Онтарио, Канада | Radiocarbon dates V, 1966 |
| 10 075 | Начало торфонакопления в Судетах | Серебрянный, 1965 |
| | Исчезновение дриасовой флоры в Южной Швеции | Серебрянный, 1965 |
| 10 120 | Отступание ледникового края от гряды Сальпаусселька-II | Donner, 1965 |
| 10 170 | Расселение хвойных лесов в бассейне р. Иркут, Забайкалье | Кинд, 1969 |
| 10 180 | Расселение березовых лесов в Миннесоте, США | Серебрянный, 1965 |
| | Накопление илов с растительными остатками на моренах; п-ов Сьюард, Аляска | McCulloch, Hopkins, 1966 |
| 10 200 | Отступание ледникового края от морены Ра | Andersen, 1965 |
| 10 270 | Начало пребореального времени, Голландия, Швеция | Hammen, 1967, T. Nilsson, 1964 |
| 10 285 | Отступание ледникового края от среднешведских морен | Lundqvist, 1965 |
| 10 300 | Начало пребореального времени в Северной Европе и на северо-западе США | Хотинский, 1969 |
| 10 525 | Отступание ледникового края от гряды Сальпаусселька-I | Donner, 1965 |

получивших наименование тундро-степей, лёссовых степей, парковых тундр и лесостепей лесотундр. В их сложении принимали участие тундровые, аркто-альпийские, степные ксеро- и гелиофильные, болотные элементы, а иногда и наиболее холодостойкие представители бореальной таежной континентальной флоры (сибирская лиственница, сибирская ель, береза, облепиха и др.).

Распределение формаций в приледниковой зоне было очевидно различным и зависело от местных условий. Для наиболее изученного времени последнего оледенения, для крайнего (океанического) запада Европы восстанавливают полярные луга исландского типа; для континентальной Европы — полосу тундр, сменяющихся южнее холодной «лёссовой степью»; Восточной Европы — зоны тундро-степи и лесотундры — лесостепи; Западной Сибири — тундро-степь и мозаичное распределение различных ассоциаций; севера Восточной Сибири — луго-степи с островными лесами.

Выявление перигляциального типа растительности имело важное теоретическое значение, так как впервые было установлено появление качественно новых, специфически плейстоценовых группировок, не имеющих аналогов в современном растительном покрове. Их возникновение, образно говоря, явилось результатом деформации и дробления зональных сообществ, вызванным вторжением ледниковых покровов в совершенно чуждые им прежде области умеренных широт (вплоть до границ современных степей и лесостепей), с совершенно иным радиационным балансом и соотношением тепла и влаги, нежели современные приледниковые области арктического пояса.

Эти разновозрастные флоры однотипны по составу, что делает их прекрасными индикаторами глубоких плейстоценовых похолоданий, но снижает их биостратиграфическую ценность из-за недостаточной индивидуальности. Географическое распространение ископаемых перигляциальных флор позволило определить, что во время максимумов двух последних оледенений годовые температуры в приледниковой по-

лосе снижались на 8—12°. Эта величина получена при вполне реальном допущении о географической эквивалентности перигляциальной растительности современной тундре и лесотундре.

Местонахождения раковин морских моллюсков, по которым можно было бы судить о температуре воды во время максимумов плейстоценовых похолоданий (см. след. раздел), почти неизвестны в пределах современной суши (дополнительное свидетельство в пользу глубоких гляциоэвстатических регрессий). Только в Канадском арктическом архипелаге, на западе о. Элсмира найдены глины с раковинами широко распространенных видов *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* L., имеющие радиоуглеродный возраст 19 500±1100 (Sim, 1961), соответствующий максимальной стадии висконсинского оледенения. Оба вида обитают и сейчас в местных водах, настолько холодных (—1,5—2°), что трудно ожидать их большего охлаждения даже в ледниковое время.

Фауны явно более холодноводные, чем современные местные, найдены только в пределах шельфа: в Калифорнийском заливе на глубине 110—115 м (возраст 17—19 тыс. лет, по Фрею, 1969); у Восточного побережья США, около подводного каньона Гудзона, на глубине 128—165 м (висконсинская, по Richards, 1962; Richards, Werner, 1964) и у берегов Аргентины на глубине 146 м[3] (Ewing, Fray, Dahlberg, 1960). В числе видов, найденных у каньона Гудзона — ряд арктических: *Astarte crenata* Gray, *Clinocardum ciliatum* (Fabr.), *Pecten magellanicus* Gmelin, обитающих ныне севернее м. Код. Раковины *Arctica islandica* (L.), относящиеся, вероятно, ко времени последней ледниковой «эпохи», подняты со дна Средиземного моря (Муратов, 1964). Фауна из слоев скерумхеде в Северной Дании, содержащая 25 арктических и 2 бореальных видов (Hansen, 1965), может считаться ранневюрмской нижнеарктической.

Эти находки позволяют определить понижение температуры приповерхностных вод не менее чем на 3—4° у американских берегов и на 5—6° в проливе Каттегат и Средиземном море во время последнего крупного холодного интервала (вюрма, висконсина).

Для предшествовавших холодных интервалов данных также немного. Раннерисская или предрисская фауна Дании, судя по находкам раковин *Portlandia arctica* (Gray)[4] в морене «В» (Hansen, 1965), была высокоарктической, что может свидетельствовать о снижении среднегодовой температуры воды до отрицательных значений, т. е. не менее чем на 7°. Таким же был уровень охлаждения вод позднерисского моря в окрестностях Ленинграда, где относящиеся к тому времени солоноватоводные ленточные глины содержат раковины *Portlandia arctica* (Gray) (Лаврова, 1962).

Находки раковин арктических и субарктических видов — *Yoldia myalis* в раннеминдельских слоях Восточной Англии (Chatwin, 1948) и *Portlandia arctica* (Gray) в позднеминдельских эсбьергских слоях Дании (Hansen, 1965) указывают на не менее значительное похолодание моря в минделький холодный интервал.

В результате исследования континентальных плейстоценовых моллюсков в Центральной Европе получены значительные палеоклиматические результаты. Там в рисских и вюрмских лессах найдены раковины видов, образовавших «лессовые комплексы» — специфические перигляциальные сообщества, не имеющие аналогов в современной фауне и состоящие из видов, несовместимых с точки зрения их современной биоценологии (Ložek, 1965). Установление «лессовых комплексов» имеет то же значение, что и реконструкции перигляциального типа растительности. Восстановление климатических характеристик с их помощью еще не выполнено. Условия обитания «комплексов», как полагают, были значительно хуже, чем ныне.

Среди наземных малакофаун юга Русской равнины установлена только одна холодоустойчивая — предположительно валдайская (вюрмская), приуроченная к накоплениям первых речных террас (Чепалыга, 1965).

Исследование плейстоценовых млекопитающих как индикаторов климатических изменений дало значительно более скромные результаты, чем те, которые были получены при их филогенетической интерпретации. Единичные холодовыносливые формы обнаружены в несколько неясных условиях залегания ниже миндельских морен Восточной Англии и в нижнеминдельских слоях Зюссенборна (*Ovibos latifrons*, Rangifer, но типичные холодолюбивые фауны с мамонтом, шерстистым носорогом, северным оленем, леммингом известны только из рисских и вюрмских отложений (Цейнер, 1963; Громов и др., 1965). Не исключено, что так называемые «степные» фауны минделя — свидетельство не только иссушения климата, но и снижения температур. В Западной Европе они противостоят межледниковым или межстадиальным «лесным» сообществам. В Восточной Европе и Сибири фауны последнего межледниковья, как указывалось выше, пока неизвестны, что в значительной мере способствовало формированию представления о единой холодостойкой фауне, существовавшей с рисса вплоть до голоцена. Рисская и вюрмская фауны Евразии однотипны и сохраняют одинаковые провинциальные варианты в Западной и Восточной Европе и Сибири (Громов и др., 1965; Вангенгейм, Зажигин, 1965).

Масштабы понижения среднегодовых температур воздуха и морских вод для оптимумов холодных интервалов плейстоцена приведены в табл. 12. По палеонтологическим данным, температура воздуха снижалась на 8—12° в приледниковом поясе суши (Woldstedt, 1954; Шварцбах, 1955). Над самой поверхностью ледниковых щитов, как полагает К. К. Марков и А. А. Величко (1967), ссылающиеся на расчеты И. Шелла, она опускалась до — 40—50°. Эта величина противопоставляется приведенной выше.

Анализ схемы расчета показывает, что общий уровень охлаждения для широт 80—90° (—51°, по Schell, 1961) перенесен без изменения на широты 60—70° (пояс максимального развития щитов) вместе с исходной их температурой (—19°). Если взять среднюю современную температуру этого пояса (—5°) и промежуточный уровень охлаждения (—30°), то температура на поверхности щита составит около —35°, что близко к среднегодовой температуре центральной части Гренландии. При высоте ледниковых щитов около 2000 м и вертикальном градиенте температуры 1° на 100 м приведение к уровню равнин (200 м) дает температуру —17° и понижение ее на 12°, что вполне соответствует данным, рассчитанным палеонтологами.

### *Структура крупных похолоданий*

Почти одновременно с установлением неоднократности крупных похолоданий появились сведения о сложности этих палеоклиматических событий, их внутренней структуре. Уже в схеме А. Пенка и Е. Брюкнера намечены стадии последнего оледенения, а в 20—30-х годах В. Зергель и Б. Эберль установили двучленное деление древних оледенений и трехчленное — последнего (Soergel, 1925; Eberl, 1930). Тем самым было положено начало оформившемуся окончательно в последние годы представлению о системе соподчиненных похолоданий и потеплений различного ранга внутри крупных холодных (ледниковых) климатических «полуритмов» (Luttig, 1958; Алейников, 1960; Зубаков, 1968₂; и др.).

[3] Возможно, что эта фауна, как полагает Г. Дж. Ричардс (Richards, 1962), более древняя, иллинойская.

[4] Этот вид в европейской и американской литературе часто фигурирует под старыми названиями — синонимами: *Yoldia arctica* и *Y. glacialis*.

Иерархия таких климатических флуктуаций второго, третьего и четвертого порядков первоначально была выявлена по особенностям строения комплексов ледниковых отложений, отражающих следы колебаний ледникового края, и номенклатура состоит из «ледниковых» терминов: стадия ⟶ межстадиал; фаза ⟶ межфазиал; осцилляция ⟶ межосцилляторный интервал. Впоследствии эти термины приобрели и более общий палеоклиматический смысл.

Наиболее крупные из флуктуаций — стадии — установлены сейчас по геологическим, геоморфологическим и палеонтологическим данным почти во всех древнеледниковых областях Европы, Сибири и Северной Америки не только для последнего, но и для более ранних крупных холодных интервалов (оледенений). Кроме двух стадий альпийского минделя, выявлены две стадии эльстерского оледенения в северной части ГДР, разделенные фойгштедским межстадиалом (Cepek, 1966), североморская и лоустофтская стадии (оледенения?) — в Англии, разделенные кортонским интервалом (Chatwin, 1948); намечаются следы двух стадий древнейшего оледенения в Западной Сибири (Архипов, 1971) и трех стадий канзасского — в США (Dort, 1966).

К трем стадиям альпийского рисса (первой, второй и финальной) добавились сведения о трехчленном делении эквивалентного ему оледенения заале (дренте) в Северо-Западной Европе (Vlerk, 1957), ГДР (Cepek, 1966, 1969) и о существовании, по крайней мере, двух крупных стадий (оледенений?) во время предпоследнего крупного похолодания в Польше (среднепольский, варты), на территории европейской части СССР (днепровской, московской) и двух-трех — в Сибири (самаровской, варламовской, тазовской) (Архипов, Матвеева, 1964[1]).

Подробные данные о климатических колебаниях на протяжении предпоследнего крупного холодного интервала получены при палинологическом исследовании отложений приледникового бассейна, долгое время существовавшего в южной части Енисейской впадины, около устья р. Подкаменной Тунгуски. Т. П. Левина (1970) на основании изменений характера растительности восстанавливает не менее 10 (потеплений и похолоданий) межфазиального и интерстадиального ранга (табл. 14), хотя общая картина остается несколько неполной из-за отсутствия начальных и финальных фаз. Материалы Т. П. Левиной показывают, что климатическая последовательность предпоследнего (самаровско-тазовского) холодного времени состоит из таких же звеньев (фазы, межфазиалы, стадии, межстадиалы), что и последовательность последнего (зырянского, вюрмского, висконсинского).

Внутренняя структура последнего крупного (вюрмского, валдайского, зырянского, висконсинского) похолодания восстановлена наиболее полно и последовательно. Решающую роль в ее реконструкции сыграло применение радиоуглеродного датирования, обеспечившего надежную возрастную корреляцию слоев. Оно позволило быстро упорядочить пеструю картину строения комплексов ледниковых отложений, состоящих из многочисленных морен и межморенных озерных, речных, морских, эоловых и других отложений, а в приледниковых областях выявить последовательность и время формирования речных террас, лёссовых покровов, почв и их соотношение с колебаниями ледникового края.

В результате наметились основные черты изменения местных фаун и флор Европы, Северной Америки, отдельных районов Сибири и других частей земного шара, позволившие реконструировать одно крупное (последнее) похолодание с его второстепенными и третьестепенными флуктуациями, оценить их число, последовательность, соподчиненность и «глубину» (Hammen, 1957; Florschütz, 1957; Gross, 1958; Flint, 1963; Чеботарева и др., 1965; Кинд, 1965, 1969; Goldwait e. a., 1965). Хотя процесс детализации и реконструкции всех климатических событий этого интервала еще далеко не закончен и есть много спорных вопросов,



Таблица 14

**Последовательность изменения растительности и климатические колебания самаровско-тазовского времени в бассейне среднего течения Енисея (по Т. Л. Левиной, 1970; с дополнениями)**

| Растительность | Климатическое колебание | |
|---|---|---|
| Кустарниковая тундра с участками степи. Безлесные кустарниковые пространства и сфагновые болота с остепненными участками | Поздняя стадия | Межфазиал (?) |
| Тундро-степь | | Фаза 1 |
| Разреженные заболоченные кедрово-еловые леса с остепненными участками. Разреженные березовые леса с кедром и елью | Межстадиал | |
| Тундро-степь | Ранняя стадия | Фаза |
| Елово-березовые заболоченные редколесья с примесью кедра и участками холодной степи | | Межфазиал |
| Тундра | | Фаза |
| Лесотундра из березы и ели | | Межфазиал |
| Тундра | | Фаза |
| Лесотундра из березы и ели | | Межфазиал |
| Тундра | | Фаза |
| Перерыв | | |
| Елово-кедровая тайга | | Межледниковье |

важнейшим для стратиграфии итогом этих исследований является установление общей синхронности основных климатических изменений внутри последнего ледникового интервала в умеренных и высоких широтах Евразии и Северной Америки, несмотря на частные отклонения, вызванные местными причинами (Woldstedt, 1960; Flint, Brandther, 1961; Kind, 1967; Марков, Величко, 1967).

Весьма важным следствием широкого применения радиоуглеродных датировок явилось создание корреляционных хроностратиграфических схем нового типа для комплексов ледниковых отложений последнего оледенения (Dreimanis, 1959; Вигдорчик и др., 1962; Flint, 1963; и др., см. также рис. 15, 20). Эти пространственно-временные схемы укрепляют представление о ведущей роли хронологии в корреляционных построениях (Verwoerd, 1964; Марков, Величко, 1967). Из общей теоретической предпосылки или частного следствия стратиграфических исследований геохронология позднего плейстоцена становится рабочим инстументом для определения последовательности слоев и сопоставления разрезов.

В схеме такого типа главным элементом является палеоклиматическая кривая — разграничительная линия, соответствующая сложному возвратно-поступательному пути перемещения ледникового края в пространстве и во времени. Она разделяет поля с принципиально различными типами седиментации — ледниковой и внеледниковой, а также позволяет отчетливо представить общее строение древнеледникового

Таблица 15

**Основные климатические события во время последнего крупного плейстоценового похолодания (по разным источникам)**

| Климатические интервалы: потепление | Климатические интервалы: похолодание | Примерная хронология (от 1970 г.), тыс. лет | Местные европейские, американские и сибирские названия интервалов |
|---|---|---|---|
| Голоцен | | 0—9,6 или 10,27 | |
| | Поздний дриас | 10,27—10,83 | Буди, сальпаусселька, фенноскандинавский, кейва, норильский; валдерс (окончание позже) |
| Аллерёд | | 10,83—11,8 | Аллерёд, ту-крик |
| | Средний дриас | 11,8—12,1 | Средний дриас |
| Бёллинг | | 12,1—12,4 | Бёллинг |
| (Сусака) | Древний дриас и главная поздняя стадия | 12,4—(13—13,700)<br>14—22(25?) | Райнисский, плюсский, голдтуэйт<br>Поздний вюрм, поздневислинский, бологовско-едровский, осташковский, сартанский, позднезырянский, нэптаун, классический висконсин, вудфорд |
| Паудорф—Денекамп | Неустойчивое холодное время с отдельными потеплениями и похолоданиями («средний вюрм») | 24—29<br>28—32 | Гота-эльв, паудорф, брянский, кольский кап-ляйель, плам-пойнт, фармдейл<br>Денекамп, паудорф, липовский |
| (Хенгело) | Главная средняя стадия (?) | (31—38 до 44?)<br>(35—41) | Средний вюрм, средний висконсин<br>Хенгело, подградем, малохетский (?) |
| («Геттвейг»)<br>(Лоопштедт) | | (44—47)<br>(50) | «Геттвейг», порт-толбот-I, шлезвиг |
| | Главная ранняя стадия | >50 | Ранний вюрм, калининский, ермаковский, раннезырянский, бологовский (?). ранний висконсин, алтон, кник |
| Анаглянчал: Брёруп | | 58—59 | Брёруп, миссинэби |
| | Ранняя фаза | | Щецинский (?) |
| Амерсфорт | | 63,5—67 | Амерсфорт, родебек (?), сен-пьер |
| | Ранняя фаза | | |
| Последнее межледниковье | | 70(?) | Ипсвич, эемское, микулинское, казанцевское, валькатленское, пелукское, сангамон |

Примечание. Схема составлена по материалам, помещенным в сводных работах и обзорных статьях: The geologic systems (1965), Л. Р. Серебряный (1965), Последний европейский ледниковый покров (1965), R. Musil, K. Valoch (1966), T. Hammen, S. Vogel (1966), Н. В. Кинд (1969), с учетом отдельных дат из многочисленных публикаций. В скобки помещены названия интервалов, прослеженных в небольшом числе областей и сравнительно слабо коррелируемых.

комплекса. Такая схема, если она обеспечена достаточным количеством дат, позволяет видеть скольжение границ между моренами и межморенными слоями; отчетливо выявляет частичную разновременность их нижних и верхних границ, разновременность, степень проявления которой зависит от скорости формирующего процесса — перемещения ледникового края, полно, хотя и косвенно, отражающего климатические колебания.

Отметим, кстати, что эти данные, как нам кажется, позволяют на частном примере видеть соотношение проблемы синхронности и метахронности, ставшей (вследствие обостренных дискуссий) одной из центральных в стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. Синхронность климатических изменений не подвергается сомнению, спор идет вокруг синхронности их отражения в формировании геологических тел (морен, межморенных слоев) или изменений органического мира. При этом нередко смешиваются понятия одновременности и одинакового или выдвигаются требования об абсолютной, а не относительной одновременности. Известное диалектическое положение о том, что все зависит от условий, места и времени, позволяет снять часть этих противоречий.

Анализ хроностратиграфических схем показывает относительную синхронность и одинаковую направленность разнообразных событий геологической истории. Так, межстадиальное потепление ведет во внеледниковой зоне к формированию аллювия обычного типа, расселению лесной растительности и формированию на лёссах лесных почв, в приледниковой — к накоплению озерно-ледниковых глин и перигляциального аллювия, появлению лесотундры и тундры, образованию скрытоподзолистых и торфяно-глеевых почв, а в области, где сохраняется ледниковый покров,— лишь к сокращению его мощно-

сти, не прекращающему отложения основной морены (хотя может быть и несколько меняющему ее физические свойства, что следовало бы изучить особо). Направленность изменений в этом случае явно одинакова: вместо перигляциальных седиментаций, растительности и почвообразования — умеренные, вместо ледниковых — перигляциальные, субарктические, вместо мощного ледникового покрова — маломощный и т. д. Отражения потепления различны, хотя и синхронны, а следы их в строении разрезов могут быть установлены и сопоставлены, но лишь до известного предела, до линии отступания ледникового края.

Наиболее ярким примером метахронности ледниковых явлений считается отставание на 2—3 тысячелетия полного исчезновения североамериканского ледникового покрова (в полюсе между 48 и 60° с. ш.) по сравнению с европейским (Марков, Величко, 1967). На самом деле оно свидетельствует лишь о частичной метахронности события, не столь уж существенной на фоне 60 тысячелетий последней ледниковой «эпохи» и даже 12—15 тысячелетий ее последней крупной стадии.

Стратиграфические, палеонтологические и геохронологические данные позволили четко установить основные черты внутренней структуры последнего крупного похолодания. По наиболее полным материалам, полученным в различных районах умеренных и высоких широт Европы, Азии и Северной Америки, выявлены ранние межстадиалы (амерсфорт, бреруп), главная ранняя холодная стадия, своеобразное длительное неустойчивое холодное время (с многочисленными потеплениями и похолоданиями) и главная поздняя холодная стадия. В ходе общего позднеледникового улучшения климата выявлены многочисленные холодные стадии и фазы, разделенные двумя-тремя теплыми интервалами (сусака, бёллинг, аллерёд) (табл. 15).

Разнообразие климатических обстановок этого времени, не укладывавшееся в привычные представления о стадиях и межстадиалах, привело к возникновению новых палеоклиматических терминов. Для холодных интервалов, не сопровождавшихся непосредственным воздействием на климатическую обстановку надвинувшегося ледникового края, было предложено название «пленигляциал» (T. Hammen, 1951), а для времени, переходного по условиям от межледникового к ледниковому,— «анагляциал» (Müller-Beck, 1959).

Обильный палеонтологический материал, особенно полно собранный и изученный в Северо-Западной Европе и на севере европейской части СССР, позволил дать палеоклиматическую характеристику основным этапам развития последнего крупного похолодания.

Изменение местной флоры и растительности в северо-западной части континентальной Европы, восстановленное по палинологическим спектрам и макроостаткам растений (табл. 16) показало, прежде всего, единство похолодания. На протяжении всего холодного времени температуры летнего сезона были ниже современных местных, даже в наиболее теплые межстадиальные интервалы. Весьма различной оказалась амплитуда потеплений. Наиболее четко выделились брерупское и аллерёдское, менее резко — амерсфортское и бёллингское. Весьма характерным оказался средний интервал с неустойчивой холодной климатической обстановкой '(«пленигляциал» по Хаммену), детализация и уточнение которой становится одной из самых существенных задач палеоклиматологии позднего плейстоцена (Кинд, 1969).

Реконструкция растительного покрова на уровне зональных и субзональных группировок оказалась средством вполне достаточным для того, чтобы восстановить довольно слабые климатические изменения стадиального и фазиального рангов.

Обобщение сведений об изменении флоры и растительности на северной половине Русской равнины позволило В. П. Гричуку (1966) наметить черты, характерные для климатических эпизодов различной



продолжительности, глубины и «знака» — межфазиалов, катагляциальных интервалов (стадий, фаз), а также установить, что наименьшие потепления (межосцилляторные) нельзя восстановить только по составу ископаемых флор (табл. 17). Большинство критериев, установленных им на региональном материале, имеет общее теоретическое значение и пригодно (с поправкой на местные условия) для других областей умеренных и средних широт, например для Северо-Западной Европы (см. табл. 16).

Изменение растительности за длительный и теплый брерупский интервал послужило основой для идеальной схемы ее развития во время оптимальных межстадиалов (Марков и др., 1965):

Фазы
1. Перигляциальая флора
2. Хвойные и березовые леса
3. Хвойные и березовые леса с примесью широколиственных пород
4. Хвойные и березовые леса
5. Перигляциальная флора

Такая последовательность фаз позволяет отличать «теплые» межстадиалы от межледниковий в одной и той же области умеренного пояса Европы. Большинство же межстадиалов насчитывает меньшее их число, а некоторые из них, в соответствии с критериями В. П. Гричука, следовало бы считать межфазиалами (родебек, бёллинг).

В приведенных схемах и таблицах важен не столько перечень конкретных фаз и стадий развития растительности, сколько общий характер изменений, их «знак и амплитуда». В других областях и провинциях фазы были иными, хотя общий характер изменений оставался в основном тем же. Растительность каждой фазы (как и современная) была различной. Это достаточно хорошо установлено для аллерёдского потепления, когда в Северной Ютландии существовала березовая лесотундра (Hansen, 1965), в окрестностях Ленинграда — лиственничная тайга, в Подмосковье и на большей части умеренной полосы европейской территории СССР, вплоть до Заволжья,— темнохвойные леса, в лесостепной зоне — смешанные леса с примесью широколиственных деревьев (Марков и др., 1965), а на севере Западной Сибири, в бассейне р. Пур,— редкостойная лиственничная тайга с елью и пихтой (Левковская, 1965).

В палеоклиматических реконструкциях, сделанных по типам восстановленной растительности, точно так же наиболее общее значение имеют не столько абсолютные значения сезонных (или среднегодовых) температур, сколько величина их отклонения от современных.

Изменение растительности Северо-Западной Европы, в особенности на протяжении конечного этапа последнего оледенения, хорошо согласовывается с ходом колебаний ледникового края (см. табл. 16). Такое же соответствие установлено для ледниковых и приледниковых районов Северной Америки, даже не граничащих непосредственно (рис. 19).

Исследование других групп ископаемых остатков принесло менее полные и систематичные сведения, однако они хорошо укладываются в палеоклиматическую схему, построенную по палеоботаническим данным (см. табл. 16). В датских разрезах морских отложений, накопившихся в холодное время древнейшего дриаса (14 250 лет тому назад; Tauber, 1966) — нижних песках с *Saxicava (Hiatella)*, глинах с *Yoldia* (=*Portlandia*) и верхних песках с *Saxicava* (*Hiatella*) — содержатся остатки арктических и нейтральных (эврибионтных) морских моллюсков, в том числе характерных высокоарктических — *Portlandia arctica* (Gray), *Macoma torelli* Loven. Число видов невелико; больше всего (24) в ионьдиевых глинах, но и там оно в 5 раз меньше, чем в эемском

Изменение растительности, животного мира, летней (июльской) температуры воздуха и положения ледникового края в Северо-Западной Европе (преимущественно в Дании) по разным источникам (Бурк и др., 1959; Iversen, 1942, 1954; Florschütz, 1957; S. Andersen, 1961; Hansen, 1965; Lundqvist, 1965)

Таблица 16

| Интервалы | Пыльцевые зоны | Характер растительности | Млекопитающие | Характер фауны морских моллюсков | Температура воздуха (июль), град. | Отклонение июльской температуры ($\Delta t°$) от современной (+17°C) | Положение ледникового края |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Молодой дриас | III | Парковые тундры | Северный олень, заяц, волк, бизон, лошадь | Арктическая, с *Portlandia arctica* (в Южной Швеции) | 10—11 | —6, —7 | Среднешведские морены; сальпаусселька |
| Аллерёд | II | *c.* Разреженные березовые и сосновые леса с участками степей<br>*b.* Сокращение лесов<br>*a.* Разреженные березовые леса | Лось, гигантский олень, бурый медведь, бобр, северный олень (редко) | Североборealьная, с *Arctica islandica*, *Zirphaea crispata* | 13—15 | —2; —4 | Севернее среднешведских морен и сальпаусселька |
| Средний (древний) дриас | | *c.* Тундры | Северный олень | | <10 | >—7 | Крайний юг Швеции (Сконе) |
| Бёллинг | I | *b.* Парковые тундры с березой, облепихой, рябиной | | Борео-арктическая, с *Littorina rudis*, *Mytillus edulis* | >10 | <—7 | Севернее Сконе |
| Древний (древнейший) дриас | | *a.* Тундры | Северный олень, морж, белый медведь | Арктическая с *Portlandia arctica*, *Hiatella arctica*, *Macoma torelli* | <10 | >—7 | Главная стационарная линия (С) в Северной и Восточной Дании |
| «Средний тюбант» (в Нидерландах) | | Безлесные ассоциации из тундровых, альпийских, субполярных, субальпийских видов с примесью степных и солончаковых; в отдельные фазы — субарктические группировки с деревьями | Мамонт, шерстистый носорог, северный олень, бизон, лошадь; встречаются лось, гигантский и благородный олень, кабан | Отдельные находки раковин арктических и арктo-бореальных видов (в моренах Юго-Западной Норвегии; Ерен), имеющих возраст около 34 000 и более 23 000 лет (по $C^{14}$) | | | В одну из теплых фаз — севернее г. Гетеборга (Западная Швеция) или у подножия Скандинавских гор |
| Брёруп | W—5 | Леса из сосны, березы, ели | | | | | |
| | W—4 | Леса из березы, сосны, ели | | | 13—15 | —2, —4 | |
| | W—3 | *e.* Березовые леса<br>*d.* Разреженные лесные массивы<br>*c.* Березовые леса<br>*b.* Разреженные лесные массивы<br>*a.* Березовые леса | | | | | |
| Холодная фаза<br>Родебек<br>Холодная фаза | W—2 | *e.* Островные осиновые и березовые леса<br>*d.* Преобладание солифлюкции<br>*c.* Карликовая береза, травы, можжевельник<br>*b.* Преобладание солифлюкции<br>*a.* Карликовая береза, травы, можжевельник | | | 10—12 | —5; —7 | |
| | W—1 | Субарктические верещатники с отдельными деревьями | | | | | |

Таблица 17

**Характер растительности, реконструируемой для межстадиальных, межфазиальных, межосцилляторных интервалов в северной половине Русской равнины (по В. П. Гричуку, 1966, с изменениями)**

| Ранг интервала | Характер растительности и ее макросукцессий | |
|---|---|---|
| | Начало ледникового полуритма (криогигротическая стадия) | Конец ледникового полуритма (криоксеротическая стадия) |
| Межстадиальный | 1. В оптимальную фазу — господство лесных элементов (еловые леса) | 1. В оптимальную фазу — лесная растительность из более континентальных элементов (кедр, лиственница) |
| | 2. Участие термофильных элементов значительно меньше, чем во флоре климатического оптимума голоцена и представлены они только умеренно бореальными видами | |
| | 3. Зональные типы — не имеющие аналогов в современном растительном покрове и несколько сходные с зональными типами территорий, характеризующихся более континентальным климатом | |
| | 4. Частично сохраняются перигляциальные формации | 4. Травянистые группировки ксерофильного характера |
| | 5. Смена характера растительности выражена не очень четко, но в большинстве случаев может быть установлена | |
| Межфазиальный | 1. Флора с подчиненным положением лесных элементов, в оптимальную фазу присутствуют тундровые виды<br>2. Термофильные элементы отсутствуют, есть только северотаежные виды<br>3. Зональные типы не имеют аналогов в современном растительном покрове<br>4. Роль перигляциальных растительных формаций очень велика<br>5. Смена характера растительности не устанавливается | |
| Межосцилляторный | Стеногляциальная флора | |
| Стадиальные, фазиальные, осцилляторные — в приледниковой зоне | Стеногляциальная флора | |

горизонте Дании (120). Можно полагать, что эти слои, сформировавшиеся в непосредственной близости к ледниковому краю, отлагались в очень холодной морской воде, с отрицательной температурой, отличавшейся от современной средней (+9,5°) не менее чем на 10°. Непосредственно после них, во время слабого бёллингского потепления, накопились прибрежные пески 27-метровой террасы у Раахольта (западнее Фредериксхавна), с раковинами первых преимущественно бореальных видов — *Littorina rudis* (Mat.) и *Mytilus edulis* L.

Настоящая бореальная (североборeальная) фауна с *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* (L.) и *Zirphaea crispata* (L.) появилась только во время более глубокого, аллерёдского потепления; раковины этих видов найдены в 17—20-метровой (аллерёдской) террасе Северного Вендсюссела. Для их появления необходимо было повышение температуры воды до постоянных положительных значений (и, вероятно, не менее чем до



+2° среднегодовой температуры)[5]. Более поздние плейстоценовые морские слои в Дании неизвестны. Дальнейшее изменение состава морской фауны прослеживается по разрезам Южной Норвегии (Хольтедаль, 1958; Andersen, 1965) и Южной Швеции (Lundqvist, 1965), где известны глины с арктической фауной, накопившиеся перед фронтом ледников, продвинувшихся во время резкого похолодания молодого дриаса до южнонорвежских (Pa) и среднешведских морен. Эти «глины с *Yoldia*», отложившиеся между 11 000 и 10 200 лет тому назад, содержат раковины небольшого числа арктических (*Portlandia arctica* (Gray), *Yoldia hyperborea* Torell, *Sipho curtus* Friele) или нехарактерных видов, свидетельствующих о новом снижении температуры морских вод до отрицательных значений.

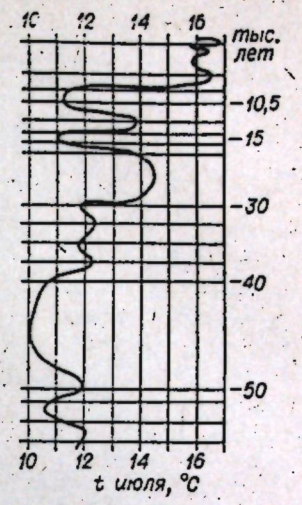



*Рис. 19.* Изменение июльских температур за поздневисконсинское и послеледниковое время у г. Сиэттла (Crandell, 1965).

В этой последовательности морских фаун особенно примечательно соответствие между их зоогеографическим (по современному распространению) обликом, с одной стороны, и глубиной климатических изменений, восстановленной по колебаниям ледникового края и палеоботаническим данным — с другой. Контраст между межстадиальными и гляциальными фаунами, вероятно, даже гипертрофирован за счет резкого охлаждения морских вод у самого ледникового края.

Датские и южноскандинавские разрезы особенно показательны, но отнюдь не являются единственными. Отдельные фрагменты климатических событий последнего оледенения и позднеледникового времени хорошо восстанавливаются по составу комплексов морских моллюсков в различных областях (табл. 18).

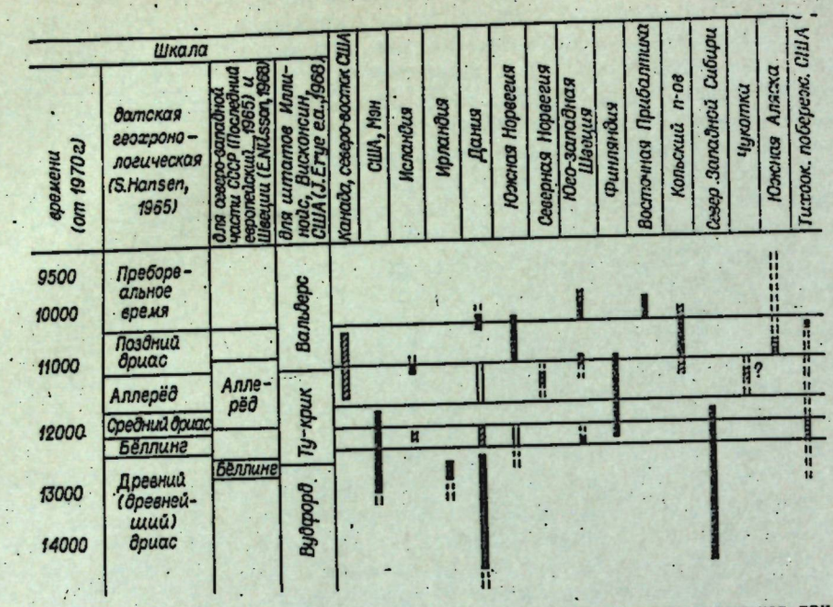
Морские фауны раннего дриаса из преантримских красных глин Ирландии (Stephens, 1963), ольдиевых глин Южной и Западной Норвегии (Хольтедаль, 1958; B. Andersen, 1965), Балтийского ледникового моря Южной Швеции (Lundqvist, 1965; Nilsson, 1968), свиты презампскотт на побережье зал. Мэн и в долине р. Кеннебик (Richards, 1962; Borns, 1963) состоят из единичных арктических видов или видов нехарактерных, имеющих широкие ареалы, включающие арктическую область: *Portlandia arctica* (Gray), *Yoldiella lenticula* (Moll), *Bathyrca gracialis* (Gray), *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* L. Такой же состав имеют фауны среднего дриаса из глин I ольдиевого моря Финляндии (Donner, 1965) и молодого дриаса Норвегии (Тромс), Кольского полуострова и Исландии (Хольтедаль, 1958; Лаврова, 1960; 1968; B. Andersen, 1965; Kjartansson, 1966). Наиболее богатая датская раннедриасовая фауна, упоминавшаяся выше, насчитывает 24 вида, но также имеет ярко выраженный арктический облик.

Эти фауны позволяют восстановить отрицательные (арктические) температуры морских вод у берегов Скандинавии, Прибалтики, Ирландии, Исландии и северо-востока Соединенных Штатов во время трех последних стадиальных продвижений ледникового края.

---

[5] Сведения о возрасте слоев и составе фауны — по S. Hansen (1965), и H. Tauber (1966), палеотемпературы вод восстановлены автором по составу фаун, среднегодовые современные определены как среднее арифметическое из четырех сезонных, взятых с карт Морского атласа (1953).

Таблица 18




Примечание. Данные о хронологии отложений и составе моллюсков приводятся по следующим работам: Канада и северо-восток США — N. Gadd (1961), J. A. Elson, J. R. Elson (1959), J. A. Elson (1969), B. McDonald (1968), E. Wagner (1967); Мэн, США — G. Richards (1962), H. Borns (1963, 1965); Исландия — I. Y. Ashwell (1967); G. Kjartansson (1966); Ирландия — N. Stephens (1963), Дания — S. Hansen (1965) и H. Tauber (1966); Норвегия — У. Хольтедалю (1958), B. Andersen (1965), I. Undas (1942); Юго-Западная Швеция — J. Lundqvist (1965), E. Nilsson (1968); Финляндия — J. Donner (1965); Восточная Прибалтика — К. К. Марков и др. (1965), север Западной Сибири — С. Л. Троицкий (1967, 1969); Чукотка — О. М. Петров (1966), в интерпретации автора; Южная Аляска — D. M. Hopkins (1967); Тихоокеанское побережье США — D. Easterbrook (1964) и Radiocarbon dates V (1966).

Комплексы моллюсков: черные линии — арктические; косая штриховка — с отдельными преимущественно бореальными или бореальными видами; светлые — с бореальными видами, горизонтальная штриховка — неопределенные.

Не менее определенно удается реконструировать повышение температуры вод во время межстадиальных интервалов, намеченных по палеоботаническим или стратиграфическим данным.

Аллерёдская фауна Южной Швеции включает виды, распространенные преимущественно в бореальных водах: гастропод *Littorina littorea* (L.) и балянуса — *Balanus hameri* (Asc.). Ее возраст, определенный по первометрическим подсчетам, 10 970 лет (Lundqvist, 1965). Одновременная (11 000±250 лет) фауна Южной Норвегии, наряду с арктическими *Portlandia arctica* (Gray) и широко распространенными *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* (L.), содержит и преимущественно бореальный *Chlamys islandicus* (Mull.). На западном и северном побережьях Норвегии среди аллерёдских раковин, переотложенных в морены стадии Тромсе-Линген (Ра) около г. Тромсе (возраст раковин 11 500±230) и у г. Брейвика (возраст 11 500±400) найдены остатки арктических форм и *Chlamys islandicus* (Mill.). К тому же времени относятся, по-видимому, раковины бореальных *Littorina*, собранные из подморенных накоплений в трещинах скал у г. Тромсе и раковины бореальной *Arctica islandica* (L.), залегающие в отложениях 80—100-метровой террасы Ранс-фьорда у г. Фагервика под позднеледниковыми глинами с *Yoldiella lenticula* (Moll.) (Хольтедаль, 1958; B. Andersen, 1965). Есть указание на находки аллерёдской фауны с *Arctica islandica* (L.) около г. Тромсе (Лаврова, 1960). Одновозрастная (по Маркову и др., 1965) фауна, найденная Г. И. Горецким в основании Мурмашинской позднеледниковой дельты Туломского фьорда на высоте 110 м, содержит раковины преимущественно бореального *Mytilus edulis* L. и бореального рачка *Balanus balanoides* L.



Аллерёдская фауна из отложений наиболее высоких террас шамплейского моря в бассейне реки и зал. Святого Лаврентия (Квебек, Вермонт, Нью-Йорк), отнесенных к «фазе *Hiatella*» (между 12 000 и 10 200 лет тому назад, по Elson, Elson, 1959; Elson, 1969; Gadd, 1961; McDonald, 1968), содержит, по крайней мере, один бореальный вид *Buccinum undatum* L., и два преимущественно бореальных — *Mytilus edulis* L. и *Macoma baltica* (L.)[6].

Аллерёдские морские фауны показывают слабое, но отчетливое повышение температуры морских вод, переход от постоянно отрицательных их значений к нулевым или невысоким положительным температурам у атлантических берегов Канады и северо-востока США, Скандинавии и Кольского полуострова. Положительные температуры порядка 1—2° установились в это время, по-видимому, лишь в датских водах и у западных берегов Норвегии южнее Ранс-фьорда. О быстром увеличении температур в южном и западном направлениях может свидетельствовать интереснейшее местонахождение бореальной фауны на о. Блумё около г. Бергена. Там, в межморенных илах и галечниках с костями северных оленей, китов, тюленей, птиц (включая пингвинов), стволами ольхи, ели, пихты и тисса (плавник), найден комплекс моллюсков, соответствующий современной фауне Лофотенского архипелага (Undas, 1942), т. е. границе между Средней и Северо-Бореальной подобластями, где среднегодовая температура воды около 6° (всего на 2° ниже, чем сейчас у г. Бергена.

Первоначально эти слои относили к последнему межледниковью (Хольтедаль, 1958), но радиоуглеродные даты по древесине и раковинам (12 100±300 и 12 700±350 соответственно) показали их позднеледниковый возраст (B. Andersen, 1965). Формально их следовало бы считать бёллингскими, но если отдать предпочтение древесине, как материалу более надежному для датирования, и иметь в виду несоответствие между второй датой (падающей на холодное время древнего дриаса) и термической характеристикой ископаемых, а также ввести поправку с отрицательным знаком, то не менее вероятным окажется их аллерёдский возраст. Он точнее отвечает зоогеографическому облику комплекса моллюсков и допустим при неопределенности границы послеаллерёдского продвижения ледников (стадии Ра) в районе Бергена (Хольтедаль, 1958). Фауна с о. Блумё оказывается гораздо тепловоднее одновозрастных фаун Северной Дании, очевидно, вследствие обитания на открытом океаническом побережье, в сфере воздействия североатлантического течения.

Следы аллерёдского потепления не установлены в фаунах ольдневого моря Восточной Прибалтики и Финляндии (Donner, 1965), а также в позднеледниковых фаунах севера Западной Сибири и Таймырской низменности. Это может быть как следствием слабой их изученности, так и результатом слабости самого потепления, не повлиявшего на удаленные от открытого моря части Балтийского бассейна, и наличия высокоарктических вод у северных берегов Евразии. Возможно, что оно начинало сказываться снова только у берегов Чукотки, где в составе амгемской фауны есть преимущественно бореальные *Mytilus edulis* L. и *Macoma baltica* (L.) (Петров, 1966), но ее аллерёдский возраст пока можно только предполагать (Троицкий, 1970). Для аллерёдских береговых линий Юго-Восточной Аляски, поднятых до 285 м над уровнем моря и относящихся к ранней (11 000 лет) фазе крузенштернской трансгрессии, пока нет данных о находках морских моллюсков (Hopkins, 1967).

Бёллингская фауна, кроме Дании, найдена в Исландии, в долине Скоррадалур. Радиоуглеродный возраст слоев 12 240±200 и 12 270±150

[6] По каталогу J. E. Wagner (1867) учтены перечни видов только из тех местонахождений, для которых указана высота, позволяющая относить их к ранней фазе.

лет. Среди раковин нехарактерных и арктических видов *Euspira pallida* (Brod. et Sow.), *Macoma calcarea* (Chem.), *Hiatella pholadis* (L.), *Mya truncata* L., *Astarte montagu* (Dillwyn) найдены остатки преимущественно бореального *Littorina rudis* (Mat.), указывающего на едва заметное потепление морских вод (Ashwell, 1967). Беллингская фауна Южной Швеции и Финляндии ,Lundqvist, 1965; Donner, 1965) состояла из единственного арктического (высокоарктического) вида — *Portlandia arctica* (Gray). Очевидно, слабое беллингское потепление, улавливаемое не всегда даже в континентальных фациях по изменениям пыльцевых спектров[7], восстанавливается по столь же слабому изменению состава морской фауны. Нередко оно может быть намечено лишь по самой смене ледниковых и флювиогляциальных накоплений перигляциальными морскими и соответствующему появлению остатков морских моллюсков в отложениях.

Более ранние межстадиальные вюрмские фауны весьма немногочисленны, изучены слабо и сведения о них пригодны для весьма приблизительных палеоклиматических оценок.

Межстадиальные слои кап-ляйель на Шпицбергене, содержащие раковины 8 родов моллюсков, из которых один преимущественно бореальный (*Littorina*), имеют возраст 23 000—33 000 лет (по косвенным данным; Семевский, 1967) и, по-видимому, отлагались в условиях, близких к современным.

Морские алевриты п-ова Бреггер, лежащие на прибрежных песках с древесиной, имеющей радиоуглеродный возраст 25 450±200 лет (ГИН-455), содержат только раковины нехарактерных видов — *Macoma calcarea* (Chemn.), *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* L. Лаврушин, 1969); отсутствие других форм может свидетельствовать об арктических (отрицательных) температурах.

На территории Скандинавии известны только гота-эльвские межстадиальные морские слои (26 000—29 000 лет) в Юго-Западной Швеции, не содержащие морских раковин (Brotzen, 1961) и находки раковин *Mya truncata* L. в моренах на о. Кармёй у северной границы округа Ерен (Норвегия), имеющих радиоуглеродный возраст 34 000±3000 лет (B. Andersen, 1965).

«Средневюрмская фауна Западного Шпицбергена из отложений интерстадиала калипсо-бюэн содержит 17 видов, из которых один бореальный — *Hydrobia ulvae* (Penn.) и 2 преимущественно бореальных: *Littorina obtusata* (L.) и *Chlamys islandicus* (Müll.); наиболее многочисленны в ней арктические виды, отмечается обилие раковин одного из них — *Propeamussium groenlandicum* (Sow.). Возраст слоев предположительно 38—45 000 лет (по косвенным данным), но, возможно, что он и более ранний (бреруп). Раковины умеренно тепловодных видов встречены в нижней части разреза; в верхней, под кроющей мореной, они исчезают (Семевский, 1967). Температура морских вод, в которых обитала фауна, очевидно, была не выше современной (0—1°) и понижалась до отрицательных значений к концу межстадиала.

Температурный режим морских вод у побережий Аляски во время воронцовского межстадиального потепления трудно восстановить по бедной фауне, состоящей из нескольких видов: *Trichotropis insignis* Midd., *Neptunea heros* (Gray), *Tellina lutea* Gray, *Macoma* cf. *charlottensis* Whiteaves и некоторых других, обитающих и сейчас около типичных местонахождений у м. Барроу и г. Анкорджа (глины буттлегер-ков). Радиоуглеродный возраст воронцовских слоев — 25 000—32 000 лет; иониевый 33 000—48 000 лет (Hopkins, 1967). Новейшие определения

[7] Беллингские слои прослежены пока только в Европе, от типового разреза у Силкеборга в Центральной Ютландии (Hansen, 1965) до Восточной Прибалтики и Смоленской области (Марков и др., 1965).



радиоуглеродного и уран-ториевого возраста раковин из типового разреза (Schmoll e. a., 1972) позволили отнести глины буттлегер-ков к позднеледниковому интервалу (около 14 000 лет тому назад). Столь же малочисленна и нехарактерна фауна из морских отложений западной части Канадского архипелага, имеющих возраст 36 000—38 000 лет (Крэг, Файлс, 1965).

Существует ряд спорных местонахождений морских фаун, нередко фигурирующих в литературе как «вюрмские и межстадиальные».

Глины саннес в округе Ерен (Норвегия) с раковинами *Portlandia arctica* (Gray) имеют радиоуглеродный возраст более 23 000 лет. Фауна считается предледниковой (B. Andersen, 1965) и может оказаться одновозрастной фауне зоны P. arctica из свиты скерумхеде Северной Ютландии. Предположение о принадлежности этой свиты к раннему межстадиалу вюрма (Wenuberg, 1949) не подтверждается постепенностью изменения спорово-пыльцевых спектров и состава фауны моллюсков от бореальных к арктическим комплексам (см. табл. 20) и не разделяется датскими геологами, видящими в зоне P. arctica лишь свидетельство ранневюрмского похолодания (Hansen, 1965). Верхнюю часть свиты скерумхеде (выше зоны Turritella terebra) можно считать морской анагляциальной.

Эльблонгские глины Северной Польши с *Arctica islandica* (L.), *Astarte borealis* (Chemn.) и *Portlandia arctica* (Gray) нельзя считать брерупскими, как это допускает Ю. Мойский (Последний европейский..., 1965, с. 76), поскольку они формировались в фазу граба земского межледниковья, а присутствие арктических *Portlandia* — обычно для эемских слоев Восточной Балтики даже в оптимальные климатические фазы (Лаврова, 1961, 1962).

Из морен Ерена (Норвегия) собраны многочисленные фрагменты раковин, в том числе 5 бореальных или преимущественно бореальных видов: *Mytilus edulis* L., *Modiola modiolus* (L.), *Chlamys islandicus* (Müll.), *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* (L.), *Panopea norvegica* Spengler. Радиоуглеродный возраст раковин более 36 000 лет, уран-ториевый (иониевый) — менее 80 000 лет. Обломки включены в морены так называемого скаггеракского ледника с валунами, принесенными из района г. Осло, Южной Швеции и с Аландских островов. Поскольку пределом распространения балтийского ледникового потока считали Ютландию, то предполагали, что скаггеракские морены относятся к предпоследнему оледенению (заале, рисс), а раковины переотложены из миндель-рисских морских слоев (Хольтедаль, 1958). Абсолютные датировки заставили пересмотреть возраст морены и соответственно источника раковин. Выбор колеблется между поздним эемом (рисс-вюрмом) и ранним межстадиалом вюрма — «геттвейгом» (?) (B. Andersen, 1965). Более вероятен первый вариант, так как виды обычны в верхнем эеме.

«Каргинские межстадиальные» морские слои побережий Советской Арктики и островов шельфа (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959), как показал автор (Троицкий, 1966, 1969), имеют частью казанцевский, частью позднеледниковый возраст. Сопоставлявшиеся с ними амгуемские морские слои Чукотки (Петров, 1966), очевидно, также позднеледниковые, аллерёдские (Троицкий, 1971).

Палеотемпературные реконструкции, выполненные на основе анализа зоогеографического состава несомненных межстадиальных и стадиальных фаун, несмотря на известную фрагментность, в целом хорошо согласуется с «континентальной» последовательностью климатических изменений. Они подтверждают, с одной стороны, объективность представлений о структуре последнего крупного холодного интервала и указывают на единство второстепенных потеплений — похолоданий над сушей и в прибрежных морских водах. С другой стороны, они позволяют считать морские фауны достаточно тонким индикатором температурных

изменений, лишь немного уступающим в этом отношении остаткам наземных растений. Полнее всего климатические колебания стадиально-межстадиального ранга отражали морские фауны открытых побережий в умеренных широтах. В отдельных случаях (Дания) по их составу можно различить даже межстадиальные (например, аллерёдское от бёллингского). В наиболее удаленных от океана частях полуизолированных морских бассейнов и в арктических водах различия между стадиальными и межстадиальными фаунами становились менее заметными и иногда исчезали вовсе (Восточная Балтика, Финляндия).

Межстадиальные фауны умеренных широт и побережий, омываемых сейчас бореальными водами, почти всегда содержали умеренно тепловодные, бореальные или преимущественно бореальные виды, но число их было значительно меньше, а «тепловодность» ниже, чем в современных и межледниковых фаунах тех же областей.

Ледниковые (стадиальные, катагляциальные) фауны были арктическими, бедными и гораздо более однообразными. В полуизолированных бассейнах и у края ледников они были представлены монодоминантными популяциями *Portlandia arctica* (Gray) на открытых мелководьях — комплексами с преобладанием *Hiatella arctica* (L.) и *Mya truncata* L., а в глубоких водах океанических берегов Европы — асоциациями с *Yoldiella lenticula* (Moll.), *Bathyarca glacialis* Gray), *Propeamussium groenlandicum* (Sow.).

Остатки крупных млекопитающих оказываются материалом значительно менее пригодным для реконструкции второстепенных климатических колебаний, в особенности в областях с континентальным климатом. В стадиальных и межстадиальных слоях Северо-Западной Европы они несколько различны по составу (см. табл. 16). В первых находят кости обитателей холодных открытых пространств, для вторых характерны остатки отдельных лесных видов. Ф. Цейнер (1963) считает характерными для межстадиальных слоев остатки благородного оленя, а для стадиальных — северного.

В Восточной Европе в стадиальных слоях найдены остатки арктических и степных видов, в межстадиальных — умеренных или отчасти лесных, но различия между теми и другими меньше, чем на западе вследствие большей континентальности климата (Kowalski, 1961). Одна из наиболее богатых межстадиальных фаун крупных млекопитающих — каргинская фауна Западной и Восточной Сибири практически неотделима от фаун интервалов последней ледниковой «эпохи», нередко объединяется вместе с ними в единую зырянскую и состоит из видов, характерных для поздних перигляциальных фаун Европы: *Mammuthus primigenius* (Blum.) (поздней формы), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus deminutus* W. Grom, *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L., к которым на крайнем юге (Ангара, Забайкалье) добавляются лесные и степные элементы: *Ros, Megaloceras, Cervus elaphus* L., *Equus hemionis* Pall. (Вангенгейм, Зажигин, 1965). Радиоуглеродный возраст остатков мамонтов, носорогов, лошадей, оленей из различных местонахождений Северной Сибири, бассейна Ангары, Лены и Восточно-Сибирской низменности лежит в пределах от 25 до более 39 тыс. лет (Чердынцев и др., 1964, 1969; Лаухин, 1966; Heintz, 1966).

Единственным представителем достоверно аллерёдской фауны является таймырский мамонт, найденный в 1948 г. в бассейне р. Шренк, левого притока р. Нижней Таймыры. Радиоуглеродный возраст остатков мягких тканей с его костяка оказался равным 11 450±250 лет (I-298), а древесины ивы из «мамонтового» горизонта — 11 700±300 лет (МО-3) (Список радиоуглеродных датировок..., 1963). Не исключено, что некоторые из сибирских местонахождений, относимые обычно к каргинским слоям, имеют аллерёдский — бёллингский возраст.

Однообразие и многочисленность остатков фауны крупных травоядных на огромной территории Северной Азии свидетельствуют о широком распространение стаций, благоприятных для их обитания — открытых или слабо залесенных пространств. Реконструкция условий существования этой фауны затруднена тем обстоятельством, что ее представители — насколько можно судить по образу жизни современных северных оленей — широко мигрировали весной и осенью, пересекая несколько ландшафтных зон. Эта способность к дальним сезонным миграциям нивелировала, по-видимому, влияние изменения ландшафтных и климатических условий настолько, что состав ископаемых межстадиальных и катагляциальных сообществ оказывается практически одинаковым. Вероятно, различия между ними сводились к увеличению численности стад в межстадиальные интервалы. Количественный учет находок и радиоуглеродные датировки помогут выяснить палеоклиматическое значение показателей численности. Пока же можно лишь предполагать, что межстадиальные условия (по крайней мере, в Сибири) соответствуют времени накопления слоев с обильными захоронениями крупных млекопитающих. Об этом свидетельствует и концентрация пока немногочисленных радиоуглеродных определений в хронологических интервалах, соответствующих межстадиальным условиям.

Ход климатических изменений внутри стадиальных, межстадиальных и более мелких интервалов остается недостаточно ясным. Предположение о симметричности межстадиалов (Марков и др., 1965, с. 125) может базироваться только на расположении пыльцевых зон в разрезе брерупского торфяника в Дании (см. табл. 16). Длительность формирования отложений каждой зоны неизвестна, так что характер климатической кривой нельзя считать восстановленным достаточно определенно даже для одного межстадиала.

Краткий обзор палеонтологических данных и палеоклиматических реконструкций, сделанных на их основе, показывает, что наиболее характерной чертой последнего крупного холодного интервала являлись неоднократные похолодания и потепления различной продолжительности и глубины. Их последовательность и соподчиненность оказались однотипными в различных областях Северной Евразии, Северной Америки и Северной Атлантики (Кинд, 1969), что позволяет считать эти климатические события позднего плейстоцена общепланетарными или, по крайней мере, общими для умеренных и высоких широт северного полушария. Число похолоданий и потеплений конечно, что позволяет в ряде случаев использовать счет и порядок слоев с остатками «более теплых» или «более холодных» фаун и флор для определения их стратиграфического положения.

Многочисленные палеотемпературные кривые для последних 70 000 лет (Кинд, 1969) показывают не только мелкие ритмические колебания, но и кроющуюся за ним общую асимметрию последнего крупного климатического ритма. Среднегодовые и летние температуры снижались к главному минимуму (около 20 000 лет тому назад) и быстро возрастали вплоть до климатического оптимума голоцена (7—5 000 лет назад). Средние июльские температуры в Нидерландах опустились не менее чем на 24° за первые 50 000 лет и поднялись примерно на 26° за 12 000 лет (Hammen e. a., 1967), т. е. средняя скорость их падения (0,5° за 1000 лет) была в 4 раза, меньшей, чем скорость последовавшего увеличения (2,1° за 1000 лет).

Асимметрия последнего ритма послужила материалом для ряда общих палеоклиматических гипотез. П. Вольдштедт (Woldstedt, 1966), распространил ее на все более ранние ритмы, несмотря на отсутствие надежной хронологии. Дж. Эпик (1961), располагавший не полными свеградениями, указал на сходство асимметрии такого типа с асимметрией графиков светимости переменных звезд и солнечных пятен, подтверждающее солнечную и радиационную природу климатических изменений.

Представлению о термической асимметрии последнего ритма противопоставляется гипотеза о его общеклиматической асимметрии, вызванной несовпадением во времени двух симметричных ритмов — последовательных волн тепла и влаги. Предполагается, что волна влаги отстает примерно на четверть периода от температурной волны. Начало холодного интервала приходится на оптимум количества осадков, а минимум температуры совпадает со временем их резкого сокращения. Соответственно последняя ледниковая «эпоха» делится на два интервала: криогигротический и криоксеротический (М. Гричук, 1960; Гричук, 1966). Эта интересная гипотеза не имеет пока физического обоснования, а палеоботанические материалы, положенные в ее основу, спорны в отношении их временной и стратиграфической привязки (Марков и др., 1965, с. 125). Кроме того, она находится в противоречии со сведениями о распространении ледникового покрова, так как его максимальное продвижение падало бы на криоксеротический интервал с минимальным количеством осадков. Это очень маловероятно, даже с учетом возможного запаздывания продвижения края ледника по отношению к максимуму снегонакопления.

Возможно, что представление о криоксеротическом интервале возникло благодаря лучшей сохранности отложений последней стадии последнего оледенения и большему числу исследованных пыльцевых спектров, отражающих приледниковую растительность этого времени. Особенности состава флоры и растительности, восстановленные по этим спектрам, отражают специфику местных климатических процессов в приледниковой зоне, развивавшихся под воздействием устойчивого антициклонального режима над ледниковыми покровами, и щитами. Ф. Цейнер (1963, с. 238) описывает основные типы погоды перигляциального климата и связанные с ними сезонные изменения органического мира следующим образом:

Зима. Сильный холод, снежный покров, высокое альбедо, относительное безветрие.

Весна. Таяние снега, осадки, западные ветры, неустойчивая погода. Цветущие луга покрывали страну. Пастбищные млекопитающие и их враги населяли лёссовую степь.

Лето. Прогревание почвы солнцем, скудные осадки, холодные и сухие ветры, дующие из области ледника. Средняя температура июля +10°. Луга выгорали, отлагалась лёссовая пыль. Млекопитающие уходили к рекам и в защищенные горные долины, где растительность достигала к этому времени своего наибольшего расцвета. Там млекопитающие проводили зиму.

Осень. Понижение температуры, вторжение свежего океанского воздуха; осадки, переходящие в снегопады, обеспечивающие зимний снеговой покров.

Ранняя зима. Надледниковая область высокого давления распространяется на лёссовую степь.

В подобных условиях низких температур и сухого лета вполне вероятно постоянное существование вблизи ледниковых покровов растительности криоксеротического типа вне зависимости от векового хода количества осадков.

Несмотря на возражения, выдвинутые против гипотезы, ее несомненная ценность заключается в общей постановке слабо разработанной проблемы изменения баланса тепла и влаги в историко-геологическом аспекте. Проблема эта имеет непосредственное биостратиграфическое значение, так как палеотемпературные реконструкции часто делаются на основании восстановления зонально-ландшафтных типов растительности, а последняя весьма чутко реагирует на изменение режима влаги. Если не учитывать эту сторону изменений, то лесостепные спектры из



лихвинских отложений на территории современных южнорусских степей можно было бы рассматривать как свидетельство похолодания (сдвижение ландшафтных зон к югу), в то время как широкое распространение спектров неморальной (тепловлаголюбивой) флоры вплоть до южной границы современных широколиственных лесов свидетельствует об увеличении количества осадков (Гричук, 1961).

### *Хронология климатических изменений плейстоцена и основы единой шкалы*

Основным итогом изучения плейстоценовых фаун и флор явилось создание многочисленных частных и общих схем их изменения во времени и в конечном счете построение палеоклиматических схем и графиков с абсолютной (в градусах годовых или сезонных температур) или относительной (потепления— похолодания) шкалой. Для последних 70 лет эти графики получили радиоуглеродную геохронологическую основу и хорошо согласовываются в общих чертах. В пределах последних 14 000 лет радиоуглеродная шкала проверена и подтверждена варвометрическими подсчетами (по ленточным глинам).

Для более раннего времени существует гораздо менее надежная хронологическая основа, но все же имеется большое число дат, полученных с помощью оценок скорости накопления осадков и ядерно-геохронологических методов — уран-ториевого (иониевого), протактиниевого, активационного варианта калий-аргонового и других. Наиболее надежна хронология отложений последней межледниковой «эпохи», контролируемая «сверху» радиоуглеродными датами последнего холодного интервала (табл. 19).

Сведения о хронологических оценках основных климатических событий плейстоцена (табл. 20) не всегда можно рассматривать как абсолютные из-за несовершенства методов, но они все же достаточно хорошо согласуются с относительной последовательностью отложений и дают хотя бы некоторые представления о длительности этих событий.

Использование для хронологических оценок кривой Миланковича (1939) и ее более поздних вариантов (Шараф, Будникова, 1968) нельзя считать достаточно обоснованным. В этих кривых учтено колебание прихода солнечной радиации в пределах 3%, обусловленное орбитально-ротационными ритмами планеты. По счетам Р. Ф. Флинта (1947), для изменения средней температуры у поверхности планеты на 5—6° во время великих оледенений и межледниковий необходимы колебания в притоке солнечной энергии порядка 10%. Естественно предположить, что недостающая величина обеспечивается колебаниями светимости самого Солнца — слабо переменной звезды. Эти ритмы светимости должны достигать как минимум 7% (при совпадении с орбитально-ротационными).

Можно ли допускать такие изменения? По-видимому, они вполне вероятны, так как прежнее представление о неизменности солнечной постоянной основывалось на слишком коротких рядах актинометрических наблюдений. В последние годы установлены короткопериодические изменения: 0,3% за 25 лет и до 2% за более короткие интервалы. Это позволяет допускать существование радиационных ритмов со значительно большим периодом и амплитудой (Lang, 1967). О их характере и ходе практически ничего неизвестно, можно лишь рассчитывать на решение обратной задачи, т. е. на восстановление радиационных кривых Солнца по надежно датированным палеоклиматическим графикам, из которых нужно будет алгебраически вычесть величины колебаний, определенные Миланковичем и его последователями.

Таблица 19

Изотопно-ядерная геохронология последней межледниковой «эпохи» по различным источникам




Примечание. Таблица составлена по данным уран-ториевых, радиоуглеродных, протактиниевых и калий-аргоновых определений. Цифры в скобках — номера источников в следующем порядке: 1 — (Ku, Broecker, 1966); 2 — (Broecker e. a., 1968); 3 — (Broecker, Thurber, 1965); 4 — (Letolle, 1968); 5 — (Biberson, 1966); 6 — (Choubert e. a., 1967); 7 — (Stearus, Thurber, 1965); 8 — Stearus, Thurber, 1967); 9 — (Чердынцев и др., 1965); 10 — (Чердынцев и др., 1964, 1969); 11 — (Чердынцев и др., 1969); 12 — (Зубаков, 1968); 13 — (Hopkins, 1967); 14 — (Veeh, Valentine, 1967); 15 — (Thurber e. a., 1965); 16 — (Broecker, Ku, 1969); 17 — (Erye e. a., 1968) W и R — наиболее вероятное положение хронологических пределов последней межледниковой «эпохи».

Принимая вслед за Шварцбахом (1955), Дж. Эпиком (1961) и S. Lang (1967) представление о ведущей роли изменений светимости Солнца в климатических колебаниях плейстоценового времени, следует признать общепланетарный характер температурных ритмов различных порядков и полагать, что перераспределение энергии в ландшафтной оболочке Земли — в зависимости от различных комбинаций «земных» условий (соотношение суши и моря, гор и равнин, содержание в атмосфере водяных паров и углекислого газа и т. д.) — имело третьестепенное значение, во всяком случае, для плейстоцена.

Все это дает основание считать, что в ближайшем будущем возможно создание единой геохронологической и стратиграфической шкалы плейстоцена на палеоклиматической основе. Подразделения этой единой шкалы должны выделяться с максимальным приближением к общим требованиям стратиграфического кодекса и в тоже время отражать специфику палеоклиматического принципа, положенного в их основу.

Не предрешая вопроса о ранге самого плейстоцена, назовем его наряду с голоценом и эоплейстоценом «частью системы»[8].

Средняя часть системы — плейстоцен — формировалась за время проявления трех главных температурных ритмов. Каждый из них может быть разделен на две части, соответствующие полуритмам (потеплению и похолоданию). Совокупность отложений, накопившихся за полуритм, можно обозначить термином «межрегиональный горизонт», имея в виду предусмотренную стратиграфическим кодексом возможность выделения региональных горизонтов (вспомогательных подразделений) по палеоклиматическим признакам (Стратиграфическая классификация..., 1965, с. 33) и их геохронологическое соответствие «отдельным ледниковьям и межледниковьям».

Если под «ледниковьями и межледниковьями» подразумевать общеземные температурные изменения вне зависимости от их конкретных местных проявлений (оледенений, дегляциаций, плювиальных и аридных фаз и т. д.), то открывается широкая возможность для корреляции вспомогательных (местных) подразделений, выделяемых на палеоклиматической основе, с межрегиональными горизонтами единой шкалы. По сути дела, большинство «региональных горизонтов», выделенных в унифицированных и корреляционных схемах четвертичных отложений для различных областей СССР, уже достаточно однотипно, и они (с небольшими отклонениями) совпадают с подразделениями североевропейской, альпийской, средиземноморской или североамериканской схем тем полнее, чем лучше изучены соответствующие части разрезов.

Межрегиональным горизонтам могут быть даны традиционные альпийские географические названия, «широко применяемые, несмотря на сильную критику, за пределами Альпийской области» (Flint, 1965). Корреляция основных единиц альпийской схемы с подразделениями средиземноморской, североевропейской, восточноевропейской, сибирской, североамериканской и некоторых других схем (непосредственная или через схемы промежуточных областей) выполнена достаточно надежно для унификации названий (Сакс, 1953; Флинт, 1963; 1965; Tesch, 1957; Vlerk, 1957; Voorthuysen, 1957; Zeuner, 1959, 1963; Марков, Величко, 1967). Учитывая, что альпийские названия даны по разрезам горной

[8] Вопрос о делении четвертичной системы на отделы и ярусы Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) СССР оставил открытым.

Таблица 20

**Хронология основных климатических интервалов плейстоцена (тыс. лет)**

| Интервалы (по альпийским эквивалентам) | Даты по схеме В. А. Зубакова (1967, 1968) | Пики похолоданий по Ц. Эмилиани (1966) | Иные даты | Источник |
|---|---|---|---|---|
| Вюрмский | 13,5—70 | 20, 60 | 10,2—70<br>20—160<br>Начало—65<br>Начало—75 | См. табл. 11<br>Ericson, Wollin, 1968<br>Эмилиани, 1966<br>Frye e. a., 1968 |
| Рисс-вюрмский | 70—100 | | 65—100<br>70—140<br>160—380 | Эмилиани, 1966; см. табл. 11<br><br>Ericson, Wollin, 1968 |
| Рисский | 100—225 | 150, 180<br>230 | 107—128<br>100—130<br>120—190<br>225<br>Более 320<br>380—600 | Ku, Broecker, 1966<br>Эмилиани, 1966<br>Holmes e. a., 1968<br>Чердынцев и др., 1965<br>Ku, Broecker, 1966<br>Ericson, Wollin, 1968 |
| Миндель-рисский | 225—370 | 280 | 130—175<br>150<br>143<br>140—150<br>175<br>190—280<br>200—270<br>250<br>250 и более<br>280—320<br>Более 300<br>430<br>600—950 | Эмилиани, 1966<br>Kempf, 1968<br>Letolle, 1968<br>Shotton, 1966<br>Hopkins, 1967<br>Holmes e. a., 1968<br>Choubert e. a., 1967<br>Stearns, Thurber, 1965<br>Чердынцев и др., 1965<br>Barsch, 1965<br>Биберсон, 1972<br>Ambrosetti, Bonadonna, 1966 (1967)<br>Ericson, Wollin, 1968 |
| Миндельский | 370—605 | | 175—200<br><br>220—(M-II)<br>275<br>220—300<br>300—(M-I)<br>Более 370<br>466<br>950—1450 | Эмилиани, 1966<br><br>Shotton, 1966<br>» »<br>Letoll, 1968<br>Shotton, 1966<br>Чердынцев и др., 1965<br>Шелкопляс, 1966<br>Ericson, Wollin, 1968 |
| Гюнц-миндельский | 605—750 | | 200—265<br>320<br>480<br>550—600<br>Более 700 | Эмилиани, 1966<br>Letolle, 1968<br>Heller, 1967<br>Barsch, 1965<br>Ambrosetti, Bonadonna, 1966 |
| Гюнц (эоплейстоцен) | 750—965 | | 265—310<br>350—450<br>Среднее 420<br>410—420<br>590—660<br>700<br>1420<br>1750—2175 | Эмилиани, 1966<br>Letoll, 1968<br><br>Shotton, 1966<br>Zeman, 1968<br>Heller, 1967<br>Letoll, 1968<br>Ericson, Wollin, 1968 |

Таблица 21

**Единая стратиграфическая шкала плейстоцена (проект)**

| Система | Часть системы | Межрегиональный надгоризонт | Межрегиональный горизонт | |
|---|---|---|---|---|
| | | | по альпийской шкале | по североевропейской шкале |
| Четвертичная | Плейстоцен | Верхний плейстоцен | Вюрмский | Вислинский |
| | | | Рисс-вюрмский | Эемский |
| | | Средний плейстоцен | Рисский | Заальский |
| | | | Миндель-рисский | Гольштейнский |
| | | Нижний плейстоцен | Миндельский | Эльстерский |
| | | | Гюнц-миндельский | Кромерский |

области, мы приводим в табл. 21 и их равнинные североевропейские эквиваленты, рекомендованные Ван-дер Флерком, с некоторыми изменениями в пользу морских стратотипов (Гольштейнский вместо Хоксне) и в транскрипции, свойственной названиям горизонтов на русском языке.

В том случае, если накопление фактических данных покажет сложность единых ныне «ледниковий и межледниковий» и они распадутся на самостоятельные, потребуется лишь увеличение общего числа горизонтов и изменение их группировок. От такого пересмотра не застрахована любая часть любой системы, а подобная процедура в принципе не будет отличаться от введения в единую шкалу новых таксонов IV и V порядков (ярусов, зон) и сопутствующего ему изменения границ и объема подразделений более высокого ранга.

Поскольку намеченные межрегиональные горизонты соответствуют температурным полуритмам, вполне естественно объединить их попарно в межрегиональные надгоризонты, отвечающие ритмам. В принятой нами схеме такой стратиграфический ранг получают верхний, средний и нижний плейстоцен.

Подразделения более дробные, чем межрегиональные горизонты, можно будет вводить в единую шкалу по мере их исследования и межконтинентальной корреляции. Прежде всего, это, вероятно, будет сделано для части верхнего плейстоцена и голоцена, получивших независимую корреляционную геохронологическую систему благодаря усовершенствованию и широкому применению радиоуглеродного метода.

В нашей литературе есть два проекта дробных стратиграфических подразделений единой шкалы четвертичной системы на палеоклиматической основе, предложенные В. А. Зубаковым ($1968_2$) и И. И. Красновым (1969). Оба они исходят из примата геохронологического деления, а расхождения между ними (табл. 22) частично отражают современное состояние вопроса, допускающее различные варианты разделения.

В этих проектах подъярус и зона примерно соответствуют плейстоцену в целом, «раздел» или «звено» — межрегиональному надгоризонту, а «климатолит» — горизонту предложенной нами схемы.

По существу предложений можно сделать следующие замечания.

1. Ни подъярус, ни зона не равны соответствующим подразделениям других систем кайнозоя. Длительность формирования зон в палеогеновом и неогеновом периодах составляла, по современным данным, в среднем 1,5 млн. лет (Berggren, 1969).

Таблица 22

**Стратиграфические единицы для единой шкалы четвертичной системы**

| Наименования единиц | Геохронолитологические эквиваленты (тыс.) | | Наименования единиц |
|---|---|---|---|
| По В. А. Зубакову, 1968г | | По И. И. Краснову, 1969 | |
| Подъярус | 750 | 700—800 | Зона |
| Звено | 370 | 400—420 | Гемизона |
| Раздел | 140—200 | 400—420 | » |
| » | 140—200 | 90—150 | Звено |
| Климатолит | 15—60 | 20—60 | Климатолит |
| » | 15—60 | 15—30 | Мегастадиал |
| Стадиал | 3—19 | 5—10 | Стадиал |
| Фазиал | 500—2 | 1—3 | Фазиал |
| Ступень (осцилляция) | 500—1 | 1 | Ступень (вековой слой) |
| То же | 0,5—1 | 11—35 лет | Многолетние слои |
| » | 0,5—1 | 1 год | Годичный слой |

2. Подразделения более дробные, чем «климатолит», применимы пока только к вюрмскому горизонту и частично к рисскому. К межледниковым горизонтам они неприменимы совершенно, так как для межледниковий не установлены и едва ли будут установлены крупные внутренние похолодания — потепления.

Эти проекты единых дробных подразделений, как кажется автору, несколько опережают время и скорее ставят задачу, нежели дают ее общее решение. Наиболее рациональным может оказаться выбор того же разделения межрегиональных горизонтов, которое предусмотрено стратиграфическим кодексом для региональных, т. е. выделение отложений, накопившихся за время малых климатических полуритмов в качестве слов с географическими названиями. Они могут получить значение межрегиональных единиц. Успехи стратиграфической палинологии, показавшей хорошую коррелятивность пыльцевых зон, позволяют предложить межрегиональную палинозону (пыльцевую зону) с буквенным или цифровым индексом (но без названия характерных форм, изменяющихся при переходе от одного региона к другому) в качестве наименьшей единицы единой шкалы плейстоцена.

Таким образом, система подразделений единой шкалы плейстоцена может включать: межрегиональный надгоризонт; межрегиональный горизонт; межрегиональные слои и межрегиональную палинозону.

В региональных шкалах им будут соответствовать горизонты, слои и тесно связанные с ними вспомогательные подразделения — свиты, подсвиты, пачки, региональные палинозоны и т. д.

Использование общих стратиграфических подразделений для плейстоцена будет несколько условным, поскольку свиты, например, хотя и будут соответствовать «частям яруса», но частям очень небольшим, гораздо меньшим, чем зоны единой шкалы. Кроме того, постоянным отличием всех основных и вспомогательных подразделений плейстоцена будет то, что их внутреннее «единство по фауне и флоре», как и несходство по этому признаку со смежными подразделениями, будет иметь не эволюционную, а палеоклиматическую природу и будет относительным, а не абсолютным.

### *Ритмичность климатических изменений и рекурренция*

Приведенные выше материалы вполне определенно показывают весьма специфическую черту плейстоценовых ископаемых — повторность появления в разрезах идентичных или близких по составу фаун, флор и их характерных представителей. Так, в датских разрезах характерная арктическая фауна морских моллюсков с преобладанием *Portlandia*



*arctica* (Gray) появляется четыре раза: в нижней и верхней частях гольштейнского горизонта, верхней части эемского (слои скерумхеде) и в позднеледниковых «глинах с *Yoldia*». Характерный бореальный вид *Arctica islandica* (L.) в разрезах Дании и Нидерландов встречается не менее 3 раз, а также присутствует в голоценовых и современных отложениях Северного моря. Не менее 6 раз появляются остатки стеногляциальных флор в плейстоцене Среднего Енисея. Можно добавить, что в плейстоцене Русской равнины отложения с пыльцевыми спектрами сосново-березовых лесов появляются не менее 10 раз: по 2 раза в межледниковых горизонтах (В. Гричук, 1961), 5 раз — в березайских, соминских, мстинских и плоских межстадиальных слоях валдайского горизонта и, сверх того, 10-й раз — в пребореальных слоях голоцена (Вигдорчик, 1962; Вигдорчик и др., 1962).

Неразличимость пыльцевых флормежстадиальных накоплений, а также нижних и верхних зон межледниковых горизонтов в континентальной части Северной Европы подчеркивают В. Зелле (1955) и К. Эрд (Erd, 1965). Причина плейстоценовых рекурренций кроется в общей ритмичности климатических изменений, их неоднократности и повторности в сочетании с почти полным отсутствием эволюционных изменений органического мира.

Стратиграфическое значение рекуррентности плейстоценовых ископаемых состоит в том, что она облегчает биостратиграфическое разделение конкретных разрезов в то же время крайне затрудняет сопоставление их частей, поскольку возникает возможность ошибочной корреляции слоев резко разновозрастных, но близких по климатической обстановке накопления. Практика изучения четвертичных разрезов в любой стране изобилует примерами подобных ошибок или сомнений, порождающих ожесточенные дискуссии. Сошлемся для примера на споры об отнесении к последнему межледниковью отложений «морского клина» в западной части Нидерландов (Heide, 1957), на дискуссии о возрасте мгинских морских глин в Ленинградской области (Лаврова, 1962), а также континентальных отложений Ярославского Поволжья, Подмосковья и бассейна Западной Двины (Серебрянный, Чеботарева, 1963).

Стратиграфическое положение отдельного слоя рекуррентной фауны или флоры не может быть определено само по себе, без дополнительных данных об его абсолютном возрасте или положении в последовательности слоев. В общем разрезе оно может быть установлено только по соотношению с другими слоями или «порядковому номеру» повторного появления, если число их установлено, а разрез полный. Однако «климатический тип» ископаемых всегда позволяет исключить отнесение такого слоя к горизонтам, содержащих в данной области остатки иного «климатического типа».

Труднее всего определить положение отдельных межстадиальных слоев древних оледенений, так как в этом случае нельзя пользоваться ни радиоуглеродными, ни геоморфологическими методами, ни иными прямыми или косвенными признаками. Положение полных разрезов межледниковых отложений устанавливается легче, поскольку, несмотря на реккурентность характерных видов, групп видов и целых сообществ, последовательность изменения состава фауны или флоры по разрезам и доля участия разных видов и родов в сложении ископаемых сообществ несколько различны, как указывалось выше. Эмпирические установленные различия между гольштейнскими, земскими и голоценовыми пыльцевыми диаграммами Западной Европы настолько устойчивы, что можно опознать принадлежность отложений к одному из этих трех горизонтов всего по нескольким спорово-пыльцевым спектрам, как считает К. Эрд (Erd, 1965). Подтверждение такой возможности получено недавно английскими палинологами, надежно определившими

гольштейнский (хоксненский) возраст разрозненных образцов морских глин со дна Северного моря и установившими принадлежность их к определенным пыльцевым зонам и подзонам (Fisher, Funnel, West, 1969).

### *Направленность климатических изменений*

Если бы удалось восстановить общую направленность климатических изменений в плейстоцене, кроющуюся за ритмическими изменениями, можно было бы различать однотипные межледниковые и ледниковые горизонты по глубине похолоданий и потеплений. К. К. Марков и А. А Величко (1967), неоднократно подчеркивающие значение такой направленности, восстанавливают ее в виде прогрессирующего понижения среднегодовых температур, начавшегося еще с олигоцена, составившего в среднем 8° за неоген и резко усилившегося с начала плейстоцена (8° за последние 500 тыс. лет).

Эта тенденция, намеченная в общем виде еще А. П. Павловым (1922) и П. Вольдштедтом (Woldstedt, 1954) для Северной Европы и Средиземноморья и подтвержденная исследованием морских разрезов неогена в северной и южной частях Тихого океана (MacNeil, 1965; Berggren, 1969), а также общими результатами исследования палеоклиматов Евразии (Синицын, 1965), выявлена на основании огромного и разнообразного фактического материала и может считаться восстановленной достаточно надежно. Предполагается, что с середины миоцена процесс похолодания был однонаправленным, а в плейстоцене, насколько можно судить по графикам К. К. Маркова и А. А. Величко (1967, рис. 125), еще и линейным, так как оси кривых, отражающих климатические ритмы, изображены ими в виде прямой линии.

Непосредственным следствием линейного характера похолодания в плейстоцене было бы прогрессирующее убывание термофильности межледниковых флор и фаун по мере приближения к современности. Если судить по характеру фауны и флоры из кромерского (гюнц-миндельского) горизонта Восточной Англии (Chatwin, 1948) и Северной Италии (Венцо, 1964), то наиболее теплым интервалом плейстоцена можно считать гюнц-миндельское время. Однако сведения о более поздних межледниковых флорах и фаунах, приведенные в разделе «а», и палеотемпературные реконструкции (см. табл. 12) свидетельствуют, что предпоследнее (миндель-рисское) межледниковье было заметно более суровым, нежели последнее (рисс-вюрмское) и послеледниковое теплое время голоцена.

Не укладываются в «линейную» схему также размеры альпийских и скандинавских ледников, достигавших максимального распространения в середине, а не в конце плейстоцена. Их соотношения, по данным Ф. Цейнера (1963, с. 91), выглядят следующим образом (размеры миндельских ледников приняты за 100%):

| Альпы | Скандинавия |
|---|---|
| Ворм — 105 | Висла — 92,5 |
| Рисс — 130 | Заале — 102,5 |
| Миндель — 100 | Эльстер — 100 |
| Гюнц — 81—90 | |

Эти факты заставляют полагать, что генеральный ход климатических изменений был значительно более сложным. Во всяком случае, может быть намечена общая климатическая депрессия миндель-рисского и рисского времени, объединяющая наиболее мощные оледенения с довольно умеренным межледниковьем. Вполне вероятно, что она свидетельствует о каких-то термических ритмах высокого порядка, явление



которых (может быть в излишне конкретной форме) предполагают В. А. Зубаков (1968) и И. И. Краснов (1969).

Несмотря на вероятность существования климатических ритмов более высокого порядка, нежели крупные ледниковые и межледниковые интервалы, данных для их надежного выделения еще очень немного, и на современном этапе, как пишет Н. Шеклтон, следует не столько искать проявлений ритмов, предсказанных той или иной математической моделью, сколько тщательно анализировать фактические данные (Shakleton, 1969).

### *Климатические изменения и миграции*

Исследуя в стратиграфических целях ископаемые остатки плейстоценовой фауны и флоры в какой-либо области, можно составить схемы и изменения по разрезу, восстановить климатические условия их обитания, построить палеотемпературные кривые и сопоставить полученные схемы и графики с тем, которые были построены для опорных разрезов. Этими операциями завершится минимальный комплекс работ, необходимых для разделения и сопоставления разрезов плейстоцена. Однако останется совершенно не вскрытым сам механизм изменения состава местных ископаемых фаун и флор, появления одних и исчезновения других родов, видов, их групп и сообществ, а без его понимания и учета особенностей местные корреляции останутся формальными, а дальние, межрегиональные — ошибочными или невозможными.

С первых шагов «климатической» стратиграфии этим механизмом вполне естественно было признано переселение, миграции растений и животных. Укреплению представления о миграциях — как главной причине изменения местного плейстоценового органического мира — способствовало становление ледниковой теории, так как стало совершенно очевидным, что безжизненные пространства, выходящие из-под ледяных щитов, приобрели современный облик вследствие заселения их из смежных областей. Массовые палинологические анализы помогли перейти от представления о переселении видов и их групп к идее смещения ландшафтных зон со всем их органическим миром, картина которого для некоторых интервалов восстановлена весьма подробно (рис. 20). Повторность появления многих видов и сообществ, очевидно, указывала на длительное существование областей, пригодных для их обитания во время крупных климатических перемен — убежищ, рефугиумов, азилей. Прослеживание размещения ископаемых остатков между такими областями и местами их временного появления создало базу для представления о миграционных потоках и позволило в ряде случаев восстановить их трассы (В. Гричук, 1960).

Распространение изучения плейстоценовых фаун и флор на все материки и океаны привело к перерастанию ледниковой теории в концепцию глобальных климатических изменений плейстоценового времени и смещения, миграции географических

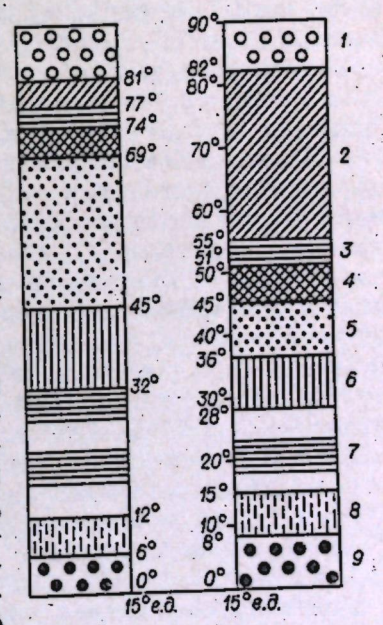



*Рис. 20.* Смещение мировых ландшафтных зон в вюрмскую ледниковую эпоху.

Северное полушарие (по Ю. Бюделю, 1955): *1* — полярное море; *2* — материковый лед; *3* — зона морозно-солифлюкционной тундры; *4* — зона тундры; *5* — внетропический лес; *6* — средиземноморская растительность; *7* — пустыни и пустынные степи; *8* — саванны; *9* — тропический (экваториальный) лес. Показано среднее широтное положение зон в секторе между 0 и 15° в. д.

поясов планеты в пространстве и времени (Марков, Величко, 1967). Таким путем, очерченным здесь весьма бегло, сформировалась миграционно-климатическая концепция изменений плейстоценовой фауны и флоры, являющаяся весьма существенной, а для стратиграфа-четвертичника — наиболее важной частью общей теории развития природы в плейстоцене. Представление о миграциях, таким образом, образует важнейшее звено в логической связи между палеонтологическим материалом, его палеогеографической, палеоклиматической и в конечном счете биостратиграфической интерпретациями.

Поскольку миграции вызываются не только климатическими причинами, из общей их картины приходится извлекать «палеоклиматическую составляющую», исключая те явления, которые могут быть связаны с иными изменениями среды обитания. Миграцию, вызванную изменениями температуры воздуха или морских вод, можно отнести к тому типу, который В. П. Колесников (1948) рассматривает как миграцию в узком смысле термина или собственно миграцию — перемещение видов при общей и локальной миграции самой среды (трансгрессии, регрессии, вторжение морских вод в опресненный бассейн), когда жизненная обстановка меняется мало: экологические последствия изменения температуры практически равнозначны «миграции среды».

Инвазию — беспрепятственное расселение при нарушении изоляции — стратиграф — четвертичник должен учитывать лишь как возможное осложняющее обстоятельство местного значения.

Транзицию — самый медленный тип миграции, сопровождающийся адаптивной радиацией, изменением вида в процессе борьбы за существование и приспособление к новым, менее благоприятным, условиям по мере его продвижения в новую область,— практически не приходится принимать во внимание (по крайней мере, для морских беспозвоночных и наземных растений) из-за краткости плейстоцена. Характерные для этого времени быстрые смены фауны и флор неизмеримо превышают возможность медленной поступи эволюции, да и в более ранние геологические эпохи они вызывались сменой условий при миграциях первого или второго типа (Williams, 1903).

Некоторые особенности миграционных процессов изучены благодаря непосредственным наблюдениям за расселением видов, случайно или сознательно переселенных человеком в новые области. Они позволили определить скорость расселения, оказавшуюся достаточно высокой, но все же не «мгновенной», как обычно считают палеонтологи, имеющие дело с маштабами дочетвертичного геологического времени. Вид *Mytilaster lineatus* L., занесенный в Каспийское море военными кораблями во время гражданской войны, заселил всю периферию бассейна меньше, чем за два десятилетия. *Rapana bezoae* — крупный брюхоногий моллюск, занесенный в 1946—1947 гг. в Черное море из тихоокеанских вод, за несколько лет распространился на сотни километров. Европейская гастропода *Littorina littorea* (L.), начавшая расселение из порта Галифакс в Новой Шотландии, перемещалась вдоль восточного побережья США со средней скоростью 48 км/год благодаря плавающей личинке, а небольшой брюхоногий моллюск *Crepidula convexa* Say, не проходящий меропланктонной стадии, расселялся из бухты Сан-Франциско со скоростью всего 2,14 км/год (Данбар, Роджерс, 1962).

Метахронность границы появления в разрезах первых трех видов была бы не слишком значительной, даже в прецизионной стратиграфии голоцена. Так, *Littorina littorea* L. потребовалось бы всего 1000 лет для того, чтобы, двигаясь в одном направлении, достичь любой точки земного шара. Для последнего вида метахронность той же границы составила бы в крайних точках 20 000 лет, т. е. пересекла бы последовательно все морские слои, накопившиеся со времени максимума последнего оледенения.



Эти примеры показывают, что в детальных биостратиграфических построениях приходится учитывать возможную скорость переселения морских моллюсков, связанную с особенностями онтогенеза тех или иных видов.

Для биостратиграфии плейстоцена особенно ценны результаты наблюдений за изменениями в распространении видов, вызванными инструментально зарегистрированными климатическими колебаниями в XIX — первой половине XX в.

Н. М. Книпович (1931), имевший возможность сравнить распространение моллюсков в Баренцевом море в начале века и в 20—30-х годах, отмечал, что современное, совсем кратковременное потепление климата вызвало на севере столь значительное изменение обстановки, что ученые будущих поколений могли бы оценить его по ископаемым остаткам как событие геологического масштаба. За последующие 30—35 лет, при продолжавшемся потеплении вод южной части Баренцева моря, произошло дальнейшее продвижение на восток, север и северо-восток североатлантических и западноарктических видов двустворчатых моллюсков на десятки и первые сотни километров. По наблюдениям геолога Ю. Н. Кулакова в 1954 г. на западном побережье п-ова Ямал, *Macoma baltica* (L.), двустворчатый моллюск бореального происхождения, пределом распространения которого по старым данным (Филатова, 1948) считалась Байдарацкая губа, продвинулся к северу до пролива Малыгина, т. е. не менее чем на 370 км.

Находка мелких живых экземпляров преимущественно бореального *Mytilus edulis* L. у м. Желания, раковины которых были собраны в 1954 г. геологом В. И. Бондаревым и определены автором, также свидетельствует о смещении границы его ареала на северо-восток. Возможно, что на очень сильное смещение к востоку ареала *Beringius turtoni* Bean указывает находка его раковин на пляже о. Бегичева в Хатангском заливе, сделанная в 1959 г. геологом Е. М. Юдовным (определения автора). По прежним сведениям, он встречался только в Баренцевом море не далее 40° в. д. Сходные изменения произошли между 1900 и 1957 гг. в зоопланктоне Карского моря. За эти годы 17 западных иммигрантов продвинулись не менее чем на 250 км, достигнув 84° в. д. и 78° с. ш.

Все эти перемены наступили при относительно небольшом потеплении. Среднегодовая температура воздуха на южном побережье Карского моря (с. Гольчиха) повысилась за это время всего на несколько градусов. По данным З. М. Прик, между периодами 1881—1935 гг. и 1930—1952 гг. она изменилась на 1,4°С, причем за счет повышения средних температур месяцев года. Разница годовых температур между короткими периодами (1917—1919 гг. и 1943—1945 гг.) достигала 3,8°. Над Западной Европой и Северной Атлантикой повышались, главным образом, температуры зимних месяцев, наиболее заметно на Шпицбергене — до 9° между 1911—1920 гг. и 1931—1935 гг. (Брукс, 1952).

Изменения в распространении морских животных проявились не только в арктических морях, они захватили и умеренные, бореальные воды. В теплый период середины XIX в. тропические и субтропические виды рыб и беспозвоночных проникали вдоль калифорнийского побережья США до 38° с. ш. и появлялись в зал. Монтрей (Hubbs, 1948); подобные же миграции рыб отмечены за теплый период 1957—1959 гг. (Hubbs, 1960). С потеплением вод в последние десятилетия XX в. связывают также появление тропических акул в большинстве морей умеренной зоны (McCormic e. a., 1964).

Высокая скорость современного вторжения умеренно тепловодных видов в арктические воды может показаться невероятной, если не иметь в виду динамического характера пределов их распространения. Как показывают наблюдения в Баренцевом море, граница между боре-

альными и арктическими водами является подлинным рубежом жизни и смерти, линией фронта, находящейся под непрерывным натиском атакующих ее с запада тепловодных видов. Каждый теплый сезон пограничная полоса нижнеарктических вод «засевается» их молодью, гибнущей в холодных водах, а небольшие изменения температуры в ту или иную сторону вызывают колебания в распространении видов.

Миграции растений в историческое время трудно наблюдать из-за активного воздействия человека на распространение многих видов и сообществ в густо населенных странах и отсутствия достаточных для этого наблюдений — в населенных слабо, зато следы их хорошо прослежены по палеоботаническим, стратиграфическим и надежным геохронологическим данным для позднепослеледникового времени. Как уже упоминалось ранее, скорость перемещения границы леса по равнинам Западной Европы в бёллингско-аллерёдское время достигала 0,5 км в год, а соответствующая ей метахронность границы появления пыльцевых спектров лесотундрового и лесного типа составляет не более 2500 лет на расстоянии 1100 км в направлении, перпендикулярном простиранию современных геоботанических границ. При прослеживании хронологических рубежей изменения голоценовой растительности вдоль последних метахронность не ощущается сколько-нибудь заметно и лежит в пределах 100—300 лет (Хотинский, 1969).

Минимально необходимым для осуществления миграций условием является единство среды, т. е. отсутствие импедитных (непроходимых) барьеров на пути расселения — орографических, гидрологических, температурных. Импедитность многих из них избирательна. Так, океанические глубины, препятствующие переселениям сублиторальных моллюсков, преодолеваются свободно плавающими личинками двустворчатых и некоторых брюхоногих, если время прохождения мероланктонной стадии оказывается для этого достаточным, а температурный режим (влияющий на длительность стадии) благоприятным. Наземные и пресноводные виды, за редким исключением, не в состоянии преодолеть даже неширокие морских проливов, а морские — барьеров суши. Панамский перешеек надежно блокировал фауны тропической Пацифики и Атлантики вплоть до прорытия канала.

Существование в прошлом барьеров того или иного типа можно восстановить по геолого-геоморфологическим данным. Нередко оно позволяет реально объяснить местные особенности изменения плейстоценовых флор и фаун.

### *Миграционная последовательность и миграционный ряд*

Рассмотренные в предыдущих разделах палеонтологические данные, свидетельствующие о климатических изменениях, позволяют также наметить определенный порядок появления, расцвета и исчезновения различных родов и видов ископаемых в непрерывных разрезах плейстоцена и голоцена некоторых областей. Когда в той же области есть разрезы отложений, накопившихся за время нескольких похолоданий и потеплений, появляется возможность проверить устойчивость этого порядка во времени. Сравнение же синхронных горизонтов и слоев, прослеживающихся в разных областях, позволяет проследить пространственную устойчивость этого порядка или выявить его местные варианты.

Для подобного анализа можно использовать наиболее полно представленные и изученные группы — пыльцевые флоры и фауны морских моллюсков.



Палинологи-стратиграфы уже более полувека используют определенный порядок распределения и содержания в спектрах пыльцы различных родов растений, выделяя уровни ее появления, максимального количества (кульминации), исчезновения и связывают эти явления с «фазами развития» (точнее изменения) местной флоры и растительности. Совершенно очевидно, что фазы эти отражают этапы миграции растений и их сообществ, а совокупность этапов дает миграционную последовательность форм и ассоциаций, расселявшихся в порядке термофильности по мере потепления, а затем в порядке холодоустойчивости — при похолодании.

Полная история местной растительности намного сложнее миграционной схемы, так как расселение новых форм сопровождалось вытеснением и местным вымиранием более ранних иммигрантов, часть же последних сохранялась и лишь менялась степень их участия в сложении растительного покрова и т. д., но для стратиграфа наибольший интерес и наибольшую ценность представляют именно общие черты изменений, отражающиеся в миграционной последовательности.

Миграционную последовательность можно восстанавливать на уровне видов, родов (особенно по палинологическим данным) или зонально-ландшафтных (биогеографических) сообществ. Порядок смены последних дает обобщенную, но более полную картину.

В самых общих чертах миграционная последовательность оказывается удивительно устойчивой во времени, сходной для разновозрастных, но близких по характеру климатических изменений интервалов плейстоцена. Более того, ее отдельные звенья повторяются в том же, но сокращенном порядке при климатических изменениях меньшей глубины. Повторность миграций наглядно прослеживается по таблице последовательности появления характерных родов растений в плейстоцене и голоцене северной половины Русской равнины (табл. 23).

Сравнение миграционных схем, полученных для одного и того же хронологического интервала в различных областях, позволяет выявить местные особенности процесса при сохранении его общей тенденции. На схеме, составленной для голоцена лесной зоны северной Евразии от Дании до бассейна р. Вилюй (табл. 24), заметно, что на относительно изохронных уровнях западные и восточные области различались по составу иммигрантов. Так, во время климатического оптимума, латеральный ряд иммигрантов был представлен (с запада на восток) следующими родами: дуб, липа, ясень, падуб — дуб, липа — сосна, пихта — пихта.

На уровне ландшафтно-зональных сообществ такой же ряд составляли: широколистный лес → смешанный хвойно-мелколистный лес с примесью широколистных → темнохвойная тайга с примесью сосны → темнохвойная тайга. Такой порядок географического замещения характерных форм и сообществ можно назвать изохронным миграционным рядом.

В приведенном примере миграционный ряд прослежен в широтном поясе, но можно построить подобный же ряд в меридиальном направлении, поперек простирания природных зон на равнинах Евразии. В этом случае разнородность ряда выступает еще отчетливее. Для времени термического максимума днепровско-валдайского (рисс-вюрмского) межледникового интервала такой ряд (по В. П. Гричуку) на уровне подзон имел следующий вид (с юга на север): лесостепь → широколистный лес → хвойно-широколистный лес → хвойный лес (зоны лесотундры на континенте, по-видимому, исчезали).

Миграционные последовательности и ряды могут быть построены и по другим группам ископаемых, в частности по морским моллюскам. Превосходный материал для их выявления дает классический разрез морского голоцена в Южной Норвегии, по берегам Осло-фьорда. Эта

Таблица 23

**Миграционная последовательность основных родов деревьев в плейстоцене и голоцене. Северная половина Русской равнины (по разным источникам)**

| Голоцен | Валдайское время | | Микулинское время | Лихвинское время |
|---|---|---|---|---|
| | поздние межстадиалы | ранние межстадиалы | | |
| Ель | Береза, сосна | Сосна, береза | Сосна, береза | Пихта |
| Липа | | | Граб, липа | Граб, липа |
| Орешник, вяз, дуб | | Орешник (?) | Дуб, вяз, орешник | Вяз, дуб, орешник |
| Береза, сосна | Ель, береза, сосна | Ель, пихта (?), береза, сосна | Береза, сосна, ель | Ель, сосна, береза |

Таблица 24

**Миграционная последовательность основных родов деревьев в различных районах Северной Евразии в голоцене (схема)**

| Дания | Южная Норвегия | Швеция | Финляндия | Северо-Запад СССР (В. Гричук, 1961) | Средний Урал (Хотинский, 1968) | Средняя часть Западной Сибири (Волкова, 1969) | Восточная Сибирь (Пуминов 1964) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Граб, бук | Ель, бук | Бук, ель | Ель | Ель | | Карликовая береза | Лиственница |
| Дуб, липа, ясень | Дуб, липа, ясень, падуб | Дуб, липа, ясень | Дуб, липа | Липа, дуб | Липа, дуб | Дуб, липа, вяз | Пихта |
| Орешник, вяз | Орешник, вяз, дуб | Орешник, дуб, вяз | Орешник, вяз | Орешник, вяз | Вяз, пихта | Ольха | Ель, береза |
| Береза, сосна | Береза, сосна | Береза, сосна | Береза, сосна | Береза, сосна | Лиственница | Береза, сосна, лиственница | Лиственница |

местная последовательность (табл. 25) была дополнена и проверена сведениями видов по разрезам позднеплейстоценовых отложений Дании, Кольского полуострова, побережий Белого моря и Новой Земли (табл. 26), а также отдельными данными по их распределению в разрезах межстадиальных и межледниковых морских отложений Северной Европы.

Оказалось, что некоторые из звеньев южноскандинавской последовательности «сжаты», тогда как северные (и наиболее ранние местные — межстадиальные, например датские) разрезы дают более развернутую последовательность. Причина «сжатости», очевидно, кроется в «кучности» миграционных групп, вторгавшихся в относительно южный Ослофьорд при быстром раннеголоценовом потеплении. Кроме того, удалось выяснить, что в последовательности этого района *Mya arenaria* L. занимает исключительно позднее положение. Этот вид вполне мог бы «прибыть» гораздо раньше, вместе с *Arctica islandica* (L.) и *Zirphaea crispata* (L.), как это имело место на побережьях Белого моря и Кольского полуострова в фазу «Tapes — II» голоценовой трансгрессии (Лаврова, 1960, 1968) или во время межледниковой бореальной трансгрессии на Северном Тимане (м. Святой Нос, сборы В. А. Дедеева, определения автора). Столь поздний срок миграции обусловлен, вероятно, местными условиями расселения. Такие же поправки внесены при определении места некоторых других видов (*Littorina littorea* L., *Hydrobia ulvae* (Penn)., *Macoma balica* (L.)).

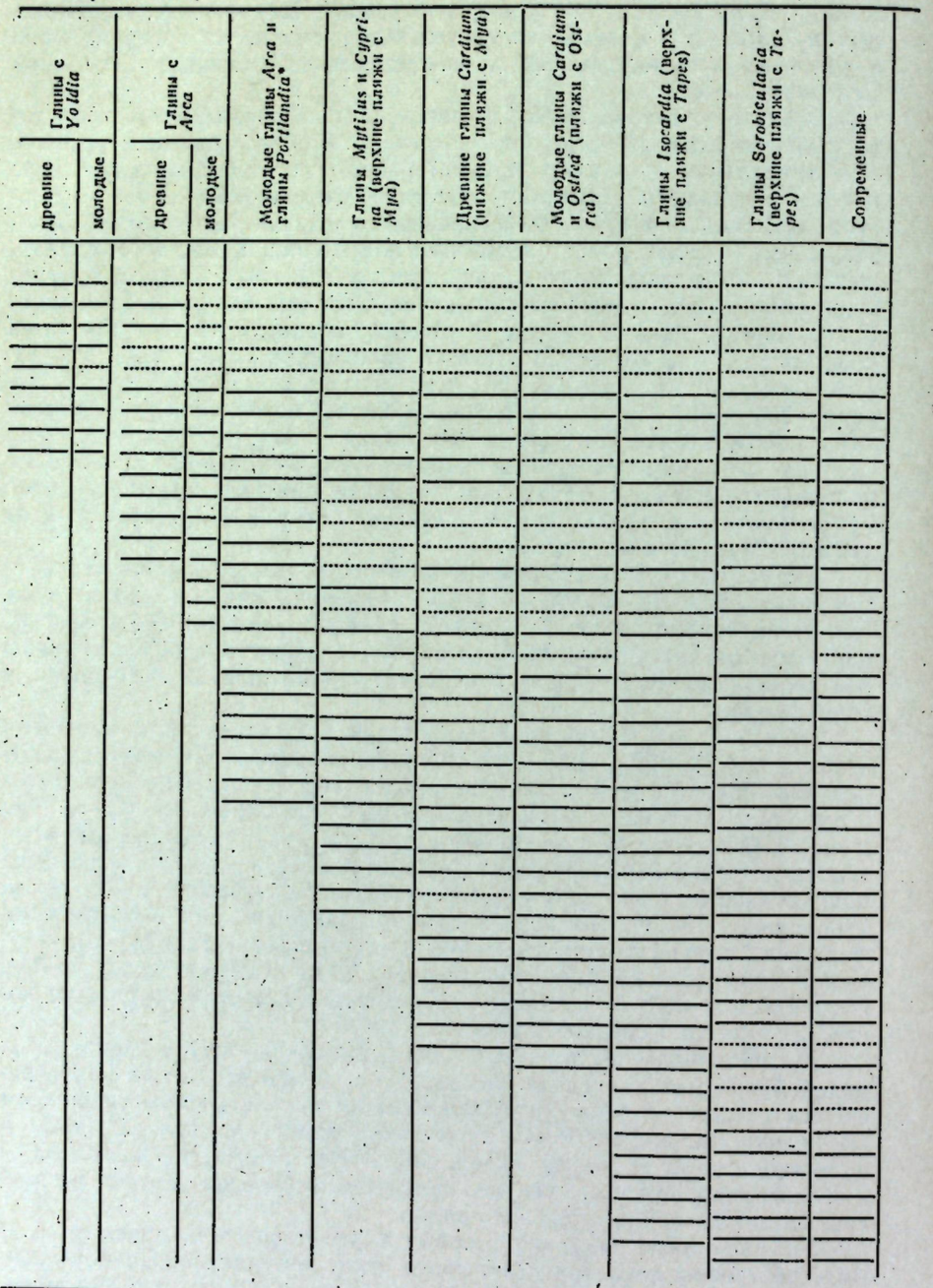
Южноскандинавскую последовательность можно дополнить группой видов, представленных в земских отложениях Дании и Нидерландов. Эти виды найдены в земе совместно с атлантическими (по возрасту) норвежскими иммигрантами и, очевидно, образуют еще более позднюю миграционно-климатическую группу, не проникавшую в голоцене в Осло-фьорд.

Общая схема миграционной последовательности для сублиторали и литорали Северной Европы и прилегающих областей Атлантики и Ледовитого океана (табл. 27) имеет абсолютное начало. Она начинается с пионерных видов — крайне эврибионтных *Hiatella arctica* (L.) и *Mya truncata* (L.), а также с *Portlandia arctica* (Gray), заселявшей дно моря непосредственно перед фронтом таявших ледников и населяющей ныне приледниковые воды и илистое дно высокоарктической сублиторали (Филатова, 1951). Последовательность заканчивается лузитанскими формами, живущими теперь к югу от Британского канала. Абсолютным концом должны быть тропические (сенегальские) виды, но они появлялись в плейстоцене лишь в Средиземном море и ни разу не достигали берегов Северной Европы.

Миграционная последовательность на уровне групп характерных видов может быть заменена последовательностью изменения зоогеографического состава фаун, определяемого по процентным соотношениям видов или индивидов. Результаты таких подсчетов, изображенные в виде таблиц или диаграмм (Троицкий, 1958), отражают общие тенденции миграционно-климатических изменений и меньше зависят от превратностей миграции отдельных видов.

Миграционные ряды характерных видов морских моллюсков могут быть построены пока для небольшого числа интервалов. Наиболее показателен ряд, восстанавливаемый для оптимальных условий последнего межледникового времени. По данным М. А. Лавровой и автора (Лаврова, Троицкий, 1960; Лаврова, 1961) для открытого морского прибрежья Северной Евразии он имел следующий вид: Белое море — *Nassa reticulata, Bittium reticulatum, Cardium pauticostatum, Spisula subtruncata, Corbula gibba*; Печорское море — *Spisula elliptica*; п-ов Ямал — *Astarte sulcata*; Таймырская низменность (западная часть) — *Cardium edule, Zirphaea crispata*; Таймырская низменность (средняя часть) —

Распределение раковин моллюсков в позднеплейстоценовых и голоценовых морских отло




* Их следует назвать «глины *Yoldiella*», так как они первоначально были названы по виду *Yoldiella* (=*Portlandia*) *lenticula*.

*Arctica islandica*; Хатангский залив — *Mytilus edulis*, *Macoma baltica*.

Для времени голоценового климатического оптимума (Загорская, 1959; Лаврова, 1960, 1968; Троицкий, 1961) миграционный ряд составляли: Кольский полуостров — *Chlamys septemradiatus*; Белоо море —



Таблица 25

жениях Осло-фьорда (по схеме Р. В. Фейлинг-Хансена из работы У. Хольтедаль, 1958)

| Виды | Вертикальное распространение (глубины обитания) | Географическое распространение: Арктические — высоко | Арктические — низко | Бореальные — высоко | Бореальные — средне | Бореальные — низко | Лузитанские |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Portlandia arctica* | 4—220 | + | | | | | |
| *Yoldia hyperborea* | 3—675 | + | + | | | | |
| *Sipho togatus* | 5—1200 | + | + | | | | |
| *Sipho islandicus* | 80—1270 | + | + | + | + | | |
| *Chlamys (Pecten) islandicus* | 9—320 | + | + | + | + | | |
| *Leda pernula* | 4—960 | + | + | + | + | | |
| *Neptunea despecta* | 0—1200 | + | + | + | + | + | |
| *Macoma calcarea* | 2—540 | + | + | + | + | + | |
| *Nucula tenuis* | 2—1200 | + | + | + | + | + | + |
| *Saxicava arctica* | 0—1290 | + | + | + | + | + | + |
| *Bathyarca (Arca) glacialis* | 5—2500 | + | + | + | + | + | |
| *Yoldiella (Portlandia) lenticula* | 0—1160 | + | + | + | + | + | |
| *Propeamussium (Pecten) groenlandicus* | 6—1000 | + | + | + | + | + | + |
| *Thyasira (Axinus) elexuosa* | 2—1200 | + | + | + | + | + | + |
| *Pecten septemradiatus* | 10—1900 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Leda minuta* | 4—360 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Macoma baltica* | 0—360 | ..... | + | + | + | + | + |
| *Astarte borealis* | 0—483 | ..... | + | + | + | | |
| *Trophon clathratus* | 3—1960 | ..... | + | + | + | | |
| *Astarte elliptica* | 5—320 | ..... | + | + | + | + | |
| *Buccinum undatum* | 0—1500 | ..... | + | + | + | + | |
| *Mya truncata* | 0—623 | ..... | + | + | + | + | + |
| *Zirphaea crispata* | 0—36 | ..... | ..... | + | + | + | |
| *Modiola modiolus* | 0—180 | ..... | ..... | + | + | + | |
| *Mytilus edulis* | 0—135 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Arctica (Cyprina) islandica* | 0—125 | ..... | ..... | + | + | + | |
| *Litorina litorea* | 0—350 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Cardium echinatum* | 0—145 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Emarginula fissura* | 0—180 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Aporrhais pespelicani* | 0—180 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Spisula (Mactra) elliptica* | 10—540 | ..... | ..... | + | + | + | |
| *Cardium edule* | 0—10 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Venus ovata* | 0—2380 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Patella vulgata* | 0—27 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Tares puliastra* | 0—35 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Pholas candida* | 0—15 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Ostrea edulis* | 0—80 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Tapes decussatus* | 0—35 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Tellina crassa* | 0—90 | ..... | ..... | + | + | + | + |
| *Isocardia cor* | 7—145 | ..... | ..... | ..... | + | + | + |
| *Pecten maximus* | 0—145 | ..... | ..... | ..... | + | + | + |
| *Trivia europea* | 0—180 | ..... | ..... | ..... | + | + | + |
| *Scrobicularia piperata* | 0—10 | ..... | ..... | ..... | + | + | + |
| *Tapes aureus* | 0—35 | ..... | ..... | ..... | + | + | + |
| *Tapes virgineus* | 0—325 | ..... | ..... | ..... | + | + | + |
| *Mya arenaria* | 0—100 | ..... | ..... | ..... | ..... | + | + |

*Cardium edule*; *Arctica islandica*; Новая Земля — *Buccinum undatum*, *Mytilus edulis*; Оленекский залив — *Macoma baltica*.

Наконец, современное распространение характерных тепловодных видов вдоль северных берегов Евразии можно рассматривать как сов-

Таблица 26

Миграционная последовательность морских моллюсков в позднеплейстоценовое время. Северная Европа

| Кольский полуостров, голоцен (по М. А. Лавровой, 1960) | Белое море, голоцен (по Лавровой, 1968) | о. Новая Земля, голоцен и поздний плейстоцен (по Загорской, 1959) | Дания, поздний плейстоцен (по Себрянному, 1965) |
|---|---|---|---|
| *Cardium edule, C. elegantulum, Astarte sulcata, Venus gallina, Spisula elliptica* | *Cardium edule* | | |
| *Mya arenaria, Zirphaea crispata* | *Arctica islandica, Mya arenaria* | | |
| *Arctica islandica, Chlamys septemradiatus, Modiola modiolus* | *Lacuna divaricata, Modiola modiolus, Cingula aculeus* | | |
| *Chlamys islandicus* | *Buccinum undatum, Hydrodya ulve, Crenella dessata, Mytilus edulis.* | | *Arctica islandica, Zirphaea crispata* |
| *Mytilus edulis, Macoma baltica* | *Littorina littorea, L. saxatilis, L. obtusata, Macoma baltica* | *Buccinum undatum, Chlamys islandicus, Mytilus edulis, Macoma baltica* | *Littorina littorea, Mytilus edulis* |
| *Propeamussium groenlandicum, Yoldia hyperborea, Portlandia arctica* | *Portlandia arctica* | *Hialella arctica, Mya truncata* | *Portlandia arctica, Hialella arctica, Mya truncata* |

Таблица 27

Миграционная последовательность характерных видов для плейстоцена Северной Европы (общая схема)

| Миграционные группы | Характерные виды | Современное географическое распространение |
|---|---|---|
| VII | *Mytilus linertus, Lucina divaricata, Tapes decussatus, Tellina crassa, Turbonilla crenata, T. elegantissima, Nassarius pigmaeus, Utriculus truncatulus, Syndesmia ovata, Odestoma turrita, Gastrana fragilis, Haminea navicula, Retusa alba* | Лузитанские |
| VI | *Pecten maximus, Cardium exiguum, Tapes aurens senescens, Abra nitida, Scrobicularia piperata, Isocardia cor, Lacuna vincta, Trivia europea, Eulimella nitidissima* | Бореально-лузитанские |
| V | *Homologyra atomus, Nassarius reticulata, Bittium reticulatum, Aloidis gibba, Spisula subtruncata, Cardium pauticostatum, Ostrea edulis, Pholas candida, Montacuta bidentata, Venus ovata, Tapes pullastra, Patella vulgata* | Бореально-лузитанские |
| IV | *Aporrhais pespelicani, Emargimela fissura, Abra alba, Chrysallida obtusa, Lucina borealis, Cardium echinatum, C. elegantulum C. fasciatum, Venus gallina, Astarte sulcata, Spisula elliptica, Cardium edule* | Бореальные, заходящие в лузитанские воды |
| III | *Pecten septemradiatus, Arctica islandica, Zirphaea crispata, Mya arenaria, Modiola modiolus, Lacuna divaricata, Cingula aculeus, Nuccella lappillus* | Бореальные |
| II | *Buccinum undatum, Littorina littorea, L. obtusata, L. rudis, L. saxatilis, Chlamys islandicus, Mytilus edulis, Crenella decussata, Macoma baltica* | Преимущественно бореальные, заходящие в арктические воды |
| I | *Propeamussium groenlandicum, Bathyarca glacialis, Yoldiella lenticula, Sipho curtus, Hialella arctica, Mya truncata, Macoma calcarea, M. torelli, Portlandia arctica* | Высокоарктические, панарктические или широкоэврибионтные |

временный миграционный ряд: Тронхеймс-фьорд — *Pholas candida*; Северная Норвегия — *Abra prismatica*; Западный Мурман — *Chlamys sulcata, Ch. septemradiatus, Venus gallina;* Восточный Мурман — *Astarte sulcata, Cardium edule, C. elegantulum, C. echiuatum, C. fasciatum, Spisula elliptica*; Канино-Колуевский район — *Modiola modiolus, Arctica islandica:* Новая Земля (юго-запад) — *Mya arenaria*; Карское море (юго-запад) — *Mytilus edulis, Crenella decussata, Chlamys islandicus, Macoma baltica.*

В этом ряду закономерно убывает термофильность видов: от лузитано-бореального *Pholas candida* до последней группы преимущественно бореальных форм. Современный ряд хорошо отражает общую тенденцию сокращения численности и уменьшения роли тепловидного элемента с

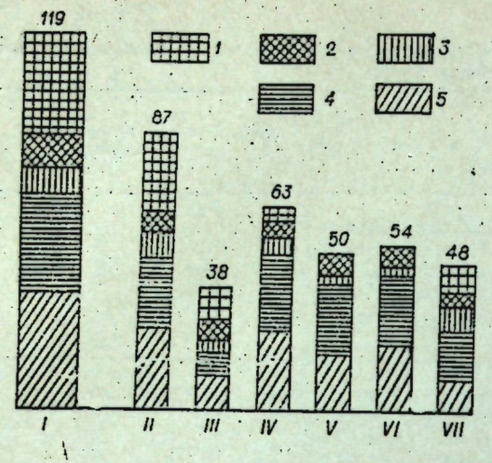



*Рис. 21.* Число видов и зоогеографический состав фауны двустворчатых моллюсков северных морей СССР (по З. А. Филатовой, $1957_2$).

*I* — все северные моря СССР; *II* — Баренцово; *III* — Белое; *IV* — Карское; *V* — Лаптевых; *VI* — Восточно-Сибирское; *VII* — Чукотское моря.

*1—5* — зоогеографические группы видов: *1* — бореальные и преимущественно бореальные, *2* — арктическо-бореальные, *3* — нижнеарктические, *4* — высокоарктические, *5* — арктические циркумполярные. Цифры над колонками — число видов.

запада на восток в морях северного побережья Евразии (рис. 21, 22).

Миграционная последовательность и миграционный ряд морских моллюсков являются важным средством детальных расчленения и корреляции морского плейстоцена и голоцена.

В тех географических пределах, в которых миграционная последовательность характерных видов остается неизменной, на ней можно основывать как разделение, так и корреляцию частных разрезов. Последняя будет простой, прямой. Появление в последовательности новых характерных видов и их групп (особенно принадлежащих к смежной зоогеографической группе) служит признаком размещения данного разреза в ином палеобиогеографическом районе. В его пределах прежние характерные виды и их группы займут уже несколько иное стратиграфическое положение (рис. 23), а сопоставление слоев станет возможным лишь с помощью миграционного ряда.

Местные последовательности нескольких смежных районов, состоящие из одинакового числа миграционных групп, при сопоставлении между собою должны ( в идеальном случае) давать систему непрерывных миграционных рядов. Эта идея, собственно говоря, заложена в схеме изменения местной растительности в ледниковую и межледниковую эпохи, составленную М. П. Гричук (1961) для лесной полосы Евразии (рис. 24), но она имеет гораздо более общее значение и применима для последовательностей и рядов, состоящих из представителей любых групп органического мира.

Миграционная последовательность и миграционный ряд могут проявиться достаточно полно только в монофациальных и непрерывных разрезах (этим, в частности, и объясняется стремление многих стратиграфов-четвертичников «в глубь океана»). Такие разрезы будут играть роль типичных и опорных.

В полифациальных разрезах морских отложений миграционная последовательность будет затушевываться «фациальным фоном». Поправка на фациально обусловленные изменения может быть весьма значительной. Так, в современных северных морях СССР рубеж распространения

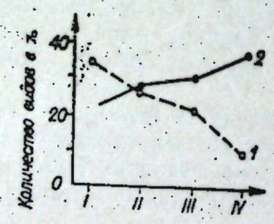



*Рис. 22.* Изменение роли бореальных и арктических видов в составе местных фаун морей, омывающих северные берега Европы (по З. А. Филатовой, $1957_2$).

*I* — Северная Норвегия; *II* — Западный Мурман; *III* — Восточный Мурман; *IV* — канино-колгуевское мелководье; *1* — бореальные виды, *2* — арктические виды.



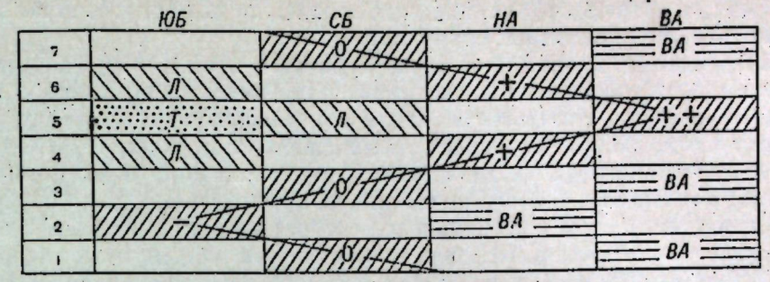



*Рис. 23.* Изменение стратиграфического положения отложений с остатками различных характерных видов морской фауны в идеальных разрезах смежных биогеографических областей, вызванное вековыми колебаниями температуры морских вод (теоретическая схема).

Буквами обозначены условные колонки разрезов в смежных подобластях: ЮБ — Южно-Бореальная, СБ — Северо-Бореальная, НА — — Нижнеарктическая, ВА — Высокоарктическая; *1—7* — изохронные слои; О — местная «стандартная» фауна; знаки «+», «++», «—» указывают на присутствие той же фауны, являющейся более тепловодной или более холодноводной, чем местная; слои с видами: Л — лузитанскими, Т — тропическими, ВА — высокоарктическими.

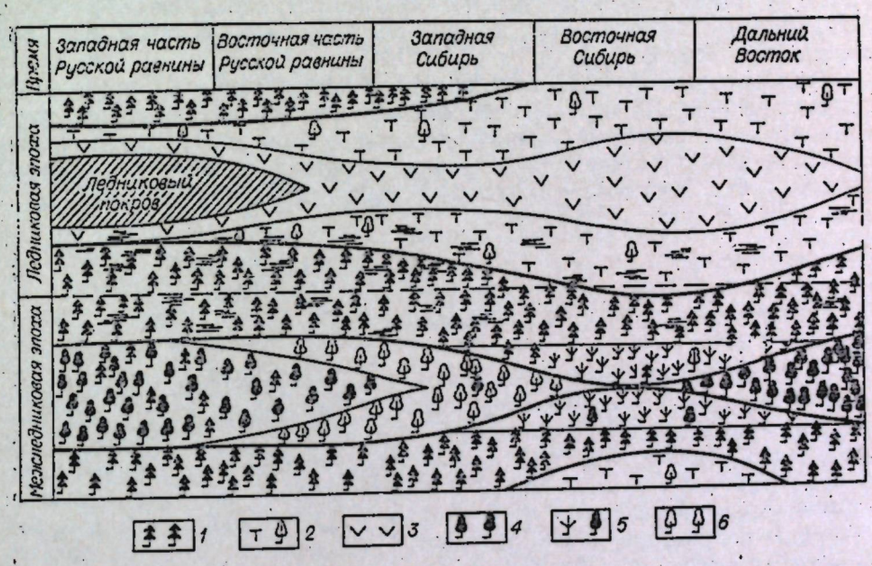



*Рис. 24.* Схема местных особенностей развития лесов в межледниковую и ледниковую эпохи (Гричук, 1961).

*1* — темнохвойные леса; *2* — березовые и лиственные редколесья; *3* — безлесные ландшафты; *4* — широколиственные леса; *5* — кедрово-сосновые леса с широколиственными породами; *6* — березовые леса («белая тайга»).

бореальных моллюсков в литорали и верхней сублиторали выдвинут на 500 км (!) в пределы нижнеарктических вод по сравнению с его положением в средней — нижней сублиторали (Филатова, $1957_{1,2}$). Соответственно смена в разрезе прибрежных фаций накоплениями открытого шельфа в подобном районе отразится на составе фауны аналогично понижению температуры без какого бы то ни было ухудшения общих температурных условий.

При резкой полифациальности непрерывного разреза придется иметь дело с «пестрой», сложной последовательностью, составленной из представителей различных групп органического мира. Биостратиграфическая интерпретация такой последовательности усложняется, но не становится невозможной, так как несмотря на разнообразие

конкретных проявлений, их общая направленность, обусловленная ходом климатических изменений, сохраняется.

Перерывы в накоплении слоев отразятся в виде разрывов миграционной последовательности, «стыков» различных по положению в ней видов и их групп. Наиболее сложным для расшифровки может оказаться наложение резко разновозрастных слоев, содержащих (вследствие рекурренции) остатки видов, смежных по положению в миграционной последовательности. В этом случае ничто, кроме установления перерыва, его локального или регионального характера с помощью прямых геологических наблюдений или определения абсолютного возраста, не сможет раскрыть истинного или ложного характера непрерывности миграционной последовательности, единой или состоящей из двух самостоятельных, но как будто бы продолжающих одна другую частей.

Приведенные в начале раздела примеры миграционных последовательностей и рядов, полученные из наблюдений за распределением характерных видов и их групп по разрезам, расположенным в высоких и умеренных широтах Евразии, являются местными их вариантами. В других областях земного шара их заменят иные последовательности и ряды. Общим останется лишь характер изменений и соответственно подход к анализу биостратиграфического материала, основанный на миграционно-климатическом объяснении изменения состава местных ископаемых фаун и флор.

Миграционные последовательности и ряды наиболее применимы в детальной биостратиграфии плейстоцена и голоцена как индикаторы закономерных изменений органического мира, вызванных климатическими переменами. Они дополняют арсенал биостратиграфических методов в интервалах, на протяжении которых нельзя проследить филогенетическую последовательность видов.

### Выводы

Раздел, посвященный общим основам стратиграфии плейстоцена, можно завершить словами Ван-дер Флерка, что подразделение плейстоцена было бы безнадежным в случае, если бы не были открыты исключительные обстоятельства, а именно — климатические колебания. В ледниковых районах изучение морен и террас создает базу для подобных климатических подразделений. Однако и в других районах можно видеть явления, вызванные оледенением. Последние десятилетия прослеживание их стало легче благодаря палинологии... Тем же путем можно дать характеристику межледниковьям и меньшим подразделениям (Vlerk, 1957).

Палеоклиматическая сущность биостратиграфии плейстоцена позволяет рассматривать ее как часть стратиграфической палеоклиматологии, использующей в стратиграфических целях любые источники информации и методы восстановления климатов геологического прошлого и хода их изменений. Для этих реконструкций органические остатки дают наиболее массовый и надежный материал. Однако климатические условия могут быть восстановлены и по литологическим, физическим и химическим характеристикам отложений, отражающим термические или ландшафтно-зональные особенности литогенеза. Можно предвидеть время, когда развитие физико-химических, изотопных и ядерных методов определения палеотемператур и абсолютного возраста сделает построение палеотемпературных кривых и их сопоставление основным методом четвертичной стратиграфии, но пока это время еще не наступило.

Прямые корреляции температурных кривых привлекают своей простотой, но в этих графиках остается скрытой палеонтологическая и



палеобиогеографическая основа расчетов температур, нередко далеких от совершенства. Поэтому основным методом расчленения и корреляции плейстоцена на основании палеонтологических данных остается выявление последовательности местных фаун и флор, составление схем их изменения, определения числа и последовательности горизонтов с характерными видами и группами разного типа, выделение из их состава характерных видов и групп видов, построение местных миграционных последовательностей и сопоставление их между собою с помощью миграционных рядов и прослеживания трасс миграционных потоков.

Затруднения, создаваемые рекуррентностью плейстоценовых миграционных фаун и флор, частично преодолеваются путем выявления немногочисленных руководящих, а также показательных (местных) видов и родов, посредством применения абсолютных датировок слоев или привлечения чисто геологических свидетельств необратимости хода геологического развития той или иной области.

## Глава V

## ОБЩАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЗРЕЗОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОРСКИХ ФАЦИЙ

Располагая общими сведениями о плейстоцене сибирских равнин, условиях его залегания, о предложенных схемах разделения и дискуссионных вопросах, а также уточнив теоретические основы разделения и корреляции плейстоцена, можно перейти к оценке общего объема и структуры информации о разрезах плейстоценовых отложений, которой располагает исследователь. Автор поставил перед собой задачу выделить из плейстоценовой толщи морские слои, изучить их особенности и внутреннее строение, наметить корреляционные признаки, а также восстановить историю их формирования.

Нас будет интересовать не история накопления сведений, освещенная достаточно полно в работах В. А. Обручева (1931—1937, 1947—1955), В. Н. Сакса (1953, 1963) и выпусках «Геологической изученности СССР», а оценка данных, накопленных к настоящему времени.

Основные сведения о разрезах плейстоценовых отложений получены при проведении маршрутных исследований (до 1946 г.), государственной геологической съемке мелкого (до 1956 г.) и среднего масштабов, бурения скважин и изучении их кернов, а также при специальных стратиграфических исследованиях.

Естественные разрезы, исследованные геологами-съемщиками, исчисляются десятками тысяч, но благодаря особенностям залегания плейстоцена и равнинному рельефу мощность вскрытых ими отложений ограничена обычно первыми десятками метров. Обнажения, по которым удается проследить слои мощностью до 80 м, единичны. Таким образом, наиболее изученной оказывается только верхняя часть общего разреза плейстоценовой толщи. Заметим, кстати, что прямым следствием этого является наименьшее число расхождений во взглядах на ее строение и стратиграфическое расчленение.

Обычная схема исследования разрезов состояла из послойного литологического описания и определения макроскопических остатков органического происхождения. Как правило, отмечался петрографический состав грубых обломков пород, определявшийся визуально. Обломки экзотических пород исследовались микропетрографическими

методами. Из числа органических остатков определялись главным образом раковины моллюсков и усоногих раков, кости млекопитающих, древесина, шишки хвойных деревьев, редко — остатки мхов и трав, плоды и семена из торфяных прослоев. Минеральный и гранулометрический состав песков и алевритов, минералогия и геохимия глин, ископаемые пыльца, споры, диатомовые, фораминиферы и остракоды определялись из единичных образцов.

Комплексные исследования меньше всего затрагивали морские слои, поскольку для характеристики последних считалось достаточным определение общего литологического облика и состава макрофауны. Результаты позволили получить общее представление о генезисе и климатических условиях формирования того или иного слоя, вполне устраивавшее геолога-съемщика и не утратившее значения при обобщении материала стратиграфом.

Геологосъемочные работы создали хорошую общую основу для детальных стратиграфических работ, позволили определить некоторые основные задачи и объекты, заслуживающие более пристального изучения. Их ценнейшим результатом явилось описание многочисленных разрезов с остатками морских моллюсков, изучение которых дает богатый материал для биостратиграфических и палеобиогеографических построений.

Наиболее полные разрезы дали буровые скважины, пройденные при поисках, разведке полезных ископаемых, изысканиях под строительство и (в небольшом числе) при геологической съемке. Специальное стратиграфическое бурение, к сожалению, было и остается недоступной для геологов-четвертичников роскошью. Общее число скважин в границах распространения морского плейстоцена превышает 1500, однако сведения, полученные при их проходке, далеко не равноценны. Прежде всего, лишь немногие из них бурились с полным отбором керна и подробным описанием плейстоценовой части разреза. Обычный результат, представляющий ценность для стратиграфа, ограничивался схематическим послойным описанием литологии пород, определением макрофауны, установлением общей мощности и положения подошвы. Лучшие разрезы были получены в Нижнем Приобье, южной части Тазовского полуострова, в низовьях Енисея и бассейне его среднего течения, а также по некоторым скважинам между городами Дудинкой и Норильском.

Изучение керна этих скважин, наряду с исследованием опорных обнажений и обобщением результатов геологической съемки, легло в основу всех общих стратиграфических схем, созданных за последние 25 лет.

С 1954—1957 гг. наметился переход к более детальным послойным (и «внутрислойным») литологическим и палеонтологическим исследованиям разрезов. В программу биостратиграфических работ начали входить палеоэкологические наблюдения, методы количественного учета. Началось применение методов ядерной геохронологии и палеомагнитных измерений. Для этого периода характерно стремление к комплексному изучению разрезов, получению ряда независимых данных об условиях формирования отложений, существования флоры, фауны и их изменениях во времени. Оно диктовалось необходимостью повысить надежность и точность стратиграфических построений путем увеличения числа признаков, по которым проводится разделение и корреляция разрезов.

Специальные стратиграфические работы выполнялись несколькими группами исследователей, созданными Всесоюзным геологическим институтом (ВСЕГЕИ), Научно-исследовательским институтом геологии Арктики (НИИГА, в настоящее время Севморгео), Всесоюзным нефтяным геологоразведочным институтом (ВНИГРИ), Московским



государственным университетом (МГУ), Геологическим институтом Академии наук СССР (ГИН) и Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР (ИГиГ). Их проводили и возглавляли С. П. Альтер, С. Г. Боч, В. С. Волкова, В. А. Зубаков, И. И. Краснов, Т. И. Руденко, В. К. Хлебников, С. В. Эпштейн (ВСЕГЕИ); Н. Г. Загорская, О. В. Суздальский, В. Д. Крюков (НИИГА); Н.Г. Чочиа (ВНИГРИ); Г. И. Лазуков, А. И. Попов (МГУ); С. А. Архипов (ГИН, ИГиГ); Н. В. Кинд и Ю. А. Лаврушин (ГИН). Работой двух стратиграфических групп НИИГА и ИГиГ СО АН руководил автор.

В изучении разрезов и коллекций участвовало большое число специалистов-палеонтологов и литологов. Основная часть исследований выполнена В. И. Гудиной и В. Я. Слободиным (фораминиферы), О. Э. Лев (остракоды), Г. А. Балуевой, М. Г. Кипиани, В. П. Никитиным, О. Н. Станищевой (семенные флоры), А. И. Зубковым и В. Д. Нащокиным (древесина, остатки растений), М. В. Барковой, Л. В. Голубевой, З. П. Губониной, Е. Е. Гуртовой, В. В. Зауэр, Е. В. Кореневой, Г. М. Левковской, Ф. М. Левиной, Т. П. Левиной, О. В. Матвеевой, Н. С. Соколовой (спорово-пыльцевые спектры), З. В. Алешинской, А. М. Белевич, Н. Г. Заикиной, Т. А. Мотылинской, Н. А. Скабичевской (Халфиной) (диатомовые водоросли), Ф. С. Бузулуцковым, А. В. Гольбертом, С. С. Сухоруковой, Н. С. Спиро, Е. В. Шумиловой (литология и геохимия). Определение коллекций раковин морских моллюсков выполнено в основном В. Н. Саксом и С. Л. Троицким. Часть сборов определили В. В. Вдовин, В. С. Зархидзе, Н. Г. Загорская, Ю. Н. Кулаков, Н. Н. Куликов, М. А. Лаврова, В. С. Ломаченко, А. П. Пуминов, Д. В. Семевский, С. А. Стрелков, И. И. Харкевич. Большую коллекцию гастропод исследовал А. Н. Голиков.

В результате геологосъемочных и специальных стратиграфических работ наиболее изученными оказались разрезы, концентрирующиеся на семи территориях: Нижнеобской, Тазовской, Большехетской, Усть-Енисейской, Западнотаймырской, Норильско-Дудинской и Среднеенисейской.

Разрезы, расположенные в их пределах, содержат 935 местонахождений моллюсков, 105 — фораминифер, 58 — остракод, 61 — семенной флоры. Для 85 разрезов получены спорово-пыльцевые спектры и диаграммы, 60 — исследованы литолого-геохимическими методами. В единичных разрезах найдены остатки морских млекопитающих, рыб, иглокожих. Общее представление о характере полученных материалов и распределении разрезов дают табл. 28—32, карты (рис. 25—28), таблицы и карты местонахождений плейстоценовых морских моллюсков (см. прил., рис. 49—57). Табл. 28 и 29 характеризуют комплексность изучения разрезов.

Кроме семи территорий, перечисленных выше, следует отметить восточную часть Югорского полуострова с 11 местонахождениями морских моллюсков и усоногих, центральную и восточную части Таймырской низменности (138 местонахождений) и Новосибирские острова, где найдено более 9 разрезов с морскими моллюсками и из 11 разрезов определены остатки растений, пресноводных моллюсков и кости крупных млекопитающих. Однако в этих краях почти нет разрезов, исследованных комплексно.

Данные таблиц и карт освещают достаточно и полно общую изученность разрезов в области распространения морских фаций и, во всяком случае, охватывают сведения о всех разрезах, послуживших основой для тех или иных стратиграфических схем и представлений.

Несмотря на лучшую изученность разрезов и более компактное их расположение в пределах перечисленных выше семи территорий и даже на то, что в их пределах расположено большинство стратотипов и опорных стратиграфических разрезов почти всех вспомогательных

Таблица 28

**Местонахождения фораминифер в плейстоцене сибирских равнин и современных донных осадках Карского моря**

| № по рис. 25 | Местонахождение | Абсолютные отметки (или глубина, для морских станций), м | Стратиграфическое положение слоев (по первоисточнику) | Примечания | Источник |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Р. Харасовей, обн. 74 | 8—6 | Верхнечетвертичная морская толща, глинистый горизонт | В слое с *Propeamussium* sp., *Astarte montagu* | Сборы В. А. Даценко, 1954 г., определения З. Г. Щедриной |
| 2 | Байдарацкая губа, восточный берег, обн. 1055 | | То же, глинистый горизонт | В слое с *Arctica islandica* | Сборы Ю. Н. Кулакова, 1953 г., определения З. Г. Щедриной |
| 3 | Р. Щучья, скв. 5, Лабораторский профиль | —18; —75—83 | Салемальские слои | | Гудина, 1966 |
| 4 | Скв. 1, профиль Щучья — Новый Порт | —30 до 170 | » » | | » » |
| 5 | Скв. 5, тот же профиль | —120 до 240 | » » | | » » |
| 6 | Скв. 7, » » | —95 до 195 | » » | | » » |
| 7 | Скв. 1, пос. Новый Порт | | Санчуговский горизонт | | Ф. Левина, 1961, определения В. А. Басова, З. Г. Щедриной |
| 8 | Скв. 3, м. Трехбугорный | | То же | | Те же |
| 9 | Скв 4, профиль Щекурья — Саранпауль | +25 до —40 | Салемальские слои | | Гудина, 1966 |
| 10 | Скв. 3, профиль тот же | 12—8 | » » | | » » |
| 11 | Скв. 7, профиль Мужи — Тильтим | 120—60 | » » | | » » |
| 12 | Скв. 4, тот же профиль | 100 до 170 | Салемальские, обские, тильтимские слои | Только планктонные | » » |
| 13 | Скв. 3, » » | 150 до —18 | Салемальские и обские слои | В салемальских — единично планктонные | » » |
| 14 | Скв. 2, » » | 90—30 | Обские и тильтимские слои | | » » |
| 15а | Скв. 1, » » | 83 до —150 | Салемальские, обские, тильтимские слои | | » » |
| 15б | Скв. 11, у пос. Мужи | около —100 | Мужинская свита, миоцен | В слое с *Propeamussium groenlandicum* | Зайонц, Крапивнер, 1967, определения З. И. Зельмановой |
| 16 | Скв. 2, профиль Азовы — Мужи | —80 до 115 | Салемальские и обские слои | | Гудина, 1966 |
| 17 | Скв. 1, тот же профиль | —70 до 105 | То же | | » » |
| 18 | Скв. 4, пос. Горно-Князевское | около —75 | Мужинская свита, миоцен | Слои с *Propeamussium groenlandicum* | Зайонц, Крапивнер, 1967, определения З. И. Зельмановой |
| 19 | Скв. 2, Ярсалинский профиль | —110 | Салемальские слои | | Гудина, 1966 |
| 20 | Скв. 3, тот же профиль | —23 до —140 | » » | Слои с *Propeamussium groenlandicum* | » » |
| 21 | Скв. 9, Сангомпанский профиль | —75 до —95 | » » | | » » |
| 22 | Скв. 17, Ярсалинский профиль | —115 до —182 | Салемальские, обские слои | На отметках —45 до—95 единичные планктонные | » » |
| 23 | Скв. 26, Полуйский профиль | 0 до —200 | Салемальские, обские, тильтимские слои | Только планктонные | » » |
| 24 | Скв. 21, » » | —115 до —140 | То же | —80 до —115 и —140 до до—167, только планктонные | Гудина, 1966; Галеркина, Лазуков, 1960; определения В. И. Гудиной и В. А. Басова |
| 25 | Скв. 19, » » | —25 до —90 | Салемальские слои | | Те же |
| 26 | Скв. 15, » » | —30 до —85 | Салемальские, обские слои | Слой с *Propeamussium groenlandicum* | » |
| 27 | Скв. 14, » » | —70 | Салемальские слои | 1 раковина | Гудина, 1966 |
| 28 | Скв. 5, » » | —40 до —85 и 140 до —155 | Салемальские, обские слои | | » » |
| 29 | Скв. 5, р. Ярудей | —25 до —53 | Салемальские слои | | » » |
| 30 | Скв. 6, Ярсалинский профиль | —10 до —30 и —102 | » » | | » » |
| 31 | Скв. 12, » » | —60 до —110 | » » | | » » |
| 32 | Скв. 29, » » | —22 до —85 | » » | | » » |
| 33 | Скв. 16, Ярсалинский профиль | —100 до —170 | Салемальские слои | | » » |
| 34 | Скв. 8, профиль Ныда — Самбург | —10, —48, —80 до —105 | » » | Единичные раковины | » » |
| 35 | Скв. 56, » » | 52 | » » | 1 раковина | » » |
| 36 | Скв. 31, » » | 52 | » » | » » | » » |
| 37 | Скв. 49, » » | —90 | » » | » » | » » |
| 38 | Скв. 1-РДО, пос. Тазовское | —60 до —120 | » » | | » » |
| | | —107 до —113 | | | |
| 39 | Р. Б. Юган, юганский отторженец | 40—30 | Аналоги обских слоев | По С. Б. Шацкому (1965) морена | Зайонц, Холодова, 1968 |
| 40 | Енисейский залив, о. Малый Крестовский | | | | Сакс, 1953 |

Продолжение табл. 28

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| 41 | Скв. 3, Сопочно-Каргинский профиль | 25; —13 до —35 | Санчуговская подсвита; санчуговские слои, пачка Б | Нижний слой с офиурами и *Bathyarca* | Загорская и др., 1965; Троицкий, 1966; определения В. Я. Слободина |
| 42 | Скв. 2, тот же профиль | 34, 18, —24 до —68 | То же | — | Те же |
| 43 | Скв. 1, » » | 12 до —36 | » | | » |
| 44 | Нордвик, в скважинах | | Санчуговская свита | | Сакс, 1953 |
| 45 | Скв. 3, устье р. Котуй | —161 до —168 | Среднечетвертичные морские отложения; болгохтохские слои | В слое с *Nucula* sp. | Сакс, 1953; Гудина, 1969 |
| 46 | Около пос. Иннокентьевского, обн. 12 | | Санчуговские слои | Единичные формы | Троицкий, 1966 |
| 47 | Зим. Кареповское | 50—0 | Санчуговские слои, казанцевские слои | | Гудина, 1969 |
| 48 | Зим. Пустое, обн. 7—9 | 50—0 | То же | | » » |
| 49а | Яковлевская площадь, скв. 7 | —7; —60 | Санчуговские слои, пачка Г; мессовские слои | | Троицкий, 1966; определения В. Я. Слободина |
| 49б | » » скв. 12 | 35 | Санчуговские слои, пачка Г | | Те же |
| 50 | Енисей, р. Аща-яха, обн. 330 | | Санчуговские слои | | » |
| 51 | Енисей, обн. Ладыгин яр | | » » | 1 раковина | Сухорукова, Гудина, 1969 |
| 52 | Енисей, обн. 19 выше с. Казанцево | | » » | | Гудина, 1969 |
| 53 | Енисей, Луковая протока, обн. 62 | 20 | Казанцевские слои | | Сборы С. Л. Троицкого 1966; определения В. И. Гудиной, В. Я. Слободина |
| 54 | М. Селякин, обн. 20—21 | 24 | Санчуговские слои | | Гудина, 1969 |
| 55 | Р. Санчуговка, обн. 4т, обн. 29с; обн. 145сз | 24—6 | » » | В слое с *Yoldiella lenticula*, *Propeamussium* sp. | Сакс, Антонов, 1945; Слободин 1967 |
| 56 | Енисей, против о. Никитинского, правый берег, обн. 4—6с; 128сз. | | » » | В слое с *Y. lenticula*, *Y. fraterna* | Гудина, 1969; Данилов, Недешева, 1969 |
| 57 | Р. Ярьяхамал, обн. 8 | 60 | Казанцевские слои | Единичные формы | Материалы С. Л. Троицкого; определения В. И. Гудиной |



| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 58 | Скв. 111, р. Сухая Дудинка | —40 до —46 | Санчуговские слои | | Материалы С. Л. Троицкого; определения В. Я. Слободина |
| 59 | Р. Нижняя Агапа, обн. 1 | 107—117 | Санчуговские или казанцевские слои | | Гудина и др., 1968; Гудина, 1969 |
| 60 | Оз. Пясино, обн. 394 | 40 | | | Материалы Ю. Н. Михалюка; определения В. Я. Слободина |
| 61 | Оз. Пясино, западный берег, обн. 900 | 40 | | | Те же |
| 62 | Р. Хараелах, Норильская котловина | 85—95 | Позднеледниковые отложения | | Данилов и др., 1967; определения Г. Н. Недешевой |
| 63 | Скв. 17, Большехетская площадь | 25; 0 до —100 | Казанцевские, санчуговские слои | | Гудина, 1969 |
| 64 | Скв. 7, » | 14; —19 до —50 | Санчуговская подсвита | | Загорская и др., 1965 |
| 65 | Скв. 5, » | 21 до —37 | » » | | » » |
| 66 | Скв. 10, » | | Казанцевские слои | | Гудина, 1969 |
| 67 | Скв. 2, 5, 6, 9, профиль на возвышенности 181 | 130 до —30 | Санчуговские и туруханские(?) слои | | Махотина, Колокольцева, 1962; определения В. Я. Слободина |
| 68 | Скв. 28, Большехетская площадь | 54—52; 20 до —10 | Кочоские слои, устьсоленинские слои | | Суздальский и др., 1965 |
| 69 | Скв. 27, » | 70 до 34 | Кочоские слои | Слои с *Mytilus edulis* | » » |
| 70 | Скв. 29, » | —30 до —102 13; —81 | Устьсоленинские слои, пачка песков и галечников; варомыяхинские слои | | » » |
| 71 | Р. Б. Хета, около устья р. Соленой, обн. 2 | | Устьсоленинские слои | | Суздальский и др., 1965 |
| 72 | Скв. 31, Большехетская площадь | 43 до 0; —34 до —52 | Кочоские слои, устьсоленинские слои | | » » |
| 73 | Скважины Долганского профиля | | Санчуговские слои | | Сакс, 1953; Герке, 1951 |
| 74 | Скв. 4, Малохетская площадь | —29 до —46 | Санчуговский горизонт | В слоях с *Yoldiella lenticula* | Сакс, Антонов, 1945 |
| 75 | Скв. 3, Большехетская площадь | 47; —3 до —56 | Санчуговская подсвита | На 47 м — 2 раковины | Загорская и др., 1965 |
| 76 | Скв. 4, » | 62 | » » | Единичные | » » |
| 77 | Скв. 3, Дудинский профиль | —54 до —73 | Туруханская свита | | Загорская и др., 1965 |
| 78 | Скв. 4, Дудинский профиль | около —50 | Аналоги слоев в скв. 3 | | |
| 79 | Скв. С-11, к востоку от г. Дудинки | 12 до 11; —25 до —75; —100; —125 до —165 | Каргинские слои | На —100 м единичные | Суздальский, 1967 |

Окончание табл. 28

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| 80 | Р. Вологочан, обн. 945 | 37 до 35 | Санчуговские слои | | Михалюк и др., 1960 |
| 81 | Скв. Б-7, р. Болгохтох | 81 до 40; —12 до —29; —67 до 83 | » » Туруханские слои | | Гудина, Корчагина и др., 1968 |
| 82 | Р. Ямная, обн. 37 | 76 до 70 | Санчуговские слои | В слое с *Cyrtodaria, Mya truncata, Hiatella* | Михалюк и др., 1960 |
| 83 | Р. Тукаланда, Норильское плато | 300 до 360 | Зырянские и каргинские слои | Во вторичном залегании | Гольберт и др., 1971 |
| 84 | Скв. 10, Игарский профиль | —6 | Санчуговские слои | | Архипов и др., 1968 |
| 85 | Скв. 6, » » | —30 до —50 | » » | | » » |
| 86 | Скв. 5, Ермаковская площадь | —25 до —28; —48 | Санчуговская подсвита | | Загорская и др., 1965 |
| 87 | Скв. 3, » » | 22 до —20 | » » | | » » |
| 88 | Скв. 2, » » | —8 до —18 | » » | | » » |
| 89 | Скв. 3, Игарский профиль | —26 до —33 | » » | | » » |
| 90 | Скв. 30, Туруханский профиль | Интервал 30,5—55,1 | | | Материалы Е. В. Фрейман |
| 91 | Скв. 28, » » | —64; —96 до —128 | Санчуговская подсвита, туруханская свита | | Загорская и др., 1965 |
| 92 | Скв. 24, Туруханский профиль | —89 до —107 | Туруханская свита | В слое с *Yoldiella fraterna* | Гудина, Гольберт, 1962; Загорская и др., 1965 |
| 93 | Скв. 36, » » | Интервал 207—211 | | | Материалы Е. В. Фрейман |
| 94 | Енисей у пос. Пупково | Около 25 | | | Материалы С. Л. Троицкого; определения В. И. Гудиной |
| 95 | Скв. 2, Верещагинский профиль | —38 | Санчуговская подсвита | Единичные раковины | Загорская и др., 1965 |
| 96 | Р. Б. Комса, обн. 591 | 80 | Санчуговские слои | » » | Архипов и др., 1968 |
| 97 | Скв. 5 и другие скважины Междухетского профиля | 52 до —3; максимумы 17—25 и 0 до —3 | » » | | Гудина, 1969; Сакс, 1953 |
| 98 | Скв. 2, Большехетская площадь | 7 до —11 | Санчуговская свита | | Загорская и др., 1965 |
| 99 | Р. Агапа, м. Колхозник, обн. 34 | Около 32 | Казанцевские слои | Над песками с *Arctica islandica* | Гудина, 1969 |
| 100 | Р. Агапа, обн. 33 | 50 до 30; 30 до 18 | Дюрюсские слои | Слои с *Portlandia arctica* | » » |
| 101 | Р. Агапа, обн. 26 и 27 | 50 до 40; 40 до 18 | Казанцевские слои | Слои с *Mytilus edulis* | » » |
| 102 | Междуречье Пура и Агапы | 180—201 | » » | В разрезе камового холма | Михалюк, 1965 |
| 103 | Р. Агапа около устья р. Удоверьяха, обн. 14м (=обн. 21—22т). | 40—20 | Казанцевские слои | Во вторичном залегании | » |
| 104 | Р. Б. Хета, обн. 95А/17 | Около 20 | Казанцевский горизонт | Единичные | Сакс, Антонов, 1945 |
| 105 | Р. Вологочан, обн. 312 | 96 до 90 | | В песках с *Astarta compressa, Mya truncata, Macoma calcarca* | Михалюк и др., 1960 |
| 106 | Енисей, 2,5 км выше с. Казанцево | 60—7 | Санчуговский, казанцевский, зырянский горизонты | | Данилов, Недешева, 1969 |

*Карское море* (станции)

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| А | «Могилев»-417 | —180 | Современные осадки | t° —1,50 | Басов, Слободин, 1965 |
| Б | » -259 | —63 | » » | —1,30 | » » » |
| В | «Моздок»-399 | —93 | Современные осадки | —1,20 | » » » |
| Г | «Яна»-62 | —23 | » » | —1,20 | » » » |
| Д | » -22 | —350 | » » | —1,15 | » » » |
| Е | «Моздок»-49 | —115 | » » | —1,00 | » » » |
| Ж | «Торос»-122 | —71 | » » | —1,12 | » » » |
| З | » -196 | —41 | » » | —1,20 | » » » |
| И | » -67 | —25 | » » | —1,31 | » » » |
| К | » -54 | —39 | » » | —1,10 | » » » |

Таблица 29

Основные разрезы плейстоценовых морских (или предположительно морских) отложений, изученные палинологическим методом

| № по рис. 27 | Местонахождение | Мощность, м | Число спектров | Число спектров на 1 м мощности | Стратиграфическое положение (по первоисточнику) | Источник |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 1 | П-ов Ямал, западный берег в 19 км к северу от пос. Марресале, обн. 30 | 31 | 28 | 0,90 | Сангомпанская свита, пачка Г | Гуртовая, Троицкий, 1968 |
| 2 | Там же, в 0,7 км к северу от пос. Марресале, обн. 37 | 15 | 14 | 0,93 | Сангомпанская свита, пачки Б и В | Те же |
| 3 | Там же, зал. Мутный в 10,5 км к востоко-юго-востоку от Марресале, обн. 36 | 20 | 21 | 1,05 | Сангомпанская свита, пачка В; салемальская (?) свита | » |
| 4 | Ст. Лабытнанги, скв. 55 | 120 | 22 | 0,15 | Полуйская, кызымская, салехардская свиты | Соколова, 1965 |
| 5 | Обь у г. Салехарда, скважины на створах «Гидропроекта»: | | | | | |
| 5а | 19 | 35 | 12 | 0,34 | Салемальская толща | Губонина, 1959 |
| 5б | То же 14 | 60 | 18 | 0,30 | Салемальская и сангомпанская толщи | » » |
| 5в | » 25 | 60 | 17 | 0,28 | То же | » » |
| 6 | Р. Полуй, скв. 21 | 130 | 28 | 0,22 | Салемальские обские слои | Гольберт и др., 1965 |
| 7 | Оз. Хоравинский сор, скв. 3 Ярсалинского профиля | 120 | 41 | 0,34 | От неогена до казанцевской свиты | Зубаков, Левковская, 1969 |
| 8 | Р. Лонготьеган, скв. 9 Сангомпанского профиля | 136 | 94 | 0,69 | Салемальские слои и отложения III террасы | Гольберт и др., 1965 |
| 9 | Обь скв. 17 Ярсалинского профиля | 152 | 29 | 0,19 | Салемальские слои | Гуртовая, 1975 |
| 10 | » скв. 6 | 194 | 21 | 0,11 | Салемальская свита | Голубева, 1960 |
| 11 | » скважина у пос. Салемал | 110 | 13 | 0,12 | » » | » » |
| 12 | » обн. у пос. Салемал | 40 | 20 | 0,50 | » » | » » |
| 13 | Обская губа, скв. 19 Ярсалинского профиля | 60 | 21 | 0,35 | » » | Гуртовая, 1975 |
| 14 | Р. Полуй, скв. 5 | 135 | 14 | 0,10 | Салемальские слои | Гольберт и др., 1965 |
| 15 | » пос. Сарото I, скважина | 60 | 5 | 0,08 | Салемальская свита | Голубева, 1960 |
| 16 | Р. Малая Обь у пос. Шурышкары | 15 | 10 | 0,67 | » » | » » |
| 17 | Обь у с. Питляр | 16 | 13 | 0,80 | Казанцевские отложения | Соколова, 1965 |
| 18 | Обь у Питлярского сора | 22 | 25 | 1,13 | Сангомпанская и зырянская свиты голоцен | Голубева, 1960 |
| 19 | Обь у пос. Хаш-Горт | 16 | 14 | 0,87 | Салемальская, сангомпанская свиты | Лазуков, Соколова, 1959 |
| 20а | Обь у с. Горки | 22 | 19 | 0,9 | Казанцевские, каргинские, сартанские отложения | Соколова, 1965 |
| 20б | | 20 | 14 | 0,7 | То же | Голубева, 1960 |
| 21 | Возвышенность Мужинский Урал, скв. 3, профиль Мужи-Тильтим | 254 | 52 | 0,2 | Тильтимские, обские, салемальские слои | Гуртовая, 1970 |
| 22 | Там же, скв. 1 | 155 | 50 | 0,32 | То же | » » |
| 23 | Р. Сыня у пос. Ямгорт | 25 | 4 | 0,16 | Салемальская свита | Голубева, 1960 |
| 24 | Обь у пос. Азовы, скв. 11 | 135 | 62 | 0,46 | Тильтимские, обские, салемальские слои | Гуртовая, 1970 |
| 25 | Обь у пос. Андра, скв. 11 | 37 | 28 | 0,75 | Казымская, салехардская, сангомпанская свиты | Соколова, 1965 |
| 26 | Обская губа у пос. Ярцинги | 18 | 20 | 1,1 | Сангомпанская и каргинская свиты | Голубева, 1960 |
| 27 | Тазовский п-ов, р. Танлова, обн. 9р | 10 | 3 | 0,33 | Подсалемальская свита | Рейнин, 1960 |
| 28 | Там же, водораздел рек Танлова и Б. Хуху, скв. 8 | 24 | 33 | 1,37 | Салемальская свита | » » |
| 29 | Обская губа, пос. Новый Порт, скв. 1 | 130 | 35 | 0,26 | Санчуговский горизонт, «вторые среднеледниковые слои», «первые среднеледниковые слои» | Ф. Левина, 1961 |
| 30 | Обская губа, м. Трехбугорный, скв. 3 | 144 | 39 | 0,27 | То же + казанцевский горизонт | » » |
| 31 | Тазовская губа, пос. Антипаюта, скв. 2 | 136 | 29 | 0,21 | Санчуговский и казанцевский горизонты | » » |
| 32 | Бассейн р. Пур, скв. 49 и 50 | 100 | 41 | 0,41 | Салемальские слои | Гольберт и др., 1965 |
| 33 | Енисейский залив, к юго-востоку от м. Лескина, обн. 65 | 12 | 10 | 0,83 | Санчуговская свита, верхняя часть | Троицкий, 1966 |
| 34 | Там же, около м. Сопочная Карга, кв. 3 | 82 | 11 | 0,13 | Санчуговская подсвита | Загорская и др., 1965 |
| 35 | » скв. 2 | 124 | 20 | 0,16 | Санчуговская подсвита, казанцевская свита | Те же |
| 36 | » скв. 1 | 60 | 48 | 0,80 | Санчуговская подсвита | » |
| 37 | Р. Моховая, обн. 932 | 10 | Ед. | — | Казанцевские слои | Троицкий, 1966 |
| 38 | Р. Агапа, ур. Чугунковые яры, западная часть, обн. 26, 27 | 24 | 18 | 0,75 | Казанцевские и позднеледниковые слои | Т. Левина, 1970 |
| 39 | Там же, восточная часть, обн. 33 | 22 | 20 | 0,90 | Казанцевские и позднеледниковые слои | » » |
| 40 | Р. Нижняя Агапа, обн. 51 (=1 т) | 5 | 3 | 0,60 | «Водораздельные пески» | Семенов и др., 1969 г. |
| 41 | Енисей, 1 км выше с. Караул, обн. 14 | 34 | 48 | 1,41 | Санчуговская свита | Т. Левина, 1970 |
| 42 | » 1км ниже устья р. Казанцевой, обн. 74т | 10 | 10 | 1,00 | Казанцевские и позднеледниковые слои | Баркова, 1961 |
| 43 | » устье Луковой протоки, обн. 62 т | 7 | 6 | 0,86 | Казанцевские слои | » » |
| 44 | » м. Селякин | 28,5 | 37 | 1,30 | Санчуговская свита | Т. Левина, 1970 |

Окончание табл. 29

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 45 | Енисей, правый берег у о. Никитинского | 30 | 35 | 1,17 | Санчуговская свита | Т.Левина, 1970 |
| 46 | Р. Юпаяха, скв. 7-БХ | 67 | 22 | 0,32 | Санчуговская подсвита | Загорская и др., 1965 |
| 47 | Левобережье р. Б; Хеты, скв. 5-БХ | 124 | 27 | 0,22 | » » | Те же |
| 48 | Междуречье Б. и М. Хеты, скв; 5-МХ | 130 | 23 | 0,18 | Санчуговские и мессовские слои | Баркова, 1961; Архипов, Матвеева, 1964 |
| 49 | Р. Нянгус, скв. 28-БХ | 85 | 23 | 0,27 | | |
| | | 130 | 7 | 0,054 | Кочоские слои, пачка песков и галечников, устьсолонинские слои | Суздальский и др., 1965 |
| 50 | Р. Б. Хета, скв. 29-БХ | 168 | 8 | 0,047 | То же | Те же |
| 51 | Междуречье Б. Хеты и Мессо, скв. 27-БХ | 200 | 7 | 0,035 | » | » |
| 52 | Правобережье р. Б. Хеты, скв. 31-БХ | 192 | 16 | 0,08 | То же + варомыяхинские слои | » |
| 53 | Правобережье Енисея, в 13 км к востоку от г. Дудинки, скв. С-11 | 185 | 18 | 0,097 | Каргинские и дудинские слои | » |
| 54 | Р. Болгохтох, скв. Б-7 | 194 | — | — | Болгохтохские, туруханские, санчуговские слои | Гудина и др., 1968 |
| 55 | Левобережье Енисея, скв. 3 Ермаковой площади | 78 | 15 | 0,19 | Санчуговская подсвита | Загорская и др., 1965 |
| 56 | Р. Туруханскв. 24 | 100 | 13 | 0,13 | Санчуговско-тазовская свита, мессовские слои | Архипов, Матвеева, 1964 |
| 57 | Р. Туруханпос. Фарково, скв. 9 | 21,5 | 15 | 0,71 | Казанцевский горизонт | Коренева, 1960 |
| 58 | Енисей у пос. Пупково | 27 | 14 | 0,5 | Оплывинские слои, енисейский горизонт | Зубаков, Зауер, 1963 |
| 59 | » около устья р. Стрелыны | 20 | 11 | 0,55 | То же | Те же |
| 60 | » у пос. Марково | 15 | 4 | 0,26 | Тазовско-санчуговский горизонт | Коренева, 1960 |
| 61 | Р. Б. Хета, 3,5 км ниже устья р. Соленой | 37 | 2 | — | Устьсолонинские слои | Суздальский и др., 1965 |
| 62 | Енисей, Оплывной яр | 14 | 8 | 0,57 | Енисейский горизонт | Зубаков, Зауер, 1963 |
| 63 | Пос. Подкаменная Тунгуска, скв. 50 | 5,1 | 1 | 0,20 | » » | Те же |
| 64 | Енисей, Завальный яр | 12 | 9 | 0,75 | » » | » |
| 65 | Байдарацкая губа, устье р. Тарцуты-яха | Ед. спектры | | — | II морская терраса | Хабаков, 1945 |
| 66 | Обско-Полуйское плато, р. Полуй | 57 | 14 | 0,24 | Морские и гляциально-морские отложения | Попов, 1959 |
| | Обь у пос. Сангомпан | 30 | 8 | 0,27 | Сангомпанская свита | Голубева, 1960 |
| 67 | Обская губа, 15 км севернее Ныды | | 23 | | Салемальская свита | Белорусова, 1960 |
| 68 | Р. Ямсовей, бассейн р. Пур | 7,3 | 25 | 3,4 | Позднесартанские, аллерёд, голоцен | Левковская, 1966 |
| 69 | Обская губа, пос. Нумги, скв. 8 | 190 | 20 | 0,11 | Полуйская, казымская, салехардская свиты | Зубаков, Левковская, 1969 |
| 70 | Р. Ярудей скв. 5, Танама-Надым | 140 | 12 | 0,09 | То же | Те же |
| 71 | » скв. 7, » | 110 | 11 | 0,10 | » | » |

Таблица 30

**Основные местонахождения плейстоценовых семенных флор**

| № по рис. 28 | Местонахождение | Стратиграфическое положение | Источник | Примечание |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | П-ов Ямал, Мутный залив, обн. 36 | Сангомпанские слои, пачка В | Материалы автора, определения В. П. Никитина | |
| 2 | Обь у пос. Сангомпан | Сангомпанские слои | Сукачев, 1922 | |
| 3 | Скв. 59, интервал 81 м, Салехардский створ «Гидропроекта» | » » | Кипиани, 1960 | По первоисточнику — салемальская свита |
| 4 | Скв. 2, интервал 11—20 м, там же | » » | » » | То же |
| | » 63—66 м » | Сангомпанские слои (?) | » » | » |
| 5 | Обь у пос. Аксарка, обн. 207, 208 | Сангомпанские слои | » » | По первоисточнику — сангомпанская свита |
| 6 | » м. Салемал | » » | » » | То же |
| 7 | » у пос. Хаш-Горт (Киш-Горт) | » » | » » | » |
| 8 | » у пос. Горки | » » | » » | » |
| 9 | Р. Пур, м. Шеймина | Казанцевский горизонт | Сакс, 1953 | |
| 10 | » Каменная гора | » » | » » | |
| 11 | Р. Таз около устья р. Б. Ширты | Ширтинские слои (?) | Материалы С. Б. Шацкого, определения Г. А. Балуевой | По первоисточнику — мессовско-ширтинские слои |
| 12 | Р. Находка-яха, приток р. Танамы, обн. 438ш | I терраса, голоцен | Станищева, 1965 | По первоисточнику — каргинско-сартанские слои |
| 13 | Р. Паюта-яха, приток р. Яры, обн. 118 | Вероятно, голоцен | » » | То же |
| 14 | Протока Лама, около устья р. Яры, обн. 6 | » » | » » | » |
| 15 | Протока Янаду, » » | » » | » » | » |
| 16 | Скв. 19, низовья р. Пелятки | Позднеледниковые слои (?) | » » | По первоисточнику — санчуговские слои |

Продолжение табл. 30

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| 17 | Р. Седа-яха, бассейн р. Соленой, обн. 723 | Казанцевские слои | Станищева, 1965 | |
| 18 | Скв. 25-м, междуречье Соленой и Енисея | Санчуговские слои | » » | |
| 19 | Р. Соленая, обн. 345 и 349 | Казанцевские слои | » » | |
| 20 | » оз. Химайто, обн. 535 | » » | » » | |
| 21 | Р. Нянгус, бассейн р. Мессо, обн. 163 | Позднеледниковые или межстадиальные слои, голоцен | | По первоисточнику — каргинско-сартанские слои |
| 22 | Скв. 2-м и 3-м, левобережье р. Б. Хеты | Санчуговские слои (?) | » » | |
| 23 | Р. Нюгнягда, обн. 557 | Казанцевские слои | » » | По первоисточнику — каргинско-сартанские слои |
| 24 | » обн. 114 | » » | » » | » » |
| 25 | Р. Б. Хета обн. 7 | Казанцевские слои | » » | |
| 26 | » обн. 1001 | » » | » » | |
| 27 | Скв. 31, Большехетская площадь | » » | » » | По О. Н. Станищевой — санчуговские слои, по О. В. Суздальскому — пачка песков и галечников над устьсоленинскими слоями |
| 28 | Р. Соленая, правый приток Б. Хеты обн. 118 | » » | » » | |
| 29 | Р. Б. Хета, обн. 2 | Санчуговские слои | Материалы О. В. Суздальского, определения О. Н. Станищевой | По О. В. Суздальскому — устьсоленинские слои |
| 30 | Р. Соленая, обн. 134 | Казанцевские слои | Станищева, 1967 | |
| 31 | Р. Осетровая, около устья | » » | Материалы С. Б. Шацкого, определения Г. А. Балуевой | |
| 32 | Р. Соленая, обн. 111 | » » | Станищева, 1967 | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 33 | Р. М. Хета, 17 км от устья | Каргинские слои (?) | Материалы автора, определения В. П. Никитина | Каргинские слои, по В. Н. Саксу |
| 34 | Енисей, ниже м. Лопатка, обн. 1042 | Голоцен | Станищева, 1967 | Каргинско-сартанские слои, по первоисточнику |
| 35 | Бассейн р. Муксунихи, р. Лактя-яха, обн. 135 | » | » » | То же |
| 36 | Р. Муксуниха, Кислый яр, обн. 138 Енисей, 3 км выше пос. Караул, обн. 7 | » Казанцевские слои | » » Материалы автора, определения О. Н. Станищевой | » |
| 37 | Р. Муксуниха, обн. 1539 | Казанцевские слои | Станищева, 1967 | По первоисточнику — санчуговские слои |
| 38 | Енисей, м. Каргинский, обн. 34(42) | « » | Материалы автора, определения О. Н. Станищевой, В. Н. Никитина | Три флоры |
| 39 | Р. Малышовка, обн. 38 | » » | Станищева, 1967 | По первоисточнику — санчуговские слои |
| 40 | Енисей между устьями рек Малышовки и Сухой Дудинки, обн. 27, 29 | Каргинские (?) и позднеледниковые слои | » » | По первоисточнику — каргинско-сартанские слои |
| 41 | Р. Сухая Дудинка, обн. 984 | То же | » » | |
| 42 | Руч. Левинский, обн. 495 | » | » » | |
| 43 | Р. Худыяха, Верхнеагапская низина, обн. 885 | Позднеледниковые слои | » » | По первоисточнику — каргинско-сартанские слои |
| 44 | Р. Агапа, Верхнеагапская низина, обн. 899 | » » | » » | |
| 45 | Р. Агапа, обн. 8 | » » | Материалы Ю. Н. Михалюка; определения О. Н. Станищевой | |
| 46 | » обн. 10 | Казанцевские слои | Те же | |
| 47 | » обн. 18 | » » | » | |
| 48 | » м. Колхозник, обн. 21 | » » | » | |
| 49 | Р. Джангода, обн. 22 | Позднеледниковые слои | » | |

Окончание табл. 30

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| 50 | Р. Джангода, обн. 24 | Казанцевские слои | Те же | |
| 51 | Енисей, правый берег напротив устья протоки Большой Шар | Озерно-ледниковые глины зырянского горизонта | Определения М. Г. Кипиани (Архипов, 1960) | |
| 52 | Р. Турухан, пос. Фараново | Каргинские слои | Определения Г. А. Балуевой (Архипов, 1960) | |
| 53 | Р. Нижняя Баиха | Зырянский горизонт | Те же | |
| 54 | Р. Артюгина | Казанцевский горизонт или более поздние отложения | » | По первоисточнику — тазовско-санчуговский горизонт, флювиогляциальные отложения |
| 55 | Р. Комса | Казанцевский (?) или тобольский (?) горизонт | » | По первоисточнику — нижнеплейстоценовые отложения |
| 56 | Р. Ватылька | Ширтинские (?) слои | Определения В. П. Никитина, Г. А. Балуевой (Архипов, 1960) | По С. Б. Шацкому — ширтинский горизонт, по С. А. Архипову — мессовско-самбургинский горизонт |
| 57 | Каралька | » » | Те же | Там же |
| 58 | Енисей у пос. Чулково | I терраса, позднеледниковые отложения | Определения Г. А. Балуевой (Архипов, 1960) | » |
| 59 | Енисей, Оплывной яр; несколько флор | Озерно-ледниковые и интерстадиальные озерные отложения максимального оледенения | Определения М. Г. Кипиани (Зубаков, Зауер, 1963) и материалы автора (Нащокин, 1966) | По первоисточнику — наденисейские слои; оплывнинские слои |
| 60 | Енисей, скв. 57, ниже о. Монастырский | Озерно-ледниковые и интерстадиальные озерные отложения максимального оледенения | Определения М. Г. Кипиани (Зубаков, Зауер, 1963) | По первоисточнику — оплывнинские, ярцевские, пантелеевские слои; баихинский горизонт |
| 61 | Енисей, 5—7 км выше ст. Мирное | Казанцевские слои | Определения М. Г. Кипиани (Архипов, Матвеева, 1964$_1$) | Казанцевский горизонт |

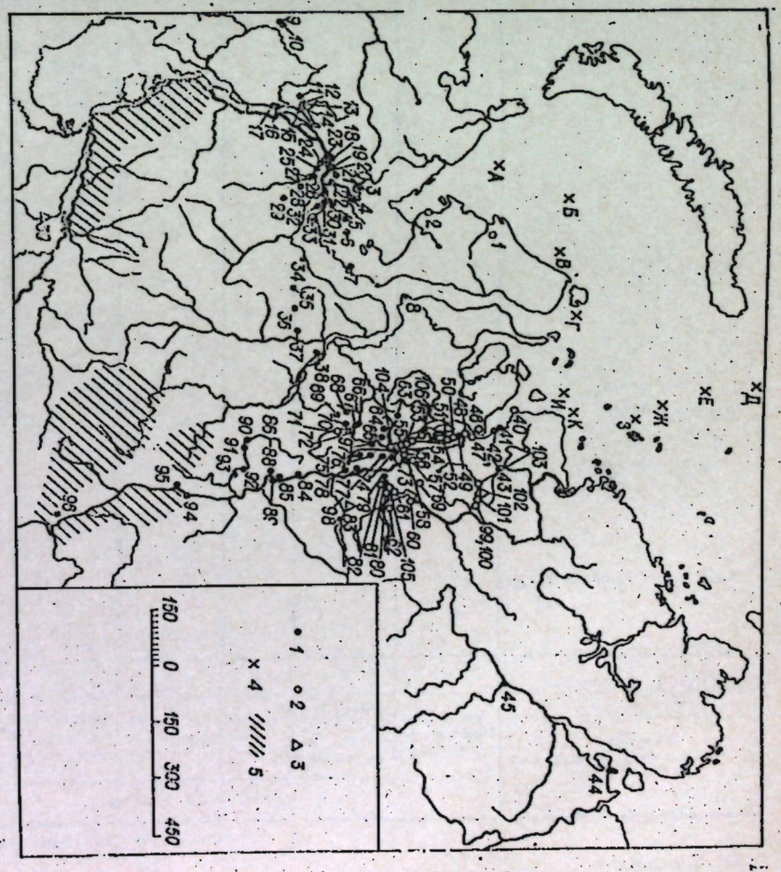



*Рис. 25.* Местонахождения фораминифер в плейстоцене сибирских равнин и донных осадках Карского моря.

*1* — в отложениях, вскрытых буровыми скважинами; *2* — в естественных разрезах; *3* — во вторичном залегании — в моренах и ленточных глинах; *4* — в морских осадках (по В. А. Басову и В. Я. Слободину, 1965); *5* — поля отложений, не содержащих фораминифер (по С. А. Архипову и др., 1968, с дополнениями); А—К — станции в Карском море, Арабские цифры — порядковые номера в табл. 37.

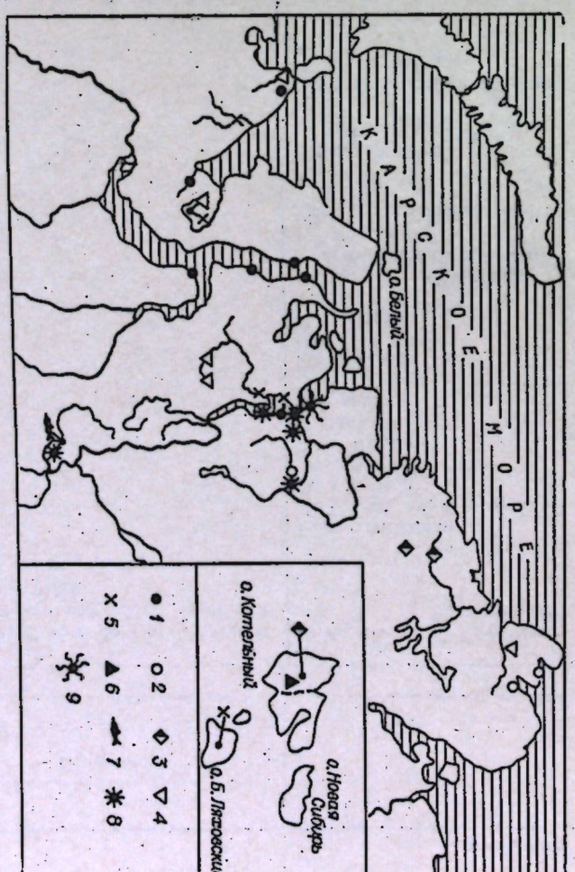



*Рис. 26.* Местонахождения морских млекопитающих, рыб и иглокожих в морском плейстоцене Северной Сибири.

*1* — киты; *2* — дельфины; *3* — нарвалы; *4* — моржи; *5* — тюлени; *6* — *Neodesmostylis primigenius Kiom*; *7* — рыбы; *8* — морские ежи; *9* — офиуры.

Изученность основных разрезов морского плейстоцена

Таблица 31

| Территория | Разрез | Объект исследования | | | | | | Дополнительные сведения |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Моллюски | Фораминиферы и остракоды | Спорово-пыльцевые спектры | Семенные флоры | Литология и минеральный состав | Геохимические особенности | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Нижнеобская (бассейна нижнего течения рек Оби, Ярудей и п-ов Ямал | П-ов Ямал, р. Харасовей, 74 | + | + | | | | | |
| | » Байдарацкая губа, 1055 | + | + | | | | | |
| | » » » 30 | + | — | + | | + | | Радиоуглеродная дата |
| | » » » 37 | | — | + | | + | | |
| | » Зал. Мутный, 36 | | — | + | + | + | | |
| | Пос. Сангомпан | | | + | + | | | |
| | Р. Полуй, 80-й километр | | | + | | | | |
| | М. Салемал | | | + | + | | | |
| | Пос. Аксарка, 207 | | | | + | | | |
| | Пос. Ярцинги | | | + | | | | |
| | Р. Пяк-Яха | | | + | | | | Радиоуглеродная дата |
| | Шурышкары | | | + | | | | |
| | Пос. Питляр | | | + | | | | |
| | Питлярский сор | | | + | | | | |
| | Пос. Хаш-Горт | | | + | + | | | |
| | Пос. Горки | | | + | + | | | |
| | Р. Сыня | | | + | | | | |
| | Скважины: | | | | | | | |
| | 5, Лаборовский профиль | | + | | | | | |
| | 4, » » | + | | | | | | |
| | 1, Щучья — Новый Порт | | +0 | | | | | |
| | 5, » » » | | + | | | + | | |
| | 7, » » » | | + | | | + | | |
| | 1, Новый Порт | | + | + | | | | |
| | 2, Ярсалинский профиль | | + | | | | | |
| | 3, » » | | +0 | + | | | | |
| | 9, Сангомпанский профиль | + | + | + | | + | | |
| | 17, Ярсалинский » | | +0 | + | | | | |
| | 6, » » | | + | + | | | | |
| | 12, » » | | + | | | | | |
| | 29, » » | | +0 | | | | | |
| | 16, » » | | + | + | | | | |
| | 55, Лабытнанги | | | + | | | | |
| | 59, Салехардский створ | | | | + | | | |
| | 2, » » | | + | + | + | | | |
| | 14, Салехардский створ | | | + | | | | |
| | 19, Салехардский створ | | | + | | | | |
| | 25, » » | | | + | | | | |
| | У пос. Салемал | | | + | | + | | |
| | 4, пос. Горно-Князевский | + | + | | | | | |
| | 1, 11, пос. Мужи | + | + | + | | + | | |
| | 2, профиль Мужи — Тильтим | | +0 | | | + | | |
| | 3, » » | | +0 | + | | + | | |
| | 4, » » | | + | | | + | | |
| | 7, » » | | + | | | | | |
| | 1, профиль Азовы — Мужи | | +0 | + | | | | |
| | 2, » » | | +0 | | | | | |
| | 4, » Щекуря — Саранпауль | | + | | | | | |
| | 3, » » | | + | | | | | Морские диатомовые |
| | 11, Казымский профиль | | | | | | | |
| | 26, Полуйский профиль | | + | | | + | | |
| | 21, » » | + | +0 | + | | + | | |
| | 19, » » | | + | | | | | |
| | 15, » » | + | + | | | | | |
| | 5, » » | | + | + | | + | | |
| | 1, пос. Сарото | | | + | | | | |
| | 5, Ярудейский профиль | | + | | | + | | |
| | 11, Анадырский створ | | | + | | | | |
| | Всего . . . | — | 32 | 32 | 8 | 14 | — | 122 разреза с остатками морских моллюсков |
| Тазовская (Тазовский п-ов, бассейн рек Надым, Пур и Таз) | Обская губа, сев. пос. Ныды | | | + | | | | Диатомовые |
| | Р. Танлова, обн. 9 | | | + | | | | |
| | Р. Пур, м. Шеймина | + | | + | | | | Остатки растений |
| | Р. Пур, Каменная гора | | | + | + | | | » » |
| | Р. Ямсовей, приток р. Пур | | | + | | | | |

Продолжение табл. 31

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Скважины: | | | | | | | |
| | 3, Тазовская губа, м. Трехбугорный | + | + | + | | | | |
| | 2, » пос. Анте-Паюта | | | + | | | | |
| | 8, профиль Ныда — Самбург | | +0 | | | + | | |
| | 8, водораздел рек Таилова — Б. Хуху | | | + | | | | |
| | 49, 50, профиль Ныда — Самбург | + | + | + | | + | | |
| | 1-РДО, пос. Тазовское | | +0 | | | + | | |
| | Всего . . . . | — | 3 | 9 | 1 | 3 | — | 22 разреза с остатками морских моллюсков |
| Большехетская (бассейн рек Б. и М. Хеты) | Р. Седу-яха, обн. 723 | | | | + | | | |
| | Р. Соленая, обн. 349 | | | | + | | | |
| | » » 535(39а) | + | | | + | | | |
| | Р. Нюнягда, » 557 | | | | + | | | |
| | » » 114 | | 0 | | + | | | |
| | Р. Нянгус, » 163 | | | + | + | | | |
| | Р. Соленая (правый приток р. Б. Хеты), обн. 118 | + | | | + | | | |
| | Там же, обн. 134(454) | + | | | + | | | |
| | » » 111(56с) | + | | | + | | | |
| | Р. Б. Хета, обн. 2сз | + | +0 | + | + | | | |
| | » » 7сз | + | | + | + | + | | Морские диатомовые |
| | » » 1001 | | | | + | | | |
| | Р. Осетровая | + | | | + | | | |
| Большехетская | Скважины: | | | | | | | |
| | 17, Большехетская площадь | + | + | | + | + | | |
| | 25 м, » » | | | | | | | |
| | 7, » » | | + | + | | + | | |
| | 5, » » | | + | + | | + | | |
| | 2, » » | | + | | | | | |
| | 3, » » | | + | | | + | | |
| | 4, » » | | + | | | + | | |
| | 5, Междухетский профиль | + | + | | | + | | Диатомовые |
| | 10, Большехетская площадь | + | + | | | + | | |
| | 2, 3-м, 4-м и др. » | | +0 | + | + | | | |
| | 27, » » | + | + | + | | + | | |
| | 28, » » | | +0 | + | | + | | |
| | 29, » » | | +0 | + | | + | | |
| | 31, » » | ? | +0 | + | + | + | | |
| | Всего . . . | — | 14 | 10 | 16 | 12 | — | 155 разрезов с остатками морских моллюсков |
| Усть-Енисейская (бассейн низовья Енисея, за исключением бассейна рек Б. и М. Хеты) | Около м. Лескина, обн. 65т | + | | + | | | | |
| | Р. Моховая, обн. 932п | + | | + | | | | |
| | Енисей у пос. Воронцово, обн. 31 т | ++ | | | | + | | |
| | » пос. Кареповское | ++ | + | | | | | Морские диатомовые |
| | » зим. Пустое, обн. 7—11 | ++ | + | | | + | + | К—А возраст глауконита |
| | » Ладыгин яр | + | + | | | + | + | |
| | Р. Находка-яха, обн. 438 | + | | | + | | | |
| | Протока Янаду, обн 54 | | | | + | | | |
| | Протока Лама, обн. 6 | | | | + | | | |
| | Р. Яра, обн. 118 | | | | + | | | |
| | Р. Муксуниха, обн. 1539 | + | 0 | | + | | | |
| | Енисей у пос. Караул, обн. 6 | + | | + | | + | + | |
| | » 3 км выше пос. Караул, обн. 7 | + | | | + | + | | |
| | » м. Каргинский, обн. 34, 42 | ++ | 0 | | + | + | | 14 радиоуглеродных дат |
| | » 1 км ниже устья р. Казанцевой, обн. 74т | + | +0 | + | | + | | |
| | » выше с. Казанцева, обн. 19с | + | + | | | + | | |
| | Лукова протока, обн. 62т (-14т-17бсз-167с) | ++ | + | + | | + | | Древесина, остатки растений |
| | | | + | | | | | Диатомовые |
| | Енисей, м. Селякин, обн. 55т-20, 21сх | — | + | + | | + | + | |
| | Р. Санчуговка, обн. 29 сл, смежные | + | +0 | | | + | | |
| | Р. М. Хета, обн. 37 | п | —0 | + | + | + | | Остатки северного оленя, 5 радиоуглеродных дат |
| | Р. Яряхамал, обн. 8т | + | + | | | + | | Древесина; радиоуглеродная дата |
| | Енисей, 3,6—3,8 км ниже устья р. Зы- | | | | | | | |

Продолжение табл. 31

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | рянки, обн. 128 сз | | +0 | | | | | |
| | Енисей, Никитинский яр, около устья р. Зырянки обн. 299с, 6т, 38мх, 5т, 39мх, 354с, 4сх | + | + | + | | + | + | |
| | Р. Малышовка, обн. 38 | | | | + | | | |
| | Енисей, между устьями рек Малышовки и Сухой Дудинки, обн. 27,29 мх | | | | + | | | |
| | Р. Сухая Дудинка, обн. 984, 462 | + | | | + | | | |
| Усть-Енисейская | Руч. Левинский, обн. 495 | | | | | | | |
| | Скважины: | | | | | | | |
| | 1, Сопочно-Каргинский профиль | + | + | + | | + | | |
| | 2, » » | | +0 | + | | + | | |
| | 3, » » | + | +0 | + | | + | | |
| | 7, Яковлевская площадь | + | + | | | | | |
| | 12, » » | | + | | | | | |
| | 19, Большехетская » | + | + | | | + | | |
| | 4, Малохетская » | + | + | | | | | |
| | 111, Сухо-Дудинская » | | + | | | | | *Lingula hians* |
| | 113, » » | + | 0 | | | | | |
| | Всего . . . | — | 18 | 11 | 13 | 17 | 5 | 405 разрезов с остатками морских моллюсков |
| Западно-Таймырская (бассейн левых притоков р. Пясины) | Р. Агапа, обн. 26, 27т | ++ | + | + | | + | | |
| | » » 33т | ++ | + | + | | + | | |
| | » » 34т-20, 21мх | + | + | | + | + | | |
| | Р. Джангода, обн. 24мх | + | | | + | + | | |
| | » » 22мх | + | | | + | + | | |
| | Р. Агапа, обн. 18мх | + | | | + | | | |
| | » ниже устья Удоверь-яха, обн. 14мх-20, 21т | + | + | + | | | | Мамонт |



| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | » обн. 9, 10мх-16т | + | | + | + | + | | Морские диатомовые |
| | » » 8мх | | | | + | + | | |
| | » » 899 | | | | + | | | |
| | Р. Худь-яха, обн. 885 | | | | + | | | |
| | Р. Нижняя Агапа, обн.1т | ++ | + | + | | | | |
| | Всего . . . | — | 5 | 5 | 8 | 7 | — | 142 разреза с остатками морских моллюсков |
| Норильско-Дудинская | Р. Ямная, обн. 37 | + | + | | | | | |
| | Р. Вологотан, обн. 945 | + | +0 | | | | | |
| | Р. Тукаланда | + | + | + | + | + | + | Радиоуглеродная дата |
| | Скважины: | | | | | | | |
| | С-11, восточнее г. Дудинки | + | + | + | | + | | |
| | АС-31, г. Дудинка | | + | | | | | |
| | Б-7, р. Болгохтох | + | + | + | | + | | |
| | 3, Дудинский профиль | | + | | | + | | |
| | 4, » » | | + | | | | | |
| | Всего . . . | — | 8 | 3 | 1 | 4 | 1 | 32 разреза с остатками морских моллюсков |
| Среднеенисейская (бассейн Енисея между г. Игаркой и пос. Подкаменная Тунгуска) | Игарская протока, 1 км выше г. Игарки | + | 0 | | | | | Радиоуглеродная дата |
| | Енисей, против устья протоки Большой Шар | | | + | + | | | » » |
| | Пос. Фарково, р. Турухан | | | + | + | | | » » |
| | Енисей у пос. Пупково, обн. 37—44т | + | + | + | | + | | |
| | Енисей у рч. Стрельна | п(+) | | + | | | | |
| | » у пос. Марково | + | | + | | | | |
| | » Бахтинский яр | п(+) | | + | | | | *Alces latifrons* |
| | » выше пос. Мирного | п | | + | | | | Мамонт, северный олень |
| | » Белый яр | | | + | | | | |
| | » Завальный яр | п(+) | | + | + | | | |
| | Енисей, Оплывной яр | | | + | + | | | Остатки растений, древесины, шишки |

Окончание табл. 31

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Скважины: | | | | | | | |
| | 10, Игарский профиль | | | | | | | |
| | 6, » » | | | | | | | |
| | 3, » » | | | | | | | |
| | Ермаковская площадь | | | | | | | |
| | 2, » » | | | | | | | |
| | 3, » » | | | | | | | |
| | 5, » » | | | | | | | |
| | 9, Туруханский профиль | | | | | | | |
| | 24, » » | | | | | | | |
| | 28, » » | | | | | | | |
| | 30, » » | | | | | | | |
| | 36, » » | | | | | | | |
| | 2, Верещагинский профиль | | | | | | | |
| | 50 «Гидропроекта», пос. Подкаменная Тунгуска | | | | | | | |
| | Всего . . . | — | 12 | 14 | 5 | 7 | | 55 разрезов с остатками морских моллюсков, из них 42 местонахождения во вторичном залегании |
| Другие районы | Хантайский залив оби... | ++++ | | ++ | | | | |
| | » » | | ++ | | | | | |
| | Нордвик, скв. 1, 2 | | | | + | | | |
| | Р. Котуй, скв. 3 | | | | | | | |
| | Р. Таз, около устья р. Б. Ширты | | | | | | | |

Примечание. +, — органические остатки in situ и литолого-минералогические и геохимические исследования; (+) — остатки во вторичном залегании; п — пресноводные моллюски; ++ — послойный количественный учет раковин; — (минус) — установлено отсутствие форминифер; о — остракоды.



Таблица 32

Распределение разрезов по территориям

| Территория | Число исследованных разрезов | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Группа | | | | Всего |
| | I | II | III | IV | |
| Нижнеобская | 4 | 5 | 48 | 111 | 168 |
| Тазовская | 1 | 2 | 7 | 19 | 29 |
| Большехетская | 4 | 7 | 16 | 143 | 170 |
| Усть-Енисейская | 11 | 6 | 19 | 381 | 417 |
| Западно-Таймырская | 4 | 4 | 4 | 133 | 145 |
| Норильско-Дудинская | 3 | — | 5 | 27 | 35 |
| Среднеенисейская | 1 | 4 | 19 | 48 | 72 |
| Всего . . . . . | 28 | 28 | 118 | 862 | 1036 |

Примечание. К I группе отнесены разрезы, отложения которых изучены шестью — четырьмя методами; ко II — тремя, к III — двумя; в IV включены разрезы, из которых определены только раковины морских моллюсков.

подразделений плейстоцена сибирских равнин, сами эти территории еще нельзя рассматривать ни в качестве особых страторайонов, ни в качестве опорных участков. В четвертичной стратиграфии опорный разрез — не одно обнажение и даже группа обнажений, а конкретный профиль, иллюстрирующий строение некоторой площади — опорного участка (Шанцер, 1957). Частные разрезы в его пределах должны рас-




*Рис. 27.* Размещение разрезов морских или предположительно морских отложений, изученных палинологическим методом.

*1* — буровые скважины; *2* — естественные разрезы. Арабские цифры — порядковые номера в табл. 29.

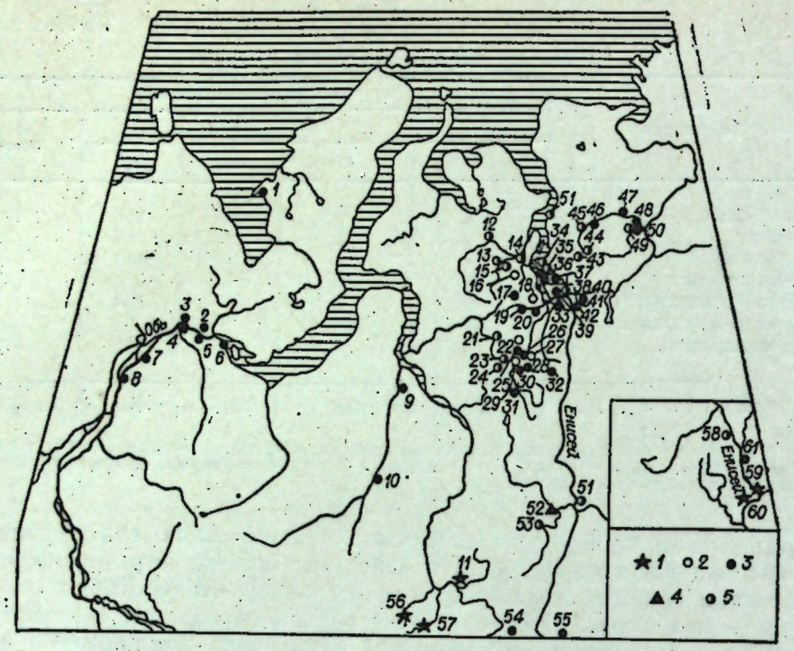



*Рис. 28.* Карта основных местонахождений плейстоценовых семенных флор и других остатков растений (по материалам Г. А. Балуевой, А. И. Зубакова, М. Г. Кипиани, В. П. Никитина, О. Н. Станищевой).

*1* — флоры из «ширтинского» и более древних горизонтов; *2* — флоры из сачуговского горизонта; *3* — флоры из казанцевского горизонта; *4* — флоры из каргинского горизонта; *5* — флоры из послекаргинских ледниковых, межстадиальных и позднеледниковых отложений. Арабские цифры — порядковые номера в табл. 30.

полагаться компактно, так, чтобы можно было непосредственно и надежно проследить отдельные слои, их группы и взаимоотношения между ними. Следовательно, на этих обширных территориях еще предстоит выбрать опорные участки или оценить с этой точки зрения участки, выбранные ранее. При этом далеко не все (даже детально изученные) частные разрезы окажутся пригодными для составления опорных.

Кроме того, каждый опорный участок нуждается в оценке его расположения в общей геологической структуре региона, приуроченности к той или иной структурно-фациальной зоне, геоморфологического строения и современных ландшафтно-климатических условий. Такая оценка позволит наметить пределы, до которых основные черты строения разреза и палеонтологические особенности слагающих его слоев могут считаться типичными.

Система изученности разрезов складывалась в значительной мере эмпирически, и автор был относительно свободен только в их оценке, а также в выборе и дополнительном исследовании небольшого числа разрезов.

## Глава VI

## СТРАТОТИПЫ И ОПОРНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Стратотипы большинства региональных стратиграфических подразделений морского плейстоцена сибирских равнин описаны и опубликованы, необходима лишь систематизация, дополнение новыми данными, критический анализ сведений о некоторых выделенных ранее подразделениях, а также приведение описаний в соответствие с современными требованиями (Задачи и правила..., 1963).

Выбор опорного регионального разреза плейстоцена и опорных стратиграфических разрезов для частей региона целесообразнее сделать после описания стратотипов свит, горизонтов и уточнения стратиграфического районирования.

Область плейстоценовых морских трансгрессий рассматривается как единый регион, в пределах которого могут быть региональные горизонты и слои.

### НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

К нижнему плейстоцену отнесены отложения, накопившиеся до начала максимальной плейстоценовой трансгрессии.

#### Эльстерский межрегиональный и тильтимский региональный горизонты

Название «тильтимский горизонт» предлагается впервые по названию наиболее хорошо представленной и изученной тильтимской свиты, взамен употребляющихся ранее литолого-палеогеографических терминов или наименований, перенесенных из отдаленных районов (демьянский, ерестнинский и пр.). Объединяет по площади отложения нескольких свит.

**Тильтимская свита.** а. В ранге свиты выделяется впервые.

б. Название происходит от пос. Тильтим на р. Сыне, левом притоке Оби.

в. Типовой разрез составлен по разрезам буровых скважин 1—3 профиля Мужи — Тильтим, а также скв. 1 (ВСЕГЕИ) и 11 (Гидрогеологического треста) в пос. Мужи (рис. 29, 30).

г. Прежние местные названия и ранги подразделения полуйская свита (Гудина, 1964); шайтанская толща (Захаров, 1965), тильтимские слои ямальской свиты (Гудина, 1966); нижняя часть мужинской свиты (Зайонц, Крапивнер, 1967); пыльцевая зона I, соответствующая фазе арктической пустыни (Гуртовая, 1968, 1970); нижняя пачка мужиноуральской свиты (Зайонц, 1969); полуйская свита (Лазуков, 1970).

Включение отложений, относимых к свите, в более широкие объединения — мужинскую, мужиноуральскую свиты неправомерно вследствие специфики ее литологической и палеонтологической характеристик, впервые отмеченной В. И. Гуди-

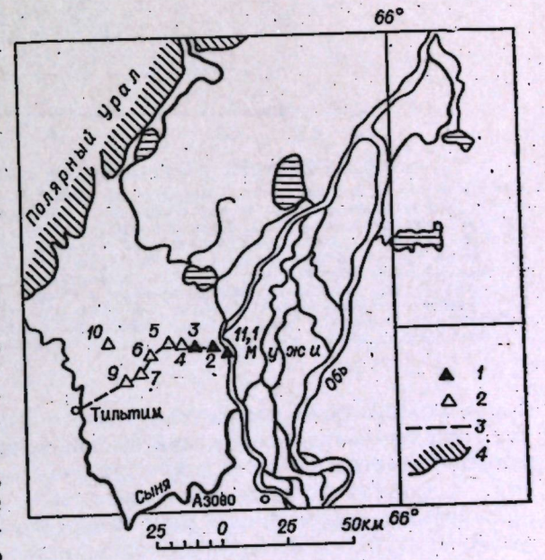



*Рис. 29.* Карта-схема расположения скважин на профиле Мужи — Тильтим.

*1* — скважины, разрезы которых использованы при установлении стратотипа тильтимской свиты; *2* — остальные скважины; *3* — направление профиля; *4* — граница Полярного Урала (по 200 м горизонтали) — западная граница региона.

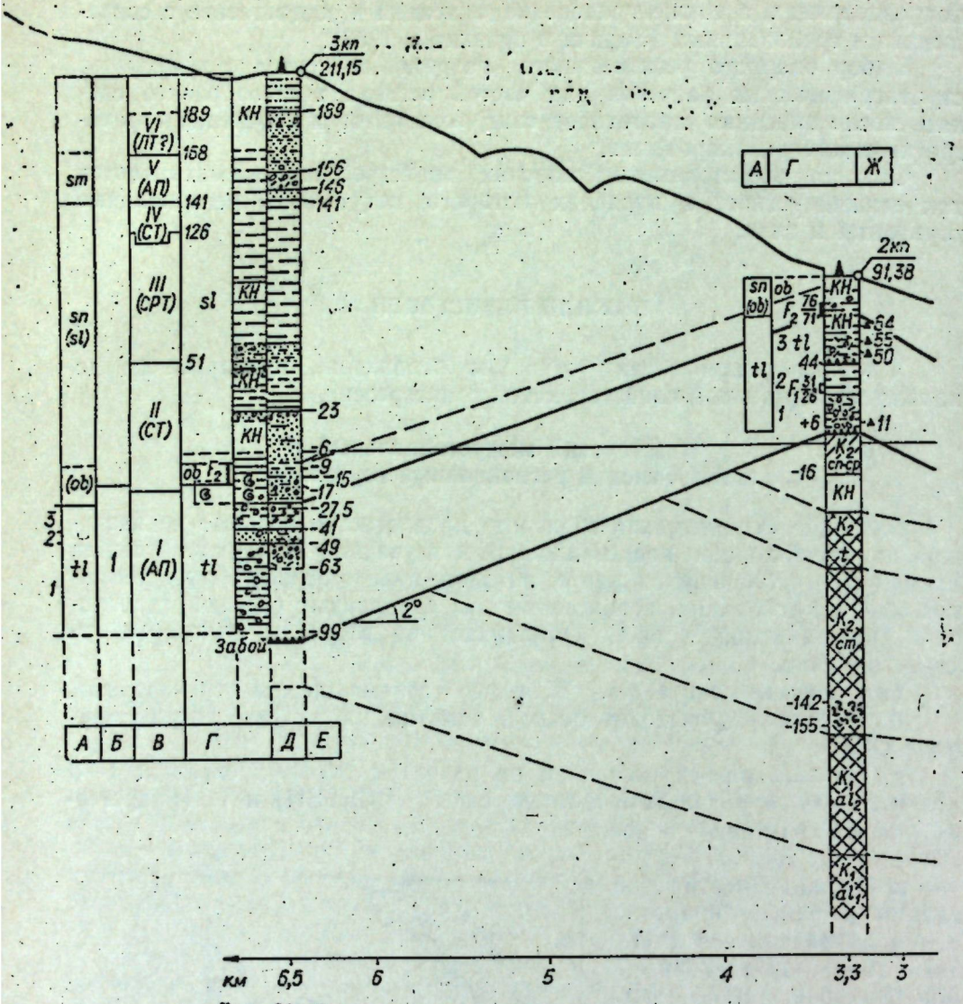


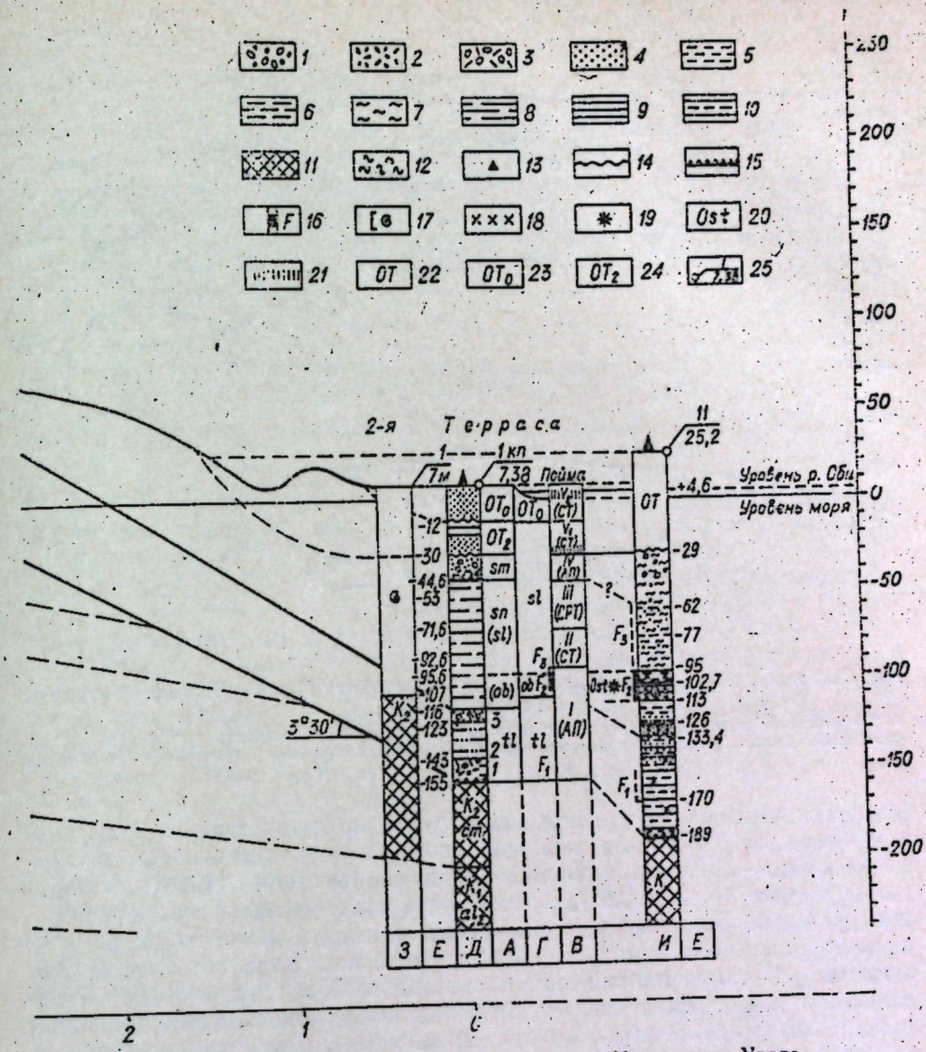

*Рис. 30.* Стратотип тильтимской свиты. Геологический разрез по скважинам. 1-кп — 2-кп — 3кп и скв. 11 на восточном склоне Мужинского Урала.

А — стратиграфическое расчленение разрезов по автору; tl — тильтимская свита; sm — самаровский; sn — санчуговский горизонт; sl — салемальская свита; ob — обские слои; *1—3* — пачки; Б — граница нижней минералогической зоны (по Е. В.Шумиловой, 1974). АП — арктическая пустыня, СТ — северотаежная, СРТ — среднетаежная, ЛТ — лесо-тундровая (?); КН — керна нет; В — местные пыльцевые зоны (по Е. Е. Гуртовой, 1970): Г — интервалы с фораминиферами (комплексы), моллюсками и литологическая колонка (по В. И. Гудиной, 1966): tl — тильтимские слои, комплексы ($F_1$); ob — обские слои, комплексы ($F_2$); sl — салемальские слои, комплексы ($F_3$); Д — литологическая колонка (по Е. Е. Гуртовой, 1970); Е — абсолютные отметки различных границ и уровней; Ж — положение образцов моренных отложений; З — положение подошвы плейстоцена и находка раковины *Chlamys islandicus* (Müll.) в разрезе скв. 1 (ВСЕГЕИ); И — литологическая колонка, интервалы находок фораминифер, остракод, моллюсков, диатомовых (по И. Л. Зайонцу, 1969). *1* — валуны; *2* — галька, щебень, гравий; *3* — несортированные породы с грубыми обломками; *4* — песок; *5* — алеврит; *6* — глинистый алеврит; *7* — «суглинок» — песчано-глинистый алеврит; *8* — глина алевритистая; *9* — глина; *10* — ленточный и ленточновидный алеврит; *11* — меловые породы; *12* — деформированные, перемятые слои; *13* — образцы, исследованные петрографическими методами; *14* — поверхности эрозионного несогласия; *15* — поверхности экзарационные; *16* — интервалы с фораминиферами; *17* — интервалы с раковинами морских моллюсков и единичные раковины; *18* — остатки растений; *19* — диатомовые морские; *20* — остракоды; *21* — расположение единичных палинологических спектров в интервалах зон; *22* — отложения террас, нерасчлененные; *23* — отложения пойменной террасы; *24* — отложения II террасы; *25* — номер и альтитуда скважин.

ной, заменившей вследствие этого первоначальное наименование «полуйская свита» на «тильтимские слои». Поскольку слои — подразделение региональных горизонтов (а не свиты, как у В. И. Гудиной), а фациально-литологические особенности тильтимской части разреза гораздо существеннее, чем полагала В. И. Гудина, есть все основания считать ее самостоятельной свитой. Пересмотр возраста (Зайонц, Крапивнер, 1967) не может быть основанием для перемены названия, а более позднее распространение названия «полуйская свита» на эту часть разреза противоречит правилам приоритета.

д. Изображение стратотипа (см. рис. 30) дано по разрезам скважин на профиле длиной 6,5 км. Скважина 11 вынесена на профиль






условно. Общее представление о геологическом строении участка дает профиль, построенный по разрезам тех же и смежных скважин (рис. 31). Изображение и разделение четвертичной системы на этом профиле оставлено по первоисточнику.

Для составления стратотипа использованы описания и изображения частных разрезов, выполненные А. В. Гольбертом, В. И. Гудиной, Е. Е. Гуртовой, И. Л. Зайонцем; результаты минералого-петрографических исследований — Е. В. Шумиловой и палеонтологических — В. И. Гудиной, З. И. Холодовой (фораминиферы), Е. В. Постниковой (остракоды), Е. Е. Гуртовой (пыльца и споры). Из параллельных описаний избраны наиболее полные и подробные.

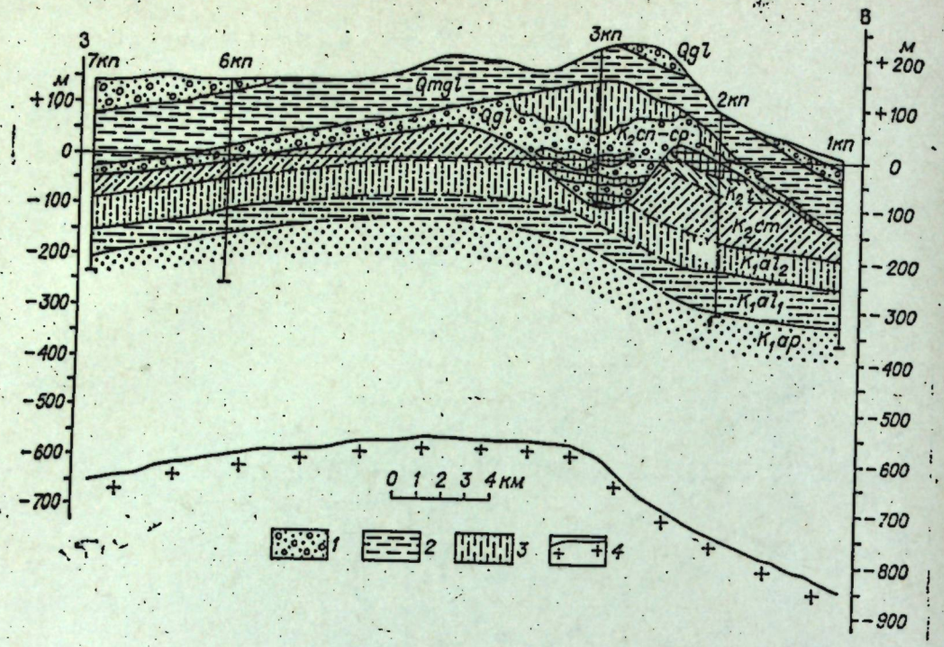



*Рис. 31.* Геологический разрез по скважинам 1—7 профиля Мужи — Тильтим (Рудкевич, Ослоповский, 1961).

*1—3* — различные литологические слои плейстоцена; *4* — положение доюрского фундамента по геофизическим данным. Ярусы и подъярусы меловой системы обозначены штриховкой и индексами.

е. Тильтимская свита ложится на песчано-глинистые морские и континентальные отложения меловой системы — от верхнего альба (?) до коньяка — кампана, имеющие общее слабое моноклинальное падение к востоку (от 2 до 50°), с отчетливым стратиграфическим и небольшим угловым несогласием. Поверхность контакта имеет уклоны 2—4° и сечет моноклиналь как по восстанию, так и по падению пластов. За вычетом отчетливо различимой плейстоценовой послесалемальской деформации исходная структура меловых пород оказывается мульдой с осью около скв. 2-кп и амплитудой по кровле альба не менее 140 м, и углами на крыльях 2°30′.

Интенсивная деформация меловых глин на глубине 148—161 м ниже подошвы свиты, отмеченная Е. В. Шумиловой в скв. 2-кп по образцам керна, наряду с отсутствием в основании свиты базальных фаций и ее литологическим составом могут свидетельствовать об экзарационной природе поверхности раздела, что не исключает предшествовавшего эрозионно-денудационного происхождения ее основных неровностей.

Тильтимская свита перекрыта морскими глинами и алевритовыми глинами с обским комплексом фораминифер (Гудина, 1966), относящимися к зоне Miliolinella pyriformis (Гудина, Саидова, 1969), и моллюсками санчуговского комплекса (Зайонц, Крапивнер, 1967), относящимися к зоне Yoldiella lenticula — Propeamussium groenlandicum (Троицкий, 1966).

ж. Послойное литологическое описание является обобщенным, так как в соответствии с требованиями, предъявляемыми к стратотипам четвертичной системы, характеризует не единичный разрез, а конкретный профиль.

На денудированной поверхности меловых пород залегают (снизу вверх):



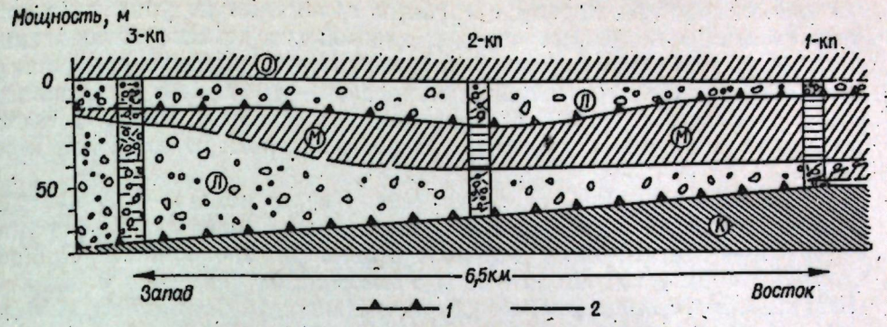



*Рис. 32.* Реконструкция условий залегания и фациального состава отложений тильтимской свиты между скважинами 1-кп и 3-кп на профиле Мужи — Тильтим.

Л — ледниковые отложения, М — ледниково-морские отложения; О — фации открытого шельфа обской свиты; *1* — экзарационные поверхности; *2* — подошва морских отложений.

Пачка 1. Глина зеленовато-серая, алевритовая, песчаная, плотная, неслоистая, с рассеянными по разрезу гравием, гальками, валунами уральских пород. 20—50 м.

Пачка 2. Глина зеленовато-серая, алевритистая или песчаная без грубых обломков; по простиранию замещается 8-метровым слоем песка с гравием и гальками (скв. 3-кп). 8—20 м.

Пачка 3. Гравийно-песчаный алеврит серый, несортированный с валунами, гальками, гравием из уральских пород и монтмориллонитовых глин, иногда с зеркалами скольжения; нередко пачка содержит песчаные прослойки (скв. 3-кп) или замещается песчано-глинистыми слоистыми накоплениями с валунами, галькой, гравием (скв. 1-кп). 7—20 м.

Иной тип строения, представленный в скв. 11, которой вскрыта единая 55-метровая пачка серых ленточных и ленточновидных песков и алевритов, рассматривается автором как частный вариант. Общая мощность свиты увеличивается с востока на запад от 48—55 м до более чем 71,5 м; максимальная, вероятно, несколько больше последней цифры, так как скв. 3-кп не достигла подошвы свиты. Мощность «тильтимских слоев» 150 м, указанная В. И. Гудиной, не доказана, поскольку для выделения их из разреза скв. 4-кп данных нет.

Мощность верхней и нижней пачек убывает с запада на восток, мощность средней — в противоположном направлении, и западнее скв. 3-кп она, по-видимому, выклинивается.

Подошва свиты залегает на отметках от —189 м (скв. 11) до +6 м (скв. 2-кп) и вновь погружается ниже —99 м (3-кп); кровля соответственно располагается на —133, —116, +71 и —27 м вследствие постседиментационной деформации. Снятие деформации (рис. 32) показывает, что накопление свиты происходило в депрессии, дно которой погружалось с востока на запад; о том же свидетельствует увеличение мощности.

Свита залегает под центральной частью и крутым восточным склоном возвышенности Мужинский Урал. Деформация свиты не отражается в строении поверхности и не согласуется с ее уклоном.

з. Свита состоит из трех пачек, различающихся по сортировке и содержанию грубых обломков пород: валунов, гравия, галек. При этом породы, не содержащие обломков и лучше сортированные, образуют среднюю пачку (см. рис. 32). В восточной части (скв. 11) свита полностью замещена ленточными алевритами и песками. Подобное замещение закономерно только для комплекса ледниковых отложений.

Для верхней и нижней пачек свиты характерны, по данным Е. В. Шумиловой (1974), хлидолиты (несортированные гравийно) —

песчано-алевритовые породы с грубыми обломками из уральских кристаллических и осадочных пород и мезозойских монтмориллонитовых глин. Для всей свиты (скв. 3-кп) характерно высокое содержание в тяжелой фракции неустойчивых минералов — амфиболов (максимальное для данного разреза), разрушенных минеральных зерен, а также каолинита и марказита (пирита), переотложенных из подстилающих толщ.

и. В основании нижней пачки (скв. 1-кп, отметка —153 м) найдены немногочисленные раковины известковых бентосных фораминифер (1—4 экз. на 100 г породы): *Elphidium subclavatum* Gudina, *Cribroelphidium goesi* Stschedrina), *Protelphidium* ex gr. *orbiculare* (Brady), *Stainforthina loeblichi* (Feyling-Hanssen), *Cassidulina subacuta* (Gudina). В основании средней пачки (скв. 2 кп, +31 м) — единичные (5—6) раковины двух видов фораминифер: *Elphidium subclavatum* Gudina и *Islandiella islandica* (Norvang); в средней части ленточных алевритов (скв. 11, выше —170 м) встречаются единичные раковины тех же видов и *Cassandra inflata* (Gudina), но распределение их точно не указано (данные И. Л. Зайонца, 1969); найденые также раковины остракод *Leptocythere cluthae* (Br., Cross. et Rob.), малочисленные обломки панцирей диатомовых (пресноводных и солоноватоводных). Кроме того, в тех же интервалах в скв. 1-кп и 2-кп, т. е. в нижней части пачек 1 и 2, найдено по раковине планктонных фораминифер *Acarinina compacta* (Gudina) и *Globigerina involuta* (Cushman) соответственно. В верхней пачке (скв. 3-кп, —30 м) встречены раковины позднемеловых фораминифер.

Донные и планктонные фораминиферы были объединены В. И. Гудиной (1966) в тильтимский комплекс.

Из разрезов свиты по скв. 1-кп и 3-кп получены палинологические спектры, состоящие из разрушенных юрских и меловых микрофоссилий и единичных свежих пыльцевых зерен кустарниковых берез, злаков, полыни и маревых. Е. Е. Гуртовая (1968, 1970) рассматривает их как спектры арктической пустыни и объединяет в местные зоны I или региональную зону «А». В первом из разрезов верхняя граница палинозоны проходит на 21 м, а во втором — на 7,5 м выше кровли свиты.

к. Несомненно автохтонными автор считает только остатки бентосных фораминифер, остракод и единичную пыльцу злаков, полыни, кустарниковых берез; планктонные фораминиферы следует считать переотложенными как в тильтимской свите, так и более высоких частях разреза. Чтобы не возвращаться к вопросу, остановимся на обосновании этого вывода.

Автор пришел к нему, имея в виду: экологическую несовместимость бедного арктического бентоса с богатым бореальным планктоном; отсутствие закономерности в распределении планктонных форм по разрезу; отсутствие в составе планктона единственного вида, широко распространенного в арктических морях — *Globigerina pachyderma* (Ehrenb.); принадлежность планктона к видам, известным с палеогена, а ныне живущим преимущественно в бореальных или еще более южных водах, либо к видам, географическое распространение которых неопределенно (новые виды) (Троицкий, 1969).

Что касается возможных источников переотложения, то их вполне достаточно, так как слои с планктонными фораминиферами известны во многих частях разреза мела и палеогена Зауралья — от турона до олигоцена (Еремеева, 1957; Ушакова, 1959; Фрейман, 1969).

По своим размерам раковины фораминифер относятся к песчаной фракции и в водной среде, как правило, не могут переноситься во взвесях, а при перекатывании быстро разрушаются. В этом отношении ледниковый перенос может быть благоприятнее для сохранности, особенно при транспортировке раковин внутри мерзлых обломков слабо консолидированных пород, из которых они легко освобождаются при таянии наноса (и при лабораторной обработке образцов — во время промывания). Косвенным подтверждением этому предположению является ничтожное число или полное отсутствие раковин планктонных фораминифер в плейстоценовых слоях Приобья, имеющих несомненно морское происхождение и содержащих автохтонные богатые бентосные комплексы фораминифер и раковин моллюсков, а также относительно высокое их содержание в глинах и алевритах с грубыми обломками. В этом легко убедиться, просмотрев профиль из работы В. И. Гудиной (1966).



Переотложенные в ледниковые слои фораминиферы известны в моренах Восточной Англии (MacFadyen, 1932), Борнхольмского бассейна Швеции (Arpi, Utech, 1967). Фораминиферы, перенесенные ледниками из морских глин Норильской котловины и переотложенные талыми водами в озерно-ледниковые слои Тукаландинского разреза на Норильском плато, описаны и самой В. И. Гудиной (Гольберт и др., 1971).

Наиболее вероятно переотложение раковин планктонных фораминифер из палеогеновых отложений, так как на Енисейском Севере, где палеоген практически неизвестен, нет и планктонных фораминифер, ни в морских, ни в ледниковых слоях плейстоцена. Геохронологическое значение органических остатков, найденных в тильтимской свите, заключается в следующем. Автохтонная бентосная фауна фораминифер является, в соответствии с заключением В. И. Гудиной, четвертичной (табл. 33), и никаких данных для предположений о миоценовом или плиоценовом возрасте слоев (Зайонц, 1969) нет. Все виды живут в арктической области современных морей, хотя некоторые заходят и в бореальную или, как *Stainfortina loeblichi*, распространены в бореальной, но встречаются и в арктической. К числу перигляциальных, арктических или субарктических групп принадлежат и растения, пыльца которых в единичном количестве найдена в отложениях.

Таким образом, может быть сделан общий вывод об арктических условиях формирования отложений тильтимской свиты, находящейся в полном соответствии с ледниковым и перигляциальным обликом отложений: несортированными глинисто-алевритовыми породами с грубообломочным материалом (перенесенным часто не менее чем на 75 км от коренных источников), сочетающихся с ленточными алевритами.

Фациальное значение находок фораминифер состоит в возможности определить морское или ледниково-морское происхождение средней пачки и какой-то части нижней (основание скв. 1-кп). Отсутствие автохтонных органических остатков в большей части разрезов определенно свидетельствует о почти полной стерильности среды седиментации, свойственной отложениям ледниковой группы — донным и абляционным моренам.

Таблица 33

| Вид | Пределы геологического возраста (Гудина, 1966, 1969) | Зоогеографическая группа (Гудина, 1966) |
|---|---|---|
| *Elphidium subclavatum* | Q—R* | Арктическая |
| *Protelphidium orbiculare* | Q—R | » |
| *Cribroelphidium goesi* | Q—R | Бореально-арктическая |
| *Stainfortina loeblichi* | Q—R | Аркто-бореальная |
| *Cassidulina subacuta* | Q—R | Бореально-арктическая |
| *Islandiella islandica* | Q—R | Арктическая |
| *Cassandra inflata* | Q—R | Бореально-арктическая |

* R — современность.

Бедность и эврибионтность бентосных фораминифер в пачке ледниково-морских перигляциальных отложений, а также почти полное отсутствие в них пыльцы и спор свидетельствуют, скорее всего, об их межосцилляторном характере и безжизненности ледяных берегов бассейна. Масштаб перемещения ледникового края во время образования средней пачки может быть оценен в пределах 10 км, поскольку в разрезе скв. 4-кп она уже не выделяется.

Миграционная последовательность фораминифер рисуется в следующем виде: 1) отсутствие фораминифер (основание свиты); 2) появление единичных арктических, бореально-арктических и одного аркто-бореального видов (низы нижней пачки); 3) исчезновение фораминифер (нижняя пачка); 4) появление единичных арктических фораминифер (средняя пачка); 5) исчезновение фораминифер (верхняя пачка).

Такая последовательность соответствует двум осцилляциям ледникового края и двум весьма кратким ингрессиям, из которых вторая, судя по литологическим признакам, была более глубокой.

л. Палеонтологические данные непосредственно позволяют определить только четвертичный возраст и ледниковый (включая приледниковый) генезис отложений свиты. Отнесение ее к ледниковому горизонту нижнего плейстоцена сделано на основании вывода о среднеплейстоценовом возрасте перекрывающих обских слоев салемальской свиты.

Границы свиты вполне естественны. Нижней является денудированная (экзарированная) кровля меловых пород, верхней — подошва перекрывающих морских глин (обских слоев). Таким образом, нижняя граница ее совпадает с поверхностью крупного перерыва, а верхняя — с уровнем резкого изменения фациальных условий накопления отложений.

м. Пространственной выдержанностью тильтимской свиты, как и всякого комплекса ледниковых и приледниковых отложений, можно считать только устойчивость сочетания немых несортированных неслоистых пород с грубообломочным материалом со слоистыми или ленточными отложениями водного происхождения, немыми или содержащими остатки бедной арктической фауны и флоры. В этом отношении состав и строение разреза на Мужинском Урале типичны, но поскольку в ледниковом горизонте может насчитываться множество пар осцилляторных и межосцилляторных слоев, выделенные в этом разрезе пачки следует пока считать локальными подразделениями и полагать, что подобные им мелкие подразделения других разрезов будут несколько отличаться по возрасту и положению в общем разрезе горизонта.

Отложения, аналогичные в общих чертах стратотипу свиты, прослеживаются в обширной полосе, лежащей южнее, западнее и юго-западнее пос. Мужи, между подножием Урала и долиной Оби. Длина этой полосы не менее 250 км, ширина от 240 на юге до 105 км на севере. Они занимают то же стратиграфическое положение между кровлей палеогена и подошвой обских слоев (или их вероятных аналогов). Наиболее надежно аналоги свиты установлены в разрезе скв. 1 у пос. Азовы, где на меловых породах, раздробленных в приконтактовой части, лежит, по Е. В. Шумиловой (1974), пачка моренного хлидолита мощностью 32 м (отметки от —142 до —110 м), перекрытая 14-метровым слоем слабослоистых алевритовых глин с грубыми обломками (от —110 до —96 м). В отложениях найдены только переотложенные остатки радиолярий, губок, позднемеловых фораминифер, а также споры мезозойских растений и единичные пыльцевые зерна кустарниковых берез, характерные в совокупности для зоны I (Гудина, 1966; Гуртовая, 1968, $1971_{1-3}$).

Поскольку есть основания (см. ниже) относить максимум после тильтимской максимальной трансгрессии ко времени накопления об-



Таблица 34

**Распространение и характеристика отложений тильтимской свиты**

| Местонахождения | | Литологическая характеристика (по В.И. Гудиной, 1966; Е.В. Шумиловой, 1974; А.Д. Уманскому, 1969) | Абсолютные отметки и глубина, м | | Мощность, м |
|---|---|---|---|---|---|
| № скважины | Профиль, пункт | | подошва | кровля | |
| 4кп | Мужи — Тильтим | Глина алевритовая, зелено-серая, с гравием, галькой. Много неустойчивых минералов (амфиболов) | —50 | 0 | 50 |
| 7-кп | » » | Глина алевритовая, с гравием, галькой, валунами, зеркалами скольжения | | +60 | Более 25 |
| 1-кп | Азовы — Мужи | См. в тексте | —142 | —96 | 46 |
| 2-кп | » » | Глина алевритовая, зеленовато-серая, без грубых обломков | —133 | —120 | 13 |
| 4-кп | Шекурья — Саранпауль | Глина валунная | —55 | —45 | 10 |
| 2-к | Пос. Тоболдино | Глина песчанистая, со значительным количеством гравия, гальки, валунов уральских пород | | 124 | |
| 1-к | Пос. Березово | То же | | 65 | |
| 7-к | Пос. Нарыкары | » | | 170 | |

ских слоев, вполне резонно сопоставлять с ними узкие интервалы отложений с раковинами фораминифер, обнаруженные в разрезах, лежащих у южных и западных пределов распространения трансгрессий, а подстилающие накопления относить к тильтимской свите. При такой трактовке к ней относятся серые и зеленовато-серые алевритовые глины со значительным количеством гальки и валунов уральских кристаллических пород, а также слои безвалунных алевритовых глин, вскрытые скважинами в западной части профиля Мужи — Тильтим, по долинам рек Северной Сосьвы, Ляпина, Оби (Гудина, 1966, Уманская, 1969). Сведения о них сведены в табл. 34.

н. Учитывая сказанное выше, общая параллелизация с уже существующими близкими по стратиграфическому положению и возрасту подразделениями региона может быть выполнена только при описании тильтимского горизонта.

о. Самостоятельность нового подразделения и его ранг обосновываются следующими признаками.

Свита распространена в предгорном поясе Зауралья, являющемся для ледниковых отложений не менее определенной фациальной зоной, чем для морских. В данном случае ее можно назвать зоной переклинивания ледниковых и морских отложений.

Свита представляет собою совокупность отложений, образовавшихся во вполне определенных физико-географических условиях — во время наступания ледникового покрова, спускавшегося на зауральскую часть равнины с Урала, и его прерывистого сокращения, с общей тенденцией перемещения края в западном направлении.

Внутреннее единство свиты обеспечивается ледниковым и приледниковым типом литогенеза, арктическим характером фауны и флоры, т. е. определенным палеоклиматическим единством отложений и органических остатков.

Тильтимская свита четко отличается от подстилающих (дочетвертичных) и перекрывающих морских отложений салемальской свиты по фациальным особенностям и палеонтологическим данным. Верхняя ее граница проводится по почти полному исчезновению грубообломочного материала, появлению слоистых глин и алевритов с богатым об-

ским комплексом фораминифер и раковин моллюсков санчуговского комплекса и частично со спорово-пыльцевыми спектрами северотаежного типа; нижняя — по стратиграфическому перерыву и угловому несогласию.

Возрастной объем свиты определяется в пределах крупного раннеплейстоценового холодного (ледникового) климатического ритма. При этом, судя по появлению морских слоев, переслаивающихся с ледниковыми отложениями, и перекрытию свиты морскими межледниковыми накоплениями салемальской свиты, верхняя часть тильтимской свиты сформировалась в конце ледникового ритма.

Сопоставление свиты с подразделениями единой шкалы может быть выполнено только путем последовательной корреляции всего горизонта, в объем которого входит эта свита и ряд сходных по климатическим условиям формирования свит. Поскольку сам горизонт является ледниковым, то корреляция его отдельных частей осуществляется косвенно — по соотношению с перекрывающим межледниковым горизонтом, охарактеризованным палеонтологическими остатками.

Район Мужинского Урала в отличие от района Салехарда не входил в число стратотипических или опорных при выделении полуйской свиты — стратиграфического аналога тильтимской свиты. Полуйская свита не имеет палеонтологической характеристики. В. И. Гудина (1964) употребляла это название для тех же отложений в качестве временного без сопоставления и обоснования, а впоследствии (в 1966 г.), после исследования фауны фораминифер и выделения тильтимского комплекса, присвоила этой части разреза название тильтимских слоев. Это название автор сохраняет для свиты, в соответствии с правилами приоритета (Стратиграфическая классификация..., 1965, ст. 32, п. Г). Более позднее название «полуйская свита» (Лазуков, 1970), распространенное на уже выделенную, описанную и получившую подробную стратиграфическую и палеонтологическую характеристику часть разреза (тильтимские слои), противоречит правилам приоритета. Тильтимские слои можно было только объединить с полуйской свитой в рамках единого горизонта, но такой путь объединения не был избран.

**Полуйская свита.** Название сохраняется на основании правила приоритета (Стратиграфическая классификация..., 1965, ст. 32). Свита установлена по разрезам нескольких профилей буровых скважин около г. Салехарда и профилю по долинам рек Полуй и Ярудей, идущему в широтном направлении от г. Салехарда к долине р. Надым на расстоянии 220 км.

Дополнительное весьма подробное и точное описание свиты дано Г. И. Лазуковым (1970). В описание включены данные по 180-километровому профилю от левобережья Оби у г. Салехарда до внешнего края обской дельты около пос. Яр-Сале (Ярсалинский профиль). Крайним восточным пунктом распространения свиты указан пос. Самбург на р. Пур (скв. 2). Мощность свиты 50—60 м. В сложении участвуют серые несортированные песчано-глинисто-алевритовые породы с галькой, гравием и редкими валунами и алевриты, глины, пески, слабо или отчетливо слоистые. Происхождение их считается ледниковым и ледниково-морским; возраст — раннеплейстоценовым.

Свита ложится на породы различных отделов и ярусов меловой и палеогеновой систем со слабым угловым и четким денудационным несогласием; перекрывается морскими глинами и алевритами казымской свиты.

Описание, приведенное Г. И. Лазуковым, отвечает требованиям, предъявляемым к описанию стратотипов, и может быть лишь частично дополнено в части ее литологической и палеонтологической характеристик. Основной разрез стратотипического участка (рис. 33), по Г. И. Лазукову (Галеркина, Лазуков, 1960), дополнен сведениями



о распределении фораминифер по В. И. Гудиной (1966). На схеме хорошо видно, что полуйская свита лежит ниже предела распространения фораминифер, даже если несколько переместить вверх ее кровлю, как это сделано в более поздней публикации Г. И. Лазукова (1970, рис. 3). Нет бентосных фораминифер и ниже обских слоев в разрезах скв. 21 и 5 (Гудина, 1966, рис. 12), на которые ссылается Г. И. Лазуков (с. 30) при характеристике свиты; источник сведений остается неясным, так как у В. И. Гудиной нет публикации 1961 г. В указанном интервале есть только единичные раковины морских остракод *Krithe glacialis* Brady, Crosskey et Robertson, распространенных в холодных водах, и планктонных фораминифер (3 вида). Последние автор считает аллохтонными (см. выше).

Тем не менее в стратотипической местности есть разрезы полуйской свиты, в которых встречаются немногочисленные раковины фораминифер. Если принять трактовку расчленения разрезов скважин Ярсалинского профиля автора (Троицкий, 1969) и считать, что в них, кроме салемальских отложений, есть аналоги (слои со слабым максимумом фораминифер), то к полуйской свите отойдет часть разреза, лежащая между ними и меловыми породами, мощностью 30—60 м. В ней найдены единичные (1—5) раковины 12 видов: *Dentalina pauperata* Orb., *Tappanella arctica* Gudina et Saidova, *Buccella frigida* (Cushman), *Cribrononion obscurus* Gudina, *Melonis zaandamae* (Voorthysen), *Elphidium subclavatum* Gudina, *Protelphidium lenticulare* Gudina, *Pr. orbiculare* (Brady), *Cribroelphidium granatum* Gudina, *Cassandra teretis* (Tappan), *Islandiella islandica* (Norvang) и более многочисленные раковинки *Cassandra inflata* (Gudina). Комплекс несколько обильнее, чем в тильтимской свите, и включает большее число широко распространенных, аркто-бореальных видов (5), но сохраняет общий арктический облик. Эта фауна из двух местонахождений (скв. 3, гл. от —120 до —140 м и скв. 17 около —180 м) дополняет палеонтологическую характеристику свиты. Возможно, что к той же свите относятся и слоистые песчаные алевриты в основании скв. 16, содержащие фораминиферы. Спорово-пыльцевые спектры полуйской свиты, судя по разрезам скв. 17 Полуйского профиля (от —165 до —185 м) и скв. 55 у пос. Лабытнанги (от —110 до —132 м), состоят из переотложенных мезозойских зерен, либо, как в скв. 3 (ниже —97 м) и 12 (ниже —107 м) Ярсалинского профиля, соответствуют растительности тундры (по данным Г. М. Левковской, Н. С. Соколовой, Т. И. Смирновой, Е. Е. Гуртовой).

Литологические и палеонтологические особенности отложений свиты соответствуют представлению о ее ледниковом и водно-ледниковом (включая ледниково-морское) происхождении. Часть их формировалась в стерильной среде, под ледником, получала пополнение материалом преимущественно «снизу» (донные морены) и не содержит автохтонной органики; другая отлагалась в морском бассейне у ледникового края или на некотором удалении от него. На дне бассейна обитали немногочисленные донные фораминиферы, а воды, стекавшие с открытых участков побережий, и перемещение воздушных масс обеспечивали поступление в осадки пыльцы и спор тундровых растений и небольшого количества наиболее летучей пыльцы деревьев.

Миграционная последовательность может быть намечена только в самом общем виде. В приледниковом море — от отсутствия органических остатков к начальным фазам заселения бассейна арктическими и широко распространенными фораминиферами. По спорово-пыльцевым спектрам, полученным Е. Е. Гуртовой (1975) из разрезов Ярсалинского профиля, заселение растительностью открытых побережий могло идти в следующей последовательности: 1) арктическая пустыня (ледники); 2) тундра южная; 3) тундра типичная.

Эта последовательность является неполной (отсутствует переходная фаза между арктической пустыней и южной тундрой), а в некоторых разрезах (скв. 17, 55) нет и двух последних фаз, но от комплекса ледниковых отложений и нельзя ждать полного сохранения всех зон в каждом разрезе. По реконструированной ее части можно наметить межфазиальное или межстадиальное потепление во время формирования средней части разреза свиты.

В отношении границ распространения свиты можно сделать только одно уточнение. Наиболее удаленные к востоку пункты, где еще встречается типичное для свиты сочетание несортированных глинисто-алевритовых пород с грубыми обломками и близких к ним по составу, но слоистых (водных) отложений,— это восточное и южное побережья Обской губы: бассейн р. Ярудей (скв. 7) и у пос. Ныда (скв. 8).

Далее, вплоть до долины р. Пур (скв. 49, скв. 2 у пос. Самбург), на расстоянии более 200 км в разрезах нет типичных ледниковых фаций, которые занимали бы аналогичное стратиграфическое положение. Кроме того, в Самбургской скважине эта часть разреза представлена чередованием валунных суглинков с песчаными пачками, а петрографический состав грубого материала совершенно иной. Эти особенности отложений не препятствуют объединению их с полуйской свитой в рамках единого горизонта, но никак не свиты.

**Мессовская свита.** Стратотип. а. Название «мессовская свита» применено впервые В. Н. Саксом в 1959 г. Ранее это подразделение с тем же географическим названием выделялось тем же исследователем в 1945 г. в ином ранге.

б. Название происходит от р. Мессо, дренирующей юго-западную часть Гыданского полуострова и впадающей в Тазовскую губу.

в. Стратотип — единственный разрез в обрывах р. Лабуй-Надо, по правому берегу р. Мессо — находится в 15—20 км ниже впадения правого притока р. Варкутаяха. Местонахождение показано на схематической карте (Сакс, 1945$_3$).

г. Прежние местные названия и ранги: мессовские пески, мессовский горизонт (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1951$_1$, 1953), мессовская свита (Сакс, 1959).

д. Изображение стратотипа никогда не публиковалось.

е—л. Литологическое описание и палеонтологическая характеристика приведены В. Н. Саксом (1945$_3$, с. 146): «Аллювиальные белые и светло-серые, преимущественно мелкозернистые пески с прослоями торфа и с обломками кустарников, имеющие видимую мощность до 8 м и выходящие в основании обрывов Лабуй-Надо... На них со стратиграфическим, а местами и с резким угловым несогласием ложатся суглинки с морской фауной. Пески, которые мы будем называть мессовским горизонтом, по всем данным, отвечают толще аллювиальных песков, подстилающей в низовьях Енисея четвертичные морские отложения и вскрытой только скважинами в Усть-Енисейском порту и к востоку от Дудинки (Сакс, 1940). Очевидно, пески мессовского горизонта отложены реками непосредственно после максимального оледенения Западной Сибири, в эпоху, когда море еще не доходило до интересующих нас районов».

В последующем, более подробном описании разреза (Сакс, 1946, с. 31) р. Лабуй-Надо указано, что он относится к IV (III надпойменной) террасе, поднимающейся на 40 м над рекой (около 50 м над морем), и вскрывает следующие слои (сверху вниз).

| | Мощность, м |
|---|---|
| 1—3. Голоценовые озерно-болотные отложения (линза) . . . . | 2,55 |
| 4—5. Зырянские водно-ледниковые отложения — алеврит ленточный серый и мелкозернистый песок . . . . . | 10 |
| Поверхность размыва. | |
| 6. Суглинок серо-бурый с редкой галькой траппа, кварца и бурого угля, с единичными преимущественно трапповыми валунами. В суглинке подстилающих обломки четвертичных раковин, в нижних горизонтах много целых раковин пелеципод и гастропод. У основания слоя наблюдаются прослои торфа. Как в суглинке, так и в торфе присутствуют единичные пыльца березы, ели, трав, споры[1] . . . . . | 13—20 |
| Поверхность размыва. | |
| 7. Песок серый с обломками древесины, кустарников, с прослоями торфа, с горизонтальной слоистостью, местами переходящий в горизонт растительного детритуса (преимущественно сучья кустарников). В прослоях торфа скудная пыльца древесных, реже травянистых растений и споры . . | 0,05—0,33 |
| 8. Песок белый мелкозернистый, глинистый, косослоистый. Косая слоистость выдерживается в крупных (до 1 м по вертикали) пачках, причем в верхах пачек обычно появляются пропластки, обогащенные растительными остатками. Видимая мощность . . . . . | до 8 м. |



Суглинки слоя 6 в нижнем конце обрывов р. Лабуй-Надо лежат горизонтально на подстилающих слоях, поставленных почти на голову. Нередко слой 6 уходит под уровень реки, выполняя понижения размытой кровли песков. У основания обнажений на береговой отмели встречаются галька, редкие валуны, остатки мамонта.

После В. Н. Сакса этот разрез посетил и описал только Н. А. Тимашков (1953 г.). Никаких дополнительных данных о мессовской свите он не собрал и не опубликовал.

Для датировки мессовской свиты в стратотипе решающее значение имеют соотношения с перекрывающими породами и их возраст, поскольку подстилающие — неизвестны (ближайшие скважины пройдены в 100—135 км к СЗ, ЮЗ и В). Однако подробного послойного описания толщи алевритов, перекрывающих свиту (слоя 6), не приведено. В общем описании указано, что слоистость выражена слабо или отсутствует вовсе, мощность — до 40 м. В нижней части довольно много валунов траппов, реже — палеозойских песчаников, сланцев, известняков, верхнемеловых песчаников с раковинами, обломков меловых бурых углей. По описанию Н. А. Тимашкова, в смежном разрезе (обн. 215 в 35 км к СВ) нижняя часть толщи содержит слои серых ленточных глин (1,0—1,5 м).

Создается впечатление, что эта часть толщи представляет собой самостоятельный слой ледникового происхождения. Такой вывод хорошо объясняет особенности ее сложения: наличие валунных суглинков и ленточных глин, а также деформацию подстилающих песков мессовской свиты, которую можно рассматривать как гляциодислокацию. Вследствие последовавшего размыва этот слой сохранился далеко не всюду. Так, он явно выпадает из разреза в пункте, описанном В. Н. Саксом.

Из суглинков, лежащих над мессовской свитой в обрывах р. Лабуй-Надо, В. Н. Сакс и Н. А. Тимашков собрали раковины моллюсков и усоногих (определения В. Н. Сакса и В. С. Ломаченкова): *Balanus balanoides* L., *Chlamys* cf. *islandicus* (*Miill*), *Euspira pallida* (Brod. et Sow.), *Astarte borealis typica* (Chemn.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* L., *Portlandia arctica* (Gray), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Astarte crenata* (Gray), *Astarte montagui* (Dillwyn), *Cyrtodaria jenisseae* Sachs (см. прил., рис. 60, *IV* — 227, *228*, *229*).

По данным Н. А. Тимашкова, раковины залегают в серо-зеленоватом и буром глинистом алеврите, не содержащем грубых обломков. Видимая мощность слоя до 11,5 м (обн. 269, 270); в нижней части встречаются послойные плоские линзы тонкозернистого серовато-белого, неслоистого песка (до 1 м) с мелкой галькой в подошве. Слой залегает в средней части невысоких (15—16-метровых) обрывов. Раковины найдены на высоте 22—29 м над уровнем моря (8—15 м над рекой).

[1] Здесь и ниже опущено упоминание о морских диатомовых водорослях, которые обычны в морском палеогене и явно переотложены.

Фауна, по заключению В. Н. Сакса, указывает на гидроклиматические условия несколько более мягкие, чем в современном Карском море, и обитала она в бассейне умеренной глубины, так как, за исключением *Astarte crenata* (Gray), не содержит форм открытого моря.

Наблюдения Н. А. Тимашкова и заключение В. Н. Сакса позволяют полагать, что фауна находится в безвалунных сублиторальных отложениях, лежащих выше слоя морены и ленточных глин и сформировавшихся в межледниковых условиях. Об этом свидетельствует находка в «санчуговских морских глинах на р. Мессо», т. е. очевидно, в разрезе р. Лабуй-Надо, «окатанных галек с *Arctica* (=*Cyprina*) *islandica* (L.) и *Macoma calcarea* (Chemn.) (Сакс, $1945_3$, с. 147). Это, скорее всего, не аллохтонные окатанные обломки, свидетельствующие о какой-то более ранней трансгрессии, а автохтонные конкреционные образования. Включение бореального вида (*Arctica islandica*) в состав комплекса вполне правомерно: последний и без него содержит два бореальных вида (*Balanus balanoides*, *Chlamys islandicus*).

Все эти сведения позволяют предположить, что средняя часть суглинистой толщи, лежащей над мессовской свитой, может быть отнесена к казанцевскому горизонту, представленному в бассейне р. Мессо алевритово-глинистыми фациями открытого мелководного шельфа. Справедливость такого предположения подкрепляется новыми находками морских раковин. В. Н. Сакс проследил распространение той же суглинистой толщи в бассейне низовьев рек Мессо и Пур, отметив находки в ней конкреций с раковинами, оставшимися не определенными (м. Шеймина на р. Пур; см. прил., рис. *61, V*$_Б$*—136*). В 1954 г. М. Н. Бойцов из смежных разрезов этой толщи по правому берегу р. Пур (V—154) собрал конкреции с раковинами *Arctica islandica* L., *Astarte compressa* (L.), *A. borealis* (Chemn.), *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* (L.), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Astarte montagui* (Dillwyn), *Cyrtodaria jenisseae* Sachs (определения автора). Состав фауны, как нетрудно видеть, практически идентичен комплексу из разреза р. Лабуй-Надо, а часть раковин заключена в конкрециях.

Наконец, верхняя часть суглинистой толщи, выходящей в обрывах р. Лабуй-Надо, по данным Н. А. Тимашкова (обн. 269, 270), также сложена немыми серыми ленточными глинами (5 м) и серо-бурыми слоистыми алевритами с галькой (3 м), перекрывающими слой с морскими раковинами. Такие же ленточные глины прослежены В. Н. Саксом в верхней части толщи, выходящей на притоке р. Мессо — р. Мярояхе (Меромо) южнее обрывов р. Лабуй-Надо. Это, очевидно, та же 8—10-метровая пачка, которую и В. Н. Сакс и автор относят к экстрагляциальным водно-ледниковым отложениям зырянского горизонта, выполняющим Мессовскую низину. В восточном и северо-восточном направлениях они переходят по простиранию в пески наклонной зандровой равнины, окаймляющей краевой пояс гыданской стадии (Троицкий, 1967) последнего покровного оледенения (Стрелков, Троицкий, 1953).

Таким образом, отложения, перекрывающие мессовскую свиту, в стратотипическом обнажении могут быть подразделены следующим образом (сверху вниз):

1. Голоцен — озерные отложения и торфяники.
2. Зырянский горизонт — ленточные алевриты, глины, слоистые алевриты с галькой, слоистые пески.

Поверхность размыва.

3. Казанцевский горизонт — алевриты с морскими раковинами.

Поверхность размыва (местами — скрытое несогласие).

4. Самаровский горизонт — валунные суглинки и ленточные глины.

Поверхность экзарационного несогласия.

5. Мессовская свита — речные пески с растительными остатками.

Такой взгляд на расчленение разреза р. Лабуй-Надо и смежных с ним обнажений создает некоторую неопределенность в соотношении мессовской свиты с санчуговской (вследствие выпадения последней из разреза) и позволяет поставить вопрос о понижении ее возраста, который, очевидно, является досамаровским.



Единственный разрез на р. Мессо, а также явно недостаточный для стратотипа свиты объем информаций, по-видимому, отчетливо представлял и сам автор названия свиты, ссылавшийся впоследствии почти исключительно на разрез в окрестностях пос. Усть-Енисейский Порт (Усть-Порт) в низовьях Енисея. Разрез этот более представителен и полнее исследован, поэтому его вполне можно считать гипостратотипом мессовской свиты.

Название мессовская свита, несмотря на неудовлетворительность стратотипа, предлагается сохранить как прочно вошедшее в геологическую литературу, даже имея в виду то, что длительность его применения несколько менее 30 лет, предусмотренных стратиграфическим кодексом (Стратиграфическая классификация..., 1965, ст. 48).

Гипостратотип. а—б. По сути дела, он всегда являлся основным типовым разрезом свиты, и в качестве такового использовался при стратиграфических корреляциях и построениях.

в. Установлен на Малохетской разведочной площади — территории, занимающей 720 км² (45×16 км) и вытянутой с юго-запада на северо-восток, вдоль долины Енисея, от окрестностей поселков Усть-Порт и Малая Хета к низовьям р. Сухой Дудинки. На этой площади пройдено 128 буровых скважин, большая часть которых вскрыла отложения свиты. В обнажениях по правому берегу Енисея, между устьем р. Санчуговки и м. Селякиным (рис. 34), вскрывается только самая верхняя часть разреза свиты.

г. Прежние местные названия и ранги: флювиогляциальные, речные и дельтовые пески (Сакс, 1939), мессовский горизонт (Сакс, 1945; Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1947, $1951_1$, 1953), мессовская свита (Сакс, 1959), пачка песков и галечников (частично, Слободин и др., 1967; Суздальский, Слободин, 1969).

Первоначально пески мессовского горизонта не отделяли от подстилающих валунных галечников, лежащих на кровле меловых пород, и последние рассматривали в качестве базального слоя, хотя предполагалось, что они могут быть остатками перемытой морены древнего покрова оледенения (максимального). Впоследствии горизонт валунных галечников был выделен в самостоятельную стратиграфическую единицу, но не получил собственного названия.

Учитывая второстепенность литофациальных различий между галечниками, с одной стороны, и грубыми песками — с другой, кажется целесообразным восстановить первоначальное понимание объема, оставив за толщей валунных галечников ранг подсвиты. Такое объединение подчеркнет общее фациальное единство свиты и нисколько не умалит значения валунных галечников в качестве свидетельства былого оледенения.

д. Изображение гипостратотипа опубликовано В. Н. Саксом (1951). Оно состоит из трех профилей, пересекающих всю Малохетскую буровую площадь и имеющих протяженность 19, 39 и 50 км. Их совокупность дает четкое и достаточно полное представление об условиях залегания свиты и ее нижней подсвиты, их соотношениях с подстилающими и перекрывающими отложениями, но не показывает внутреннего строения свиты. Один из этих разрезов, дополненный по описанию керна скважин (материалы автора, собранные в 1957 г), их первичной документации, и достроенный по описаниям естественных выходов до м. Селякин и р. М. Хеты, изображен на рис. 34.

е. Свита ложится со слабым угловым и отчетливым стратиграфическим несогласием на размытую поверхность меловых пород от верхнего валанжина до турона — коньяка включительно. Подстилаю-

щие породы представлены, главным образом, песками, песчаниками, алевролитами, глинами, нередко с углефицированными остатками растений и слоями угля.

В меловых отложениях, непосредственно подстилающих свиту, найдены (в единичных пунктах) раковины аммонитов, иноцерамов, ауцелл, фораминифер и повсеместно спорово-пыльцевые комплексы, характерные для соответствующих отделов, ярусов (или пар ярусов) меловой системы. Характерно почти полное отсутствие мегакластов, за исключением тонкого слоя мелкогалечного конгломерата или гравелита в основании баррема. Размер галек не превышает 3,5 см (обычно — 1—2 см); состав — кварц, кремень, халцедон, кварцит, мергели, глинистые известняки, известковые песчаники, диабазы, гранит-порфир, фельзит-порфир, уголь. Среди тяжелых минералов в песчано-алевритовых фракциях практически отсутствуют пироксены, много эпидота — цоизита, гранатов и черных рудных (Сакс, Ронкина, 1957).

Подошва свиты слегка неровная, колебания ее отметок по отношению к уровню моря лежат в пределах от —23 до —84 м. В каньоне под правобережьем р. М. Хеты и депрессий под низовьями р. Сухой Дудинки она, возможно, опускается до —148 и —118 м. В. Н. Сакс предполагает, что свита выполняет древнюю долину пра-Енисея, но контуры долины пока не установлены. Средний, наиболее распространенный уровень подошвы свиты —50 м.

Кровля свиты неровная вследствие неоднократных размывов, ее положение меняется в пределах от +15 до —30—65 м абсолютной высоты. Наибольшее значение в формировании конфигурации и положения кровли имел предсанчуговский размыв с амплитудой до 80 м, вследствие которого свита полностью выпадает из разреза в ряде пунктов (скв. 83-к, 88-к, 94-к, 98-к и, возможно, 101-к и 105-к). Образованную в это время систему неровностей В. Н. Сакс рассматривает как совокупность эрозионных ложбин, площадок и уступов погребенных террас, имевших высоту 96, 75—65 и 45—35 м над дном прадолины (т. е. +20, —10 и —30—40 м по отношению к уровню современного Енисея). Два нижних уровня реконструированы довольно надежно, верхний — по одной точке (скв. 92-к). Повторное описание керна этой скважины позволило опустить кровлю свиты до +8 м, т. е. до отметки, близкой к ее уровню в естественных разрезах, ниже устья р. Санчуговки (см. рис. 34). Вторая, значительно более поздняя поверхность размыва, отделяет мессовскую свиту от каргинских речных слоев и лежит на отметках —22—32 м. Под этой поверхностью сохранилась только нижняя треть или половина разреза свиты.

Формирование неровностей кровли продолжается и сейчас, так как отложения свиты прорезаны руслом Енисея на глубину до 30 м ниже уровня моря, а подошва современного аллювия лежит, очевидно, еще ниже. Точное положение кровли под руслом неизвестно, поскольку отделить мессовские грубые пески от современных русловых достаточно сложно. В. Н. Сакс проводит границу на глубине 50—60 м. от уровня реки.

Отложения санчуговского горизонта (морские глины) и каргинских слоев (речные пески), перекрывающие свиту, представлены типичными фациями; их разрезы на той же площади описаны как стратотипические (Сакс, 1953) и рассматриваются ниже.

ж. Описание разреза характеризует свиту на всей Малохетской площади и является обобщенным.

На размытой поверхности меловых пород залегают следующие отложения (снизу вверх).

Пачка 1. Валунный галечник, галечный гравий, валунно-галечный разнозернистый песок; окраска серо-бурая, желтая, ржаво-охристая. Иногда между слоями грубообломочных разностей залегают прослои



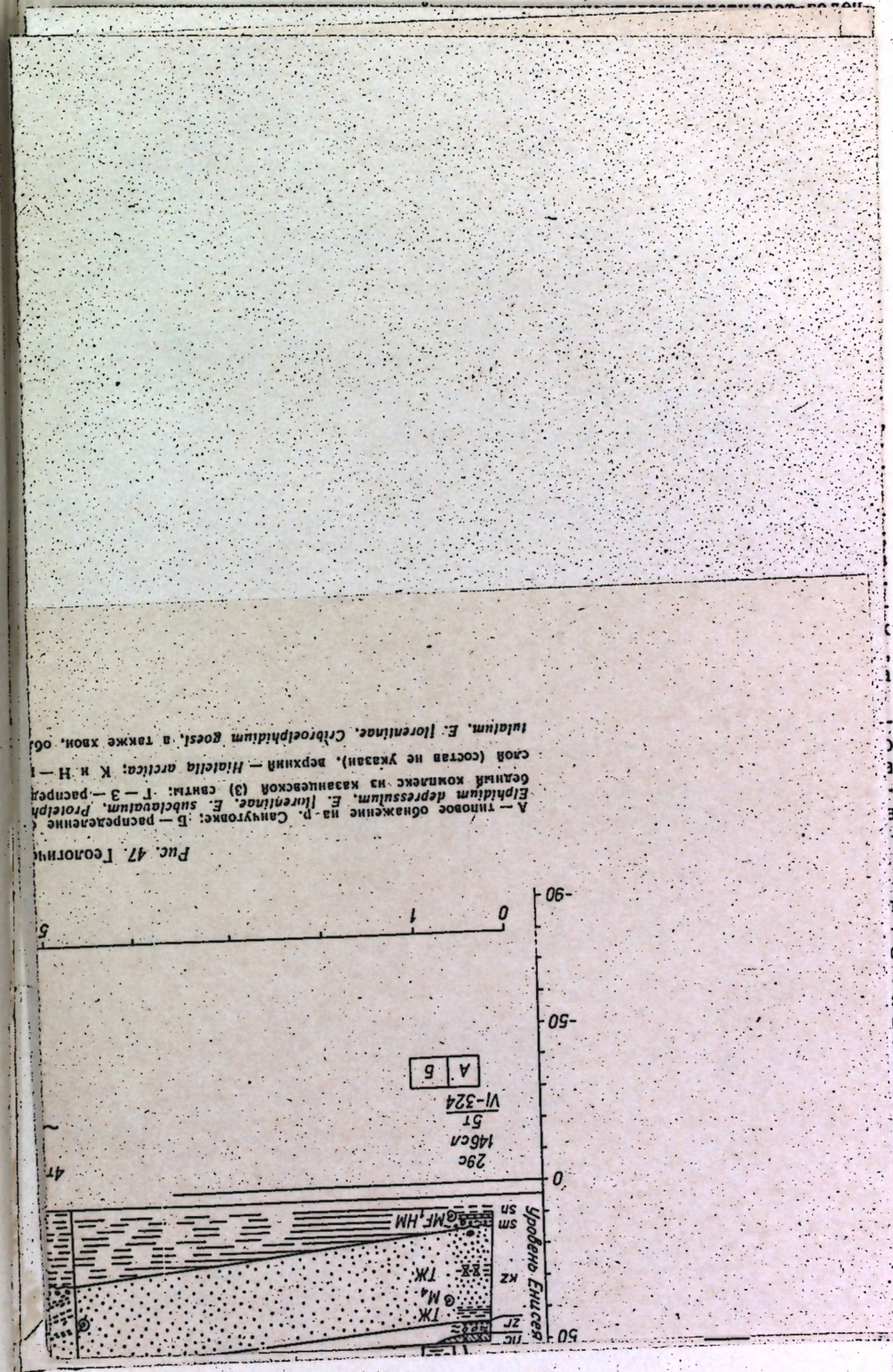
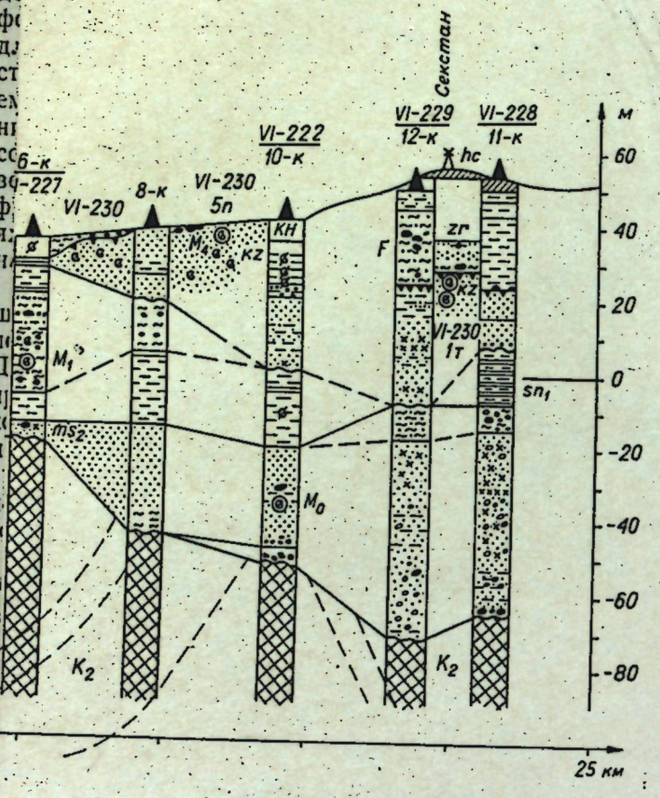
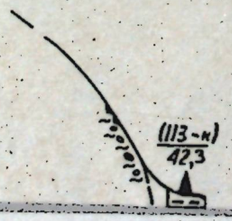



Рис. 47. Геологич

А — типовое обнажение на р. Санчуговке; Б — распределение
Elphidium depressulum, E. florentinae, E. subclavatum, Protelph
бедный комплекс из казанцевской (3) свиты; Г — З — распред
слой (состав не указан), верхний — Hiatella arctica; К и Н —
tulatum, E. florentinae, Cribroelphidium goesi, а также хвои, об




ей подсвиты санчуговской свиты: *Macoma calcarea, Hiathella arcti-*
*ниты*, по возрасту соответствующие нижней пачке мессовской свиты;
з. обозн. см. на рис. 34.






желтого мелкого песка, серой глины; нередко песок подстилает галечник и ложится непосредственно на кровлю мела (нижняя подсвита). Мощность от 0,5—6,0 до 21,5 м.

Пачка 2. Песок желтый и серый, с резко подчиненными прослоями глины, алеврита, гравия, галечника, торфянистыми слойками; в сохранившемся керне заметна косая слоистость с наклоном до 20°. В обнажениях ниже устья р. Санчуговки верхняя часть разреза видимой мощностью до 11 м сложена желтыми и палевыми тонко- или мелкозернистыми песками, горизонтально переслаивающимися с чистым серым алевритом (верхняя подсвита). Мощность от 25—35 до 72 м.

Общая мощность свиты в наиболее полном разрезе (скв. 9-к) достигает 73 м, из которых 72 м приходится на верхнюю подсвиту и 1 м — на нижнюю.

з. Нижняя подсвита чаще всего представлена валунным галечником, содержащим до 50—70% крупной и средней окатанно-угловатой, угловатой или угловато-окатанной гальки, с примесью валунов, мелкой гальки, гравия, разнозернистого песка. Абсолютно преобладают гальки и валуны основных изверженных пород (70—85%). Исследование состава валунного галечника из скв. 37-к (интервал 90,0—96,5 м) показало, что обломки габбро-долеритов, долеритов, оливиновых долеритов, оливиновых и безоливиновых базальтов; гиалиновых, толеитовых, интерсертальных, порфировых и миндалекаменнных пород составляют 75%; 20% приходится на обломки терригенных и карбонатных палеозойских пород: органогенных, пелитоморфных и кристаллических известняков; доломитов; мергелей; кварцевых, аркозовых, полимиктовых песчаников и алевролитов; единично встречаются гальки габбро-сиенита, плагиоклазового пироксенита, габбро-долерита с мелкими шлирами, вкрапленностью и пылевидными включениями сульфидных руд, палеозойских конгломератов и углистых аргиллитов, меловых алевролитов и глин, роговиков, кварца, кремня, липарита. Гальки основных пород иногда глубоко разрушены, покрыты корками лимонита или ярозита.

Состав пород вполне определенно соответствует ближайшей области их коренных выходов — северо-западной окраине Среднесибирского плоскогорья, удаленной на 75 км от северо-восточной и не более чем на 115 км от северо-западной границы Малохетской разведочной площади. Единичные гальки кислых эффузивов — пород, неизвестных там в коренном залегании, — могли быть вынесены из пермских конгломератов, где набор обломков весьма пестр и разнообразен.

Судя по небольшому числу анализов (из скв. 24-к, 73-к), в песчано-алевритовых фракциях пород подсвиты зерна кварца составляют 29—49%, калиевых полевых шпатов — 14—19, кислых плагиоклазов — 5—6, основных и средних — 8—21%. Среди тяжелых минералов резко доминируют моноклинные пироксены, составляющие в среднем 75%.

Редким, но весьма важным для понимания возраста и происхождения нижней подсвиты типом пород являются валунные суглинки и глины, встреченные в единичных пунктах. Выходы их настолько малочисленны, что не позволяют пока выделить отложения в самостоятельную стратиграфическую единицу, но заслуживают обстоятельного описания. В. Н. Сакс (1951, с. 40) упоминает о находке уцелевшей от размыва валунной глины. При описании керна скважин автор нашел подобную в основании разреза плейстоцена, вскрытого скв. 44-к.

Скв. 44-к заложена в 2 км к востоку от пос. Малая Хета и в 1,7 км к юго-западу от скв. 4-к (см. рис. 34), на террасе позднеледникового бассейна («каргинской»). Альтитуда устья 30 м над ур. м. (26, 73 м над Енисеем). Под озерными, ледниковыми (позднезырянскими) и речными каргинскими отложениями общей мощностью 48 м, отделенные от последних поверхностью эрозионного несогласия по галечным пескам, вскрыты более низкие слои (сверху вниз).

Мощность, м

$mQ_2sn$ А. Алеврит глинистый, серый, слоистый с фрагментами раковин *Portlandia, Astarte, Macoma* и единичной галечкой (48,4—49,6 м) . . . 1,6

Б. Песок мелкий, серый (49,6—52,2 м) . . . . . 2,6

В. Керна нет, в основании интервала валун темно-серого долерита (52,2—55,1 м) . . . . . 2,9

Г. Алеврит песчаный, серый, неслоистый, с галькой и мелкими обломками раковин (55,1—60,1 м) . . . . . 5

Д. Песок палевый, среднезернистый, с зернами крупного песка (60,1—64,4 м) . . . . . 4,3

$mQ_2sn$ Е. Алеврит чистый, серый, темно-серый, с остатками растений, слюдистый. Суглинок песчанисто-гравелистый, серый, с желтыми и охристыми пятнами (64,4—67,5 м) . . . . . —3,1

$qlQ$ Ж. Тот же суглинок с обильной крупной и мелкой галькой долерита и базальта; на одном из обломков — ясная ледниковая штриховка (интервал 67,5—71,7 м, но выход керна не более 0,8 м) . . . . . 4,2

Керна нет (71,1—78,7 м) . . . . . 7

З. Песок среднезернистый, светло-серый, пылеватый, с единичной плохо окатанной галькой базальта и долерита, с вкраплением сульфидных руд (78,7—84,5 м) . . . . . 5,8

И. Суглинок песчано-галечный, серый, с крупной и средней угловато-окатанной галькой базальта, долерита, габбро, пироксенита, черного аргиллита; в обломках основных пород — вкрапления и жилки сульфидной рудной «пыли» (84,5—91 м; выход керна не более 1,5 м) . . . . . 5,5

$K_1$ К. Песок белый, мелкозернистый, с углефицированными остатками растений (с гл. 91 м).

В этом разрезе пески мессовской свиты (слой 3) подстилаются породой явно ледникового происхождения, лежащей непосредственно на меловых песках без базального слоя и заключающей грубые обломки основных пород с сульфидами, принесенными, вероятно, из района Норильского плато. Верхняя подсвита сложена преимущественно хорошо промытыми песками, крупными, средними, нередко разнозернистыми, с гравием и галькой, а также мелко-, реже тонкозернистыми песками. Слои гравия, галечника мощностью 2—6 м, серого алеврита с остатками растений занимают резко подчиненное положение. Преобладает желтая и палевая окраска песков. Как по разрезу, так и по простиранию чередуются крупные пачки разного состава, нередко их мощность достигает десятков метров. Более грубые разности тяготеют к верхней части разреза.

По разрезам 10 скважин, описанных автором, крупно-, средне- и разнозернистые гравийно-галечные песчаные пачки слагают 48% разреза (по сумме мощностей), гравий и галечник — 8, средне- и мелкозернистый песок — 7, а мелко- и тонкозернистые пески — 36%. В галечнике изредка встречаются валуны. Среди галек больше всего крупных и мелких обломков низкой и средней окатанности I—III класса (по А. В. Хабакову, 1945), средние по размеру и хорошо окатанные гальки (IV класса) редки. По составу резко доминируют обломки основных изверженных пород: из 100 галек (скв. 2-Р, интервал 59,4—66,4 м) базальты и долериты составляют 62%, пироксениты — 2%; по 12% приходится на палеозойские, редко на меловые песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы и на устойчивые породы: кварц, халцедон, кремень и кварциты; 10% составляют известняки, доломиты, мергели; встречено по одной гальке контактово измененной породы и липарито-дацита. Нередки гальки габбро, габбро-долеритов, рудных пироксенитов — оливиновых и плагиоклазовых. Состав обломков явно указывает на их привнос со стороны Среднесибирского плоскогорья. Галечник, судя по глубине залегания (35—42 м ниже уровня моря) и соотношению с разрезами всех смежных скважин, принадлежит мессовской свите, а не каргинским слоям, как считалось ранее.

Минеральный состав песков, судя по 8 образцам из скважин 44-к, 48-к и 2-Р, характерен невысоким содержанием в легкой фракции кварца (37—50%, в одном образце — 62%); зерен калиевых полевых шпатов — 12—24%, кислых плагиоклазов — 5—9%, основных и средних — 6—17%, обломков пород и выветрелых минералов — 11—27%. Тяжелые минералы нередко составляют 19—21% фракции 0,10—0,05 мм. Содержание пироксенов резко колеблется — от 41 до 100%, составляя в среднем 70%.



В верхней части разрезов подсвиты отдельными скважинами пройдены несортированные гравийно-песчанисто-глинистые алевриты (суглинки) с крупной галькой, щебнем и валунами, мощностью более 5 м. Кроме скв. 44-к (слой Ж, см. выше) они пройдены скв. 24-к, 37-к, 70-к, отстоящими от нее не более чем на 2,5 км к ВСВ, В и ВЮВ.

Валунные суглинки залегают в депрессиях кровли подсвиты, там, где ее мощность сильно сокращена, и перекрыты непосредственно морскими глинами санчуговского горизонта с характерной для него фауной моллюсков. Некоторые из этих депрессий на профилях с преувеличенным вертикальным масштабом выглядят узкими крутыми ложбинами (см. рис. 34; Сакс, 1951, рис. 6—8), однако при равном соотношении масштабов оказываются достаточно пологими полыми формами со склонами от 1°45′ до 2°25′ при ширине 1,2—2,0 км и глубине от 5—8 до 25—30 м.

Скв. 24-к под русловым галечником каргинского аллювия, подошва которого лежит на 30 м ниже уровня моря (55 м от устья скважины), вскрыты следующие породы (сверху вниз).

Мощность, м

$Q_2sn$ А. Алеврит серый, песчаный, с мелкой галькой и гравием, единичным фрагментом раковины двустворчатого моллюска; переходит вниз по разрезу в слой Б. . . . . 0,5

$qlQ_1ms_3$ Б. Алеврит бурый, глинисто-гравийный (суглинок), содержащий до 15% грубых обломков пород; щебня, мелкой и крупной гальки базальта и долерита; внизу встречен валун базальта (55,05—57,85 м) . . . 2,8

Алеврит бурый, песчаный, гравелистый, неслоистый, с крупным щебнем и галькой долерита и базальта (57,85—61,0 м) . . . . . 3,15

$fqlQ_1ms_1$ В. Песок бурый, глинисто-гравелистый, с крупным щебнем и галькой долерита, крупным валуном серого битуминозного известняка; содержит подчиненные прослои крупного желтого песка (61—63, 65 м и верхняя часть интервала 63,65—65 м) . . . . . 5,65

$alQ_1ms_2$ Г. Песок палевый, тонко- и среднезернистый, с остатками растений (с гл. 66,65 м).

Скв. 37-к под теми же галечниками, с отметки —30 м (52,7 м от устья скважины) вскрыла:

$mQ_2sn$ А. Глина светло-палевая, чистая, с единичной мелкой галькой и обломками раковин морских пелеципод в верхней части.

Б. Алеврит серый, песчанистый, со следами слоистости, единичными раковинами морских пелеципод плохой сохранности (*Leda* sp.) и гравийными зернами, сменяющийся вниз по разрезу слоем В (52,7—55,2 м) . . . 2,5

$qlQ_1ms_3$ В. Алеврит серый, песчанисто-глинистый, с обильной крупной и мелкой угловато-окатанной галькой, щебнем и валунами долерита, габбро, черного аргиллита, туфа (55,2—60,2 м) . . . . . 5

Керна нет (60,2—66,3 м). 6,1 м.

$alQ_1ms_3$ Г. Песок крупно- и среднезернистый, пылеватый, светло-палевый, с мелкой галькой (с гл. 66,3 м).

Ниже (до отметки —68 м) до 90 м от устья скважин идут пески верхней подсвиты.

Скв. 70-к под каргинскими галечными песками на отметках от —29 до —34 м (интервал 54,7—60 м) пройден суглинок бурый, песчано-гравелистый, неслоистый, с мелкой и средней галькой долерита и обломками крупного кристалла желтовато-белого кварца (выход керна около 1 м).

Эти породы объединяют условия залегания, общий облик, отсутствие слоистости, обилие грубообломочного материала различных классов — от гравия до валунов — беспорядочно рассеянного и ориентированного. Гранулометрические характеристики мезостазиса пород показывают плохую их сортировку, отсутствие четко выраженных максимумов, приходящихся на какую-либо из фракций (табл. 35).

Таблица 35

**Гранулометрический состав валунных и галечных суглинков из верхнемессовской подсвиты**

| № скважины | Колич. образцов | Фракция, % | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | >1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | 0,001 |
| 24-к | 131 | 6 | 2 | 16 | 29 | 14 | 9 | 5 | 7 | 12 |
| | 132 | 6 | 2 | 11 | 33 | 11 | 14 | | 23 | |
| 70-к | 211 | 1 | 2 | 14 | 24 | 15 | 11 | 13 | 10 | 10 |

В легкой фракции крупноалевритовой части кварц составляет 43—53%, полевые шпаты — 16—24, средние и основные плагиоклазы 7—13, обломки пород 12—14%. Тяжелая фракция на 54—90% состоит из моноклинных пироксенов.

По всем признакам и внешнему облику эти породы идентичны местным моренным суглинкам зырянского (верхнеплейстоценового) горизонта и являются донной или абляционной мореной. Органические остатки в них не найдены. Условия залегания не противоречат их ледниковой природе. Весьма примечательно, что валунные суглинки часто подстилаются непосредственно грубыми песками с галькой и нередко с валунами. Вполне вероятно, что эти пески парагенетически связаны с верхнемессовской мореной и являются флювиогляциальными.

Локальность валунных суглинков препятствует их выделению в самостоятельную стратиграфическую единицу, и они временно, до пополнения данных, объединены с верхнемессовской подсвитой.

и. Органические остатки несомненно автохтонного происхождения в мессовской свите почти не найдены. Скв. 57-к, отстоящая на 7,5 км к ВСВ от пос. Малая Хета, прошла на глубине 48 м ниже поверхности (28 м ниже уровня моря) пласт растительной трухи толщиной 1,7 м, лежащий в кровле песков верхнемессовской подсвиты. Из этого пласта А. И. Зубков определил ветки *Larix* sp. Слой непосредственно перекрыт серыми морскими алевритами и глинами санчуговского горизонта с раковинами *Dentalium entalis* Linne (сборы С. А. Архипова, 1957 г., определение автора).

В верхней подсвите в нескольких разрезах скважин встречены торфянистые пропластки, сложенные неопределимыми обрывками растительной ткани. Из описанной выше части разреза скв. 24-к (слой Г) М. В. Баркова определила единичный пыльцевой спектр лесного типа с содержанием пыльцы древесных до 80%, а в составе последних — до 25% пыльцы ели, однако малое число подсчитанных зерен (80) при высоком содержании явно переотложенных микрофоссилий (30) порождает сомнение в его автохтонности. Большая часть образцов из мессовских песков, пройденных скв. 24-к, 70-к и 73-к, не содержала пыльцы и спор. А. М. Белевич (1961) не обнаружила в отложениях свиты, вскрытых скв. 24-к, 37-к, 70-к, 78-к, 101-к, диатомовой флоры, не считая обломков панцирей палеогеновых морских форм.

к. Крайняя бедность мессовской свиты органическими остатками при грубом составе песков и обилии в них грубых обломков (явно указывающих на отложение быстрыми потоками, необычными для современных местных равнинных рек) породила первоначальное представление о флювиогляциальном происхождении свиты, которое и остается вероятным для большей ее части. Возможно, что в ней объединены накопления приледниковых потоков, долинных зандров, просхозогляциальный аллювий, а местами — и настоящие речные слои. На тесную связь накоплений с быстрыми ледниковыми водами указывает гипертрофированное развитие русловых фаций и почти полное отсутствие пачек, которые можно было бы (хотя бы в первом приближении) считать пойменным или старичным аллювием (Е. В. Шанцер, 1951).



л. Возраст свиты определяется косвенно — по положению в разрезе между меловыми породами, на которых она лежит с размывом и угловым несогласием, созданным послепозднемеловыми (и, вероятно, послечеганскими) движениями субстрата, и перекрывающими глинами санчуговского горизонта, от которых она отделена позднеили послемессовской поверхностью размыва. Наличие остатков морены в подошве и кровле свиты, наряду с фациальным характером отложений, указывает на связь ее формирования с оледенением, предшествовавшим санчуговской (максимальной) трансгрессии. Последнее обстоятельство косвенно подтверждается также предсанчуговским размывом с амплитудой до 80 м (образованием серии скульптурных террас, врезанных в мессовские пески и имевшие, по-видимому, гляциоэвстатическую природу).

Характерно, что остатки верхней морены лежат в депрессиях кровли верхнемессовских песков, выполненных санчуговскими глинами (см. рис. 34) и, возможно, ближе по возрасту к последним. Однако для окончательного суждения об их отношениях данных пока мало.

Межморенное положение основной части разреза свиты позволяет считать, что она формировалась во время оледенения, предшествовавшего санчуговской трансгрессии. Оледенение это было достаточно значительным, по крайней мере не уступавшим по масштабу зырянскому, и состояло более чем из двух крупных стадий, разделенных межстадиальным интервалом. Большая часть свиты сформировалась в конце ранней стадии и в межстадиальное время.

Границы свиты, проведенные главным образом по поверхности размыва, вполне естественны. По обе стороны от них залегают породы, резко отличающиеся от мессовских по возрасту (меловые) или фациальной принадлежности (морские санчуговские глины с фауной).

м. Пространственная выдержанность свиты весьма значительна. Песчаные толщи, занимающие аналогичное положение в разрезе, близкие к гипостратотипу по фациальному облику и условиям залегания, прослежены на сотни километров к северу, западу, юго-западу и югу от Малохетской площади (рис. 35), на площади более 135 тыс. км², протянувшейся на 780 км с севера на юг и 370 км с запада на восток. Возможно, что поле, в пределах которого они установлены, не является непрерывным, а состоит из ряда крупных участков. Краткий обзор распространенных отложений мессовской свиты поможет дополнить ее характеристику.

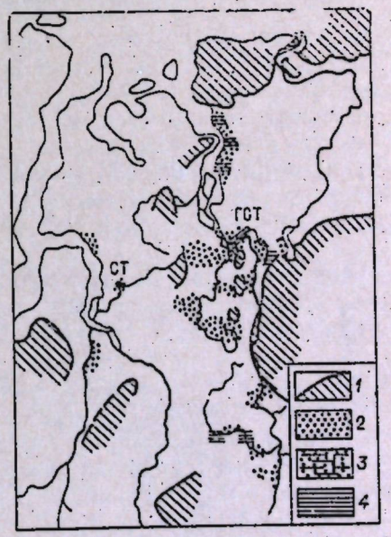



*Рис. 35.* Распространение мессовской свиты.

СТ — стратотип; ГСТ — гипостратотип; *1* — область и участки, где мессовская свита выпадает из разреза; *2* — континентальные пески; *3* — континентальные пески с резко подчиненными слоями морских отложений; *4* — болгохтохская свита — морские глины и алевролиты, близкие по возрасту к континентальным пескам мессовской свиты.

Долганским буровым профилем из 6 скважин (114-к — 118-к), пройденных в 17,5—19,5 км к востоку и восток-юго-востоку от пос. Малая Хета и в 9—16 км от границ Малохетской площади, вскрыты пески и галечники мессовской свиты мощностью до 50 м, на отметках от +5 до —47 м по отношению к уровню моря (Сакс, 1953). Свита полностью сохраняет все особенности гипостратотипического разреза. Мощность нижней подсвиты доходит до 10 м; неровности кровли, обусловленные предсанчуговским размывом — не менее 20 м, а с учетом более позднего («предкаргинского») размы-

ва — до 30 м. По описанию сохранившегося керна скв. 115-к и 118-к (рис. 36) разрез верхней подсвиты сложен пачками крупных и средних гравийных песков, а также мелких песков с небольшими охристыми стяжениями — «горошинами». В легкой фракции песков немного кварца (32—19%), больше полевых шпатов и плагиоклазов (34—27%), много обломков пород и разрушенных зерен (12—32%). Весьма высоко содержание тяжелых минералов (9—38%), среди которых моноклинные пироксены составляют обычно 60—80% (единичные минимумы вблизи подошвы — до 23%).

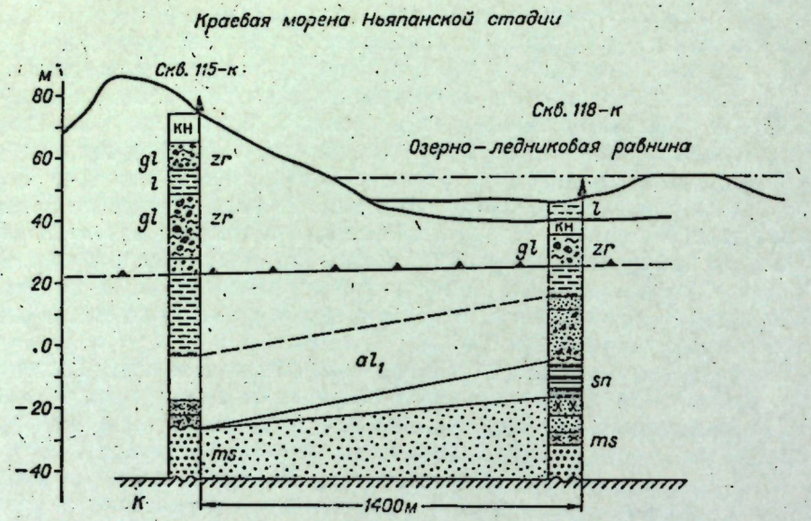



*Рис. 36.* Условия залегания мессовской свиты в северо-западной части Долганского профиля. Усл. обозн. см. на рис. 34.

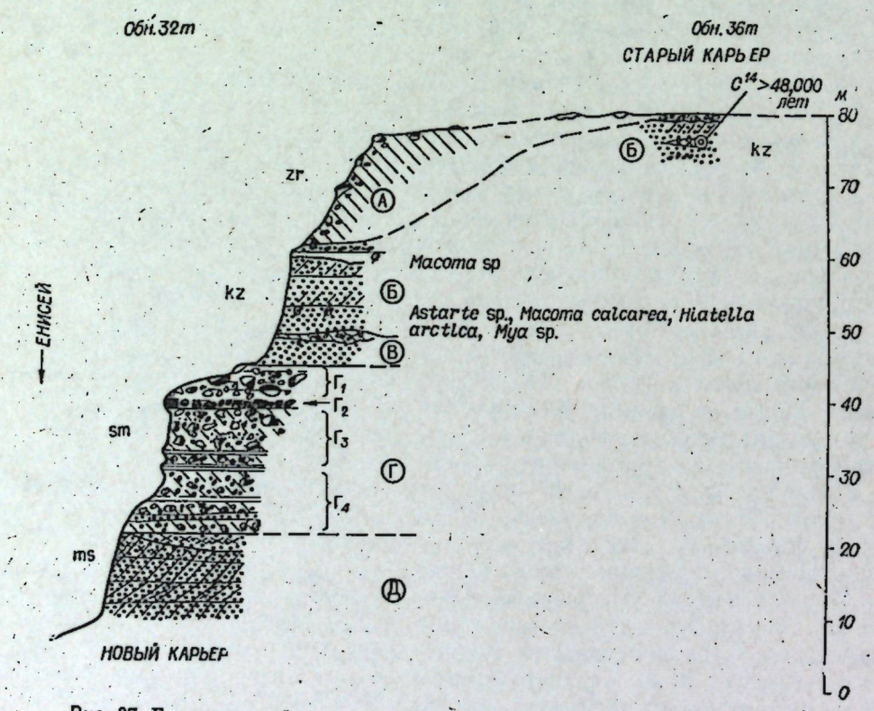



*Рис. 37.* Геологический разрез плейстоцена в г. Дудинке (описание в тексте).



В скв. 118-к, в 10-метровой пачке крупных и средних песков (подстилающей непосредственно санчуговские глины с морской фауной) найдена многочисленная хорошо окатанная галька из лигнитизированной древесины. Судя по сильно источенной «ямчатой» поверхности, обломки претерпели длительный перенос. В 10 м ниже по разрезу встречены единичные прослойки растительной ткани и мелкие обломки древесины.

В песках, пройденных скв. 115-к (интервал 105,0—112,7 м, абс. отм. от —31 до —48,7 м), найдены немногочисленные четвертичные пресноводные диатомовые (9 видов), характерные для неглубоких водоемов (Белевич, 1961).

На Междухетском профиле (7 скважин на 25 км — 1-МХ—7-МХ), в 65—70 км к югу и юго-западу от пос. Малая Хета, мессовская свита мощностью 30—60 м лежит на отметках от —25 до —95 м (Сакс, 1953; Троицкий, 1966). Подошва свиты поднимается с запада на восток от —95 до —50 м; эти тенденция сохраняется, очевидно, за пределами профиля, так как в 12—17 км к юго-востоку от крайней восточной скважины (7-к) кровля верхнемеловых пород, подстилающих свиту, выходит из-под уровня р. Большой Лайды и поднимается на несколько десятков метров над уровнем моря (Соколов, 1960). Средний уровень кровли —35 м; колебания его — в пределах 20 м. Свита сложена среднезернистыми сортированными песками с резко подчиненными прослоями глины, алеврита, крупного гравийного песка и галечника; нижняя (галечниковая) подсвита мощностью несколько метров четко выделяется только в восточной половине профиля. Там же наблюдается замещение галечниками верхней половины разреза верхней подсвиты (вплоть до контакта с санчуговским горизонтом). На р. Большой Лайде свита представлена только сцементированным валунным галечником, лежащим между кровлей мела и морскими песками и алевритами с фауной. По наблюдениям В. Н. Соколова (1949—1950), слой сцементированного галечника местами резко дислоцирован, поставлен «на голову» и перекрыт нормально залегающими морскими слоями.

Мессовские пески Междухетской площади, судя по результатам исследования 5 образцов из скв. 5-МХ (интервал 120—155 м; абс. отм. от —44 до —79 м), содержит мало кварца (19—46%), много полевых шпатов и плагиоклазов (32—51%), а также выветрелых минералов (12—40%) и зерен тяжелых минералов, составляющих 9—11% крупноалевритовой фракции. Преобладают пироксены (39—69% в крупноалевритовой и 90—96% — в мелкопесчаной фракциях). Содержание пироксенов возрастает вверх по разрезу, в том же направлении снижается роль кварца.

Обращает на себя внимание присутствие в самой верхней и самой нижней части разреза свиты слоев алевритовых пород с грубообломочным материалом: гравием, галькой, валунами (пачка 3). Они обнаружены в скв. 1-к и 5-к.

Скв. 1-к (берег р. Б. Хеты) на глубине 22—28 м ниже уровня моря прошла темно-серую плотную глину с валунами (6 м), ниже — 6-метровый слой зелено-бурого плотного суглинка с галькой (до —34 м) и — непосредственно над кровлей песков — слой плохо окатанных галек и валунов (от —34 до —41 м) (Стрелков, Троицкий, 1953). Под 15-метровым слоем песков, пройденным скв. 5-к (интервал 120—155 м), по первичной документации и схеме В. Н. Сакса (1953) залегает 11-метровый слой галечно-валунного (?) алеврита[2]. Эти слои, возможно, имеют ледниковый генезис, подобно аналогичным им отложениям на Малохетской площади, описанным выше.

[2] К 1957 г., когда автор описывал керн скважины, образцы из разреза не сохранились.

Органические остатки малочисленны, представлены обрывками растительной ткани в слое глин (скв. 5-к, абс. отм. от —65 до —70 м), обломками панцирей палеогеновых диатомовых. Из мессовских песков скв. 5-к М. В. Барковой (1961) получены 4 спорово-пыльцевых спектра, рассчитанные по очень бедным пробам (50—100 зерен) и условно интерпретированные как лесные (70—90% древесных, до 20% ели; 20—30% сосны, кедра, березы; среди спор — до 90% *Sphagnum*). Учитывая большое количество переотложенных микрофоссилий и значительные расхождения в составе и интерпретации спектров (в определении процента пыльцы древесных форм, их соотношения, разделении пыльцы берез по секциям) более высоких частей разреза той же скважины, исследованных М. В. Барковой и О. В. Матвеевой (Архипов, Матвеева, 1964$_2$), такое истолкование нельзя считать безусловным. Тем не менее состав спектров (если они автохтонные) может указывать на исходную растительность лесотундрового или северотаежного типа. Вероятнее первое предположение, так как преобладает высоколетучая пыльца сосны, кедра, березы, пыльцы ели менее 20%, а среди споровых доминируют сфагновые мхи. Все эти признаки, включая сравнительно высокий процент древесных, свойственны, по данным Г. М. Левковской (1966$_2$), современным спектрам енисейской лесотундры.

Фациальное и возрастное значение этих немногочисленных находок заключается в том, что позволяет предполагать отложение мессовских песков в пресных водах и существование в середине мессовского времени растительности межстадиального (?) характера.

Скважина у ст. Коммунарка на водораздельной возвышенности, между городами Дудинкой и Норильском (отметка устья 105 м), расположена в 57 км к юго-востоку от крайних северо-восточных скважин Малохетской площади и в 25 км от предгорий Норильского плато. По описанию разреза, составленному В. Н. Саксом (1945$_3$) и интерпретированному автором, мессовская свита вскрыта в интервале 82,0—174,6 м, т. е. на отметках от +23,0 до —69,7 м, близких к отметкам в гипостратотипическом районе, и имеет максимальную для всех разрезов мощность — 92,6 м. Разрез верхней подсвиты (15,5 м) начинается слоем оливковой ленточной глины (1,47 м)[3], ниже следует пачка 2 — мелкие серые пески (63, 14 м) и чередование серых песков с песчаными глинами (10,87 м). Нижняя подсвита (17 м): пачка 1 сложена слоями валунных галечников и галечных валунников (1—6 м), чередующимися со слоями галечной серой глины (2—5 м). В основании подсвиты — валуны до 2,2 м в поперечнике. Нижний слой песчано-галечной глины сильнокарбонатный. Весь грубый материал состоит из обломков известняка и диабаза.

Свита ложится на размытую поверхность нижнемеловых песков, глин и песчаников; перекрыта (со следами размыва) галечным песком и серыми глинами санчуговского горизонта. В отложениях не найдено макроскопических органических остатков; микропалеонтологическое исследование не проводилось.

Полное сходство состава, строения и условий залегания с гипостратотипом дополняется участием в составе нижней подсвиты и присутствием в кровле верхней (ленточные глины) пород ледникового происхождения.

В 40 км к востоку и северо-востоку от ст. Коммунарка континентальные пески, валунные суглинки и гравийные галечники, лежащие под морскими глинами санчуговского горизонта с характерной фауной, вскрыты скв. П-1, П-2, П-10, АС-3 на западном и южном берегах

[3] В. Н. Сакс относит этот слой к санчуговскому горизонту, но, учитывая базальный характер лежащего выше галечного песка, вероятнее проводить границу санчуговских отложений по подошве последнего.



оз. Пясино. По материалам В. А. Федоренко и Г. И. Щеткиной (Норильская экспедиция Красноярского геологического управления) кровля их находится на отметках 11—47 м, подошва погружается от —25 до —110 м, мощность до 66—70 м.

Нижняя подсвита, сложенная галечным песком, валунным гравийным галечником или валунным суглинком, имеет мощность 2,4—14,0 м и ложится непосредственно на палеозойские мергели, песчаники, аргиллиты. Основную часть разреза слагает пачка 2; мелкие пески с подчиненными прослоями глин или алеврита (1—5 м). В кровле свиты местами (скв. П-1, П-10) сохранился (пачка 3) пласт валунного суглинка мощностью 6,0—7,6 м непосредственно подстилающей глины с санчуговской фауной.

Основные черты строения и условий залегания свиты выдерживались и на этом участке достаточно четко.

Разрез в г. Дудинке дает очень полное представление о стратиграфическом положении свиты и последовательности перекрывающих ее отложений. Пески мессовской свиты залегают в основании 70-метрового уступа правого берега Енисея, подрезанного стенкой нового карьера в 1 км ниже причалов порта. Бровка уступа на высоте около 77 м над уровнем моря; сверху вниз обнажены следующие породы (рис. 37).

Мощность, м

$gIQ_3zr$ А. Суглинок бурый, песчанисто-гравелистый, с галькой, щебнем и крупными валунами долерита и базальта; прослежен по отдельным выходам на отметках 77—63 м, но, очевидно, имеет меньшую мощность, частично облекая склон. Слой прослеживается по поверхности прибрежной возвышенности вплоть до старого городского песчаного карьера в верхнем конце ул. Островского, где он залегает на отметках около 80 м, имеет мощность не более 1,0—1,5 м, содержит 10—15 валунов (до 0,8 м), 500—540 грубых обломков меньшего размера (до 1 см) на 1 м$^2$ сечения пласта. Там он лежит с четким экзарационным контактом (неровности, задирины, смятие) на желтых диагональных песках с гнездами галек и линзами окатанных обломков древесины, имеющей по $C^{14}$ возраст более 48 000 лет (ГИН-255) (слой Б$_1$). Видимая мощность . . . . . 14 (?)

$mQ_3kz$ Б. Пески среднезернистые, палевые и желтые, косослоистые и диагонально-слоистые, с подчиненными прослоями и линзами тонкого пылеватого песка, крупного промытого гравийного песка с гнездами галек; встречаются единичные слои бурого слоистого алеврита, мелкие (до 0,15 м) линзы окатанных слаболигнитизированных обломков древесины — остатков стволов, ветвей и сучьев; пески грубее и лучше промыты в нижней части слоя. Из песков собраны раковины морских моллюсков *Macoma calcarea* (Gmelin), *Hiatella arctica* (L.), обломки раковин *Astarte* sp., *Mya* sp. (сборы С. А. Архипова, В. А. Зубакова и автора). Мощность в обрывах у нового карьера 9 м; с учетом разницы отметок смежных выходов в старом карьере (см. рис. 37) общая мощность . . . . . 30

Из песков слоя Б, выходящих в 0,5—1 км ниже по берегу Енисея, С. А. Архипов собрал в 1956 г. раковины и фрагменты раковин *Portlandia arctica* (Gray), *Cardium ciliatum* Fabr., *Astarte montagui* (Dillwyn) *Cyrtodaria jenisseae* Sachs, *Mya truncata* L., а также мелкий обломок раковины *Arctica* sp. В. Н. Сакс (1945) отметил присутствие в этих же песках раковин *Astarte borealis placenta* (Mörch).

$gIQ_2sm$ В : В$_1$. Суглинок бурый, гравийно-галечный, плотный, с единичными валунами; нижний контакт слоя резко неровный, угловатый, со шпоровидными внедрениями в подстилающую породу на глубину до 0,5 м. . . 0,6—1,7

$fgIQ_2sm$ В$^2$. Песок серо-бурый, пылеватый, слабослоистый . . . . 3,7

$gIQ_2sm$ Г : Г$_1$. Глина темно-бурая, валунная, переполненная грубым обломочным материалом — валунами, щебнем, галькой, гравием . . . . —5,7

$fgIQ_2sm$ Г$_2$. Валунник с песчано-галечным заполнителем . . . . 0,3

$gI+IgIQ_2sm$ Г$_3$. Суглинок бурый, гравий-галечный, с большим количеством валунов; редкие слои и линзы желтого мелкого песка, серой ленточной глины и алеврита (по 0,1—0,9 м) . . . . . —8,7

Г$_4$. Суглинок плотный, неслоистый, песчано-гравелистый, с беспорядочно рассеянной галькой, мелкими валунами; в нижней части слоя (2 м) ритмические слойки разнозернистого, пылеватого, серого и желтого песка с линзами суглинка, крошкой суглинка, придают породе грубую диатектическую слоистость; в алевролите встречаются неправильные комки песка («зыбучий песок»), обломки раковин *Portlandia* sp., *Yoldiella* sp., *Bathyarca* sp., *Macoma* cf. *calcerea* (Gmelin), *Hiatella* sp., *Mya truncata* L.

| | Мощность, м |
|---|---|
| $alQ_1ms$ Д. Песок крупный и средний, хорошо промытый, желтого и серого цвета; слоистость четкая, диагональная; косые серии нередко переполнены окатанными обломками древесины, особенно в верхней и средней части; в верхней части — крупные (до 2 м) линзы бурого алевритового песка, переслоенного многочисленными тонкими пропластками намывного торфа. Видимая мощность | 12 |

Основание разреза на 2,6 м выше уровня Енисея. В этом разрезе положение кровли свиты близко к максимальным ее отметкам в гипостратотипе и в скважине ст. Коммунарка; по обилию обломков древесины пески свиты в обнажении сходны с песками, вскрытыми скв. 57-к и 118-к на Малохетской площади, но в дудинском разрезе глины санчуговского горизонта не сохранились. Об их былом залегании над мессовской свитой свидетельствуют обломки раковин морских моллюсков, включенные в ледниковые накопления пачки Г и изредка встречающиеся выше по разрезу.

Весьма примечательны особенности залегания свиты под двумя пачками ледниковых накоплений, из которых нижняя (В—Г) — послесанчуговская — перекрыта мощной пачкой песков. Последнюю по находке раковин *Arctica* sp. можно отнести к казанцевскому горизонту. Такую трактовку делает наиболее вероятной и поверхностное залегание верхней пачки ледниковых накоплений, имеющей региональное распространение в окрестностях г. Дудинки и прослеженной на десятки километров, вплоть до Норильского плато на востоке.

Континентальные пески, занимающие в разрезе плейстоцена положение, аналогичное мессовской свите, прослеживаются в скважинах Большехетской и Ермаковской буровых площадей, Туруханского и Нижнебахинского профилей, т. е. от 105—130 км к западу и юго-западу от гипостратотипа до 500 км к югу от него (Архипов, 1960; Архипов, Матвеева, 1964; Загорская и др., 1965). Исследователи, проводившие описание и изучение, относили их нередко к другим стратиграфическим подразделениям, однако положение этих накоплений между твердо установленным горизонтом морских алевритов и глин с остатками моллюсков или многочисленными фораминиферами и подстилающими меловыми и палеогеновыми породами всюду остается неизменным. Они пройдены, по-видимому, также скв. 2 в пос. Анти-Паюта в Тазовской губе (Соколов, 1960; Ф. Левина, 1961; Лазуков, 1970), в 105 км к северо-западу от стратотипа на р. Мессо, а также скв. 2 в пос. Самбург на р. Пур. Рассмотрим последний разрез, так как он служил одним из основных при выделении «мессовско-самбургского» или «самбургского» горизонта.

Скв. 2 в пос. Самбург пройдена на первом берегу р. Пур, амплитуда около 5 м. Подробное описание разреза, выполненное М. Н. Бойцовым и Ф. А. Каплянской, приведено Г. И. Лазуковым (1970, с. 176—177). Под ленточными глинами и алевритами с прослоями песка, пресноводными диатомовыми (0—46,7 м) и морскими песками с раковинами моллюсков санчуговского горизонта (Троицкий, 1964), залегающими в интервале 46,7—103,0 м (до —98 м по отношению к уровню моря), пройдены следующие слои:

| | Мощность, м |
|---|---|
| $gIQ_1ms$ 103—107 м — алеврит зеленовато-серый, песчанистый, с галькой | 4 |
| » 107—112 м — глина песчанистая, валунно-галечная (обломки песчаников, сланца, опок) | 5 |
| $alQ_1sm_2$ 112—140 м — пески мелкозернистые, светло-серые с редкой мелкой галькой, обломками меловой лигнитизированной древесины, ниже — пески глинистые, однородные | 28 |
| $gIQ_1ms$ 140—143 м — глина темно-серая, валунная, с тонкими прослоями песка, ниже — суглинок гравийно-щебнево-валунный | 3 |
| $fgIQ_1ms$ 143—162,65 м — песок мелкий, с галькой и валунами | 19,65 |



| | Мощность, м |
|---|---|
| $gIQ_1ms$ 162,65—167,0 м — суглинок зеленовато-серый, гравийно-галечно-щебневый, мореноподобный; среди грубых обломков доминируют опоки | 4,35 |
| $fgIQ_1ms$ 167—179,0 м — глина серая, слоистая; чередуются слои более светлые песчанистые и более темные, чистые; встречены гальки опоки; ниже — алеврит серый, неслоистый | 12 |

Лежащие ниже 179 м (или ниже —174 м по отношению к уровню моря) породы, представленные тонкими серыми песками, светло-серыми алевритами со следами каолинизации и единичной галькой черного кремня, вероятно, относятся к палеогеновой системе, и подошву плейстоцена можно провести на 23 м выше, чем она проводилась ранее.

По положению в разрезе между палеогеном и санчуговским горизонтом и характеру отложений описанная выше часть разреза может быть отнесена к мессовской свите, несмотря на более низкие отметки залегания (от —98 до —174 м). Весьма примечательно, что основные черты строения разреза указывают на участие в ее составе пород ледникового происхождения, которые Г. И. Лазуков осторожно называл «мореновидными». В интерпретации автора 77-метровый разрез расчленен следующим образом (снизу вверх):

1) нижнемессовская подсвита: пачка 1 — озерно-ледниковые глины, морены и межморенные водно-ледниковые пески — 40 м;

2) верхнемессовская подсвита: пачка 2 — речные пески — 28 м; пачка 3 — морена — 9 м.

Отметим, что к мессовско-самбургской свите В. А. Зубаков ($1972_1$) относил не только эти, наиболее близкие к стратотипическим, отложения, но и более высокую часть разреза самбургской скважины: пески с морскими моллюсками санчуговского горизонта. Очевидно, он имел в виду не столько фациальную принадлежность, сколько литологический облик отложений (пески), не принимая во внимание возможность местного опесчанивания санчуговского горизонта вблизи выходов палеогеновых пород (Троицкий, 1964). Между тем в ближайших из хорошо исследованных скважин около пос. Тазовский (1-РДО и смежные, в 50 км к северо-востоку от Самбурга) санчуговский горизонт залегает примерно в том же интервале отметок (от —40 до —113,9 м) и представлен в типичных глинисто-алевритовых фациях с остатками морских моллюсков и фораминифер (Гудина, 1966; Лазуков, 1970).

Разрезы около устья р. Яковлевой расположены в 155—175 км к ССЗ от гипостратотипа, на правом берегу Енисея. Последовательность отложений прослежена по 15 буровым скважинам и частично по береговым обнажениям на Енисее и в низовьях р. Яковлевой. Первоначальное описание и изображение приведено В. Н. Саксом (1953) по разрезам 11 буровых скважин на профиле протяженностью 20,5 км вдоль берега Енисея, от устья р. Взъемной до устья р. Яковлевой и далее к ЮЮВ на 4,7 км. Разрезы южной части профиля более подробно описаны и изображены С. Л. Троицким (1966, рис. 8). Дополнительный материал получен при исследовании береговых обнажений, выполненном в 1966 г. Обнаруженная при этом картина сложных дислокаций плейстоценовых отложений в окрестностях скв. 3-к (у зимовья Пустого) и 7-к (останец в дельте р. Яковлевой) заставила в некоторых случаях пересмотреть сопоставление частных разрезов естественных выходов и буровых скважин (рис. 38).

Отложения свиты на этом участке имеют мощность до 70 м; подошва лежит на размытой поверхности меловых пород (от альба — сеномана до турона — коньяка) на отметках от —20 до —72 м; кровля — от 15—20 м ниже уровня моря до +10 м и даже +25 м на участках резких дислокаций.

Нижняя подсвита (пачка 1) — галечные пески и галечники с валунами — хорошо отделяется только в единичных разрезах (скв. 3, 4, 10), чаще редуцирована до единичных галек и валунов или грубых песков. Мощность ее до 10 м.

Верхняя подсвита (пачка 2) сложена желто-бурыми, серыми и палевыми мелко- и тонкозернистыми песками с резко подчиненными прослоями розовато-желтого и серого средне- и крупнозернистого песка, бурого алеврита, серой глины, галечника. В отдельных разрезах (скв. 7; обн. 4—5т) пески замещаются песчано-алевритовой пачкой до 40 м мощностью (возможными аналогами селякинского алеврита, см. ниже).

Грубые обломки представлены гравием, гальками, щебнем, валунами базальтов, габбро-долеритов, долеритов, палеозойских аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже кварца, халцедона, угля, мезозойских алевролитов; встречаются окатыши меловых глин.

Песчаные породы верхней подсвиты отлагались в гораздо более спокойной гидродинамической обстановке, чем в гипостратотипе, о чем свидетельствует уменьшение размера зерен, увеличение содержания алеврита в песках, появление слоев алевритов и наличие остатков морских беспозвоночных. В разрезе скв. 10-к (интервал 74—83 м; абс. отм. около —65 м), в 17—20 м от основания свиты, найдена раковина *Astarte montagui* Dillwy. В 5 км от основания разреза скв. 7-к (интервал 52 м; абс. отм. —45 м) найдены фораминиферы *Cribrononion obscurus* Gudina, *Cibicides* aff. *rotundatus* Stschedrina, *Cassidulina* sp. (определения В. Я. Слободина). Находки эти позволяют считать, что около устья р. Яковлевой континентальные накопления мессовской свиты начинают переслаиваться с морскими отложениями.

Несмотря на появление остатков морских животных, общий фациально-литологический облик этой части разреза во многом остается прежним, что пока позволяет относить отложения к мессовской свите.

Характерной особенностью строения свиты в этом районе является присутствие в пачке 3 верхней подсвиты хорошо выдержанного слоя валунных суглинков. Он прослеживается по отдельным скважинам (4-к, 11-к, 12-к; см. рис. 38) и выходит в основании обнажений по берегу Енисея и р. Яковлевой (7—10т и 4—5т). Мощность слоя до 20 м (4-к). Судя по керну, он имеет серовато-бурую окраску, содержит много песка, гравий, гальку, щебень, редкие валуны долерита, базальта, черного пиритизированного аргиллита, туфопесчаника, крошку и обломки угля, меловых глин. В выходах обнажаются бурые или черно-бурые суглинки с рассеянным гравием, галькой, щебнем, валунами, смятыми слойками и линзами серого песка, гнездами гравия, щебня, гальки. Гравий составляет около 90% обломочного материала, количество обломков более 1 см варьирует от 30—80 шт/м² до 270—300 шт/м²; валунов немного. По данным С. С. Сухоруковой ($1971_1$), грубые обломки составляют от нескольких до 30% породы; объемный вес 1,8—2,25 г/см³ (среднее из 5 определений — 1,93). В 1,0—2,5 км севернее зимовья Пустого в этом слое, по данным В. Н. Сакса (1953), заключены крупные отторженцы альбских угленосных глин длиной до 60 м и мощностью не менее 5 м.

Новые наблюдения позволяют отказаться как от представления о морском генезисе слоя, так и от мнения об оползневой природе обломков (Троицкий, 1966).

Исследование 14-метрового слоя валунного суглинка в выходах южнее зимовья Пустого (Гудина, 1969; Троицкий, 1969) показало, что он не вполне однороден. Нижняя, более плотная, неслоистая и содержащая больше мегакластов часть (7 м) оказалась немой; из верхней, слабослоистой, были собраны раковины фораминифер: *Cribrononion obscurus* Gudina, *Elphidium obesum* Gudina, *E. subclavatum* Gudina, *Protelphidium lenticulare* Gudina, *Pr. orbiculare* (Brady), *Pr. parvum* Gudina, *Cribroelphidium goesi* Stschedrina, *Elphidiella groenlandica* (Cushman), *E. tumida* Gudina, *Cassandra teretis* (Tappan), *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Islandiella islandica* (Nørvang), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman). Эта часть слоя непосредственно перекрыта ленточноподобными морскими глинами санчуговского горизонта с обильными раковинами



морских моллюсков и фораминиферами. Контакт прослежен непрерывно на протяжении около 1,5 км у зимовья Пустого и в 10,5 км к югу, по разрезу останца в дельте р. Яковлевой и смежной с ним скважины 7-к (см. рис. 38). В приграничной части слоя глин (0,5 м) еще есть редкий (8—10 шт/м²) гравий, выше они совершенно чистые, с тонкими слойками бурого алеврита.

Разрезы этого участка имеют исключительное стратиграфическое значение, так как в них четко прослеживается слой ледниковых отложений, венчающий разрез мессовской свиты и отделяющий ее от санчуговской. Особенности строения разреза, последовательная смена континентальной морены ледниково-морскими валунными суглинками и морскими ленточновидными глинами показывают, что накопление валунных суглинков верхней части мессовской свиты происходило непосредственно перед трансгрессией моря или в начале этой трансгрессии.

Весьма примечательно сближение некоторых основных черт строения разреза мессовской, тильтимской и полуйской свит: появление небогатой фауны фораминифер, а также залегание мощной пачки водных отложений между слоями, содержащими мегакласты,— валунными суглинками верхней подсвиты и валунными галечниками нижней, которые в местных условиях можно рассматривать в качестве резидуальной (остаточной) морены.

Разрезы у пос. Воронцово расположены в 50 км севернее описанного выше участка и в 200 км к север-северо-западу от гипостратотипа. В основании правого берега Енисея, в 2,5—9 км выше пос. Воронцово, на высоко поднятой (до +10 м абс. отм.) и расчлененной кровле зеленых туронских песков и алевритов со слоями алевролитов лежит 20—40-метровая толща пород, перекрытая морскими глинами с типичной санчуговской фауной моллюсков (прил., рис. 60, *VI*, *82*): *Cylichna* sp., *Nucula tenuis* (Mont.), *Musculus discrepans* (Gray), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Portlandia arctica* (Gray), *Yoldiella lenticula* (Möll.), *Yoldia hyperborea* Torell, *Bathyarca* sp., *Propeamussium groenlandicum* Sowerby, а также единичными *Hiatella arctica* (L.), *Macoma baltica* (L).

В разрезе толщи выделяются две пачки суглинков с мегакластами и разделяющая их пачка песков. Нижняя пачка 1 мощностью до 11,5 м сложена бурыми валунными суглинками с подчиненными прослоями ржавых валунных галечников, галечных песков. В породе много средних и крупных валунов долерита, базальта, меловых алевролитов (до 3 м). Содержание обломков пород в основной массе суглинка невелико (30—100 кг/м³), но объемный вес довольно высок (1,8—2,0 г/см³), что свидетельствует о его значительной уплотненности (Сухорукова, 1971, 1974). Иногда средняя и верхняя части пачки слабослоистые, но количество мегакластов в ней не уменьшается. Подчиненные пачке слои галечного песка и валунно-гравийного галечника (окрашенного в ржаво-красный цвет, с желтыми пятнами ярозита) имеют мощность 0,7—1,0 м. В туронских песках вблизи контакта с пачкой развиты сильные локальные дислокации: дробление на блоки, узкие веерообразные складки, мелкие надвиги. Все эти признаки позволяют признать ледниковый генезис пород.

Местами пачка полностью размыта и на кровле меловых пород залегает тонкий слой остаточного валунного галечника.

На породах нижней пачки или прямо на туронских песках лежит пачка 2 — пески тонко- и мелкозернистые, желтые, серые и палевые. Слоистость горизонтальная, реже диагональная, в отдельных слоях косая, перисто-линзовидная или в виде знаков ряби. Обычны тонкие слойки бурого или серого алеврита, глины, небольшие (0,8 м) слои песка с пропластами намывного торфа. Местами верхняя часть тонкозернистых песков замещена серой ленточновидной или слабослоистой алевритистой глиной (до 6 м). Внутри пачки отмечены крупные линзы бурого слоис-

того алеврита с рассеянной галькой и единичными валунами (до 3 м), а также линза валунно-галечного гравия (0,7 м). Максимальная видимая мощность пачки 30 м, но нередко она сокращается до 7,5—10,0 м из-за неровностей подошвы и особенно кровли.

Породы собраны в широкие спокойные складки субширотного простирания с периодом 0,5—0,7 км и амплитудой 5—8 м; локальные резкие дислокации — складки, разрывы — наблюдаются вблизи кровли.

В нижней части пачки, в 4,8 км выше пос. Воронцово (обн. 31, расчистка 3), найдены раковины фораминифер: *Buccella frigida* (Cushman), *Cibicides rotundatus* Stschedrina, *Cribrononion obscurus* Gudina, *Protelphidium lenticulare* Gudina, *Pr. orbiculare* (Brady), *Pr. parvum* Gudina, *Cribroelphidiuh goesi* (Stschedrina), *Elphidium* sp., *Elphidiella groenlandica* (Cushman), в верхней части (в глинах) — *Elphidiella groenlandica* (Cushman) и *Elphidium* ex gr. *subclavatum* Gudina (определения В. Н. Гудиной).

Разрез толщи завершается пачкой 3 — бурыми бестекстурными гравийно-галечно-валунными суглинками мощностью до 3,7 м. По данным С. С. Сухоруковой ($1971_2$), содержание грубых обломков в них от 8 до 40%, от 160 до 400 кг/м$^3$; объемный вес (2,04—2,2 г/см$^3$) почти не меняется, несмотря на различное содержание мегакластов, что свидетельствует о высоком уплотнении породы. Среди валунов немало угловатых крупных (до 1 м) обломков долеритов, базальтов, габбро-долеритов; встречаются валуны западнотаймырских сиенит-порфиров и лампрофиров. Найдены две раковины фораминифер плохой сохранности. Пачка 3 местами размыта и превращена в слой ржавого валунного галечника (0,15—0,5 м), залегающего в подошве санчуговской свиты.

Обращают на себя внимание такие особенности строения разреза, как залегание слоистых водных отложений пачки 2 между пачками ледниковых накоплений, участие в строении пачки 2 прослоев морских отложений с фораминиферами, хорошая сохранность верхней пачки валунных суглинков и присутствие в ней валунов западнотаймырских пород. Тем не менее основные черты его строения остаются еще достаточно сходными с гипостратотипом, что позволяет относить эту толщу к мессовской свите.

Фораминиферы из верхней подсвиты (пачки 2) представлены 7 арктическими, одним бореально-арктическим и одним неопределенного зоогеографического распространения (новым) видами (Гудина, 1966, табл. 3). Такой состав может свидетельствовать в равной степени и о приледниковом и о межстадиальном температурном режиме бассейна.

В 40—55 км к северо-западу от пос. Воронцово и 255—275 км к северо-западу от гипостратотипа свиты, вдоль правого берега Енисея, севернее пос. Сопочная Карга, между избой Мироновской и долиной р. Сарихи пройдены три глубокие скважины (1-к, 2-к, 3-к), расположенные по субмеридиональному профилю длиной 17,5 км. Керн изучен автором, а также исследовательской группой НИИГА (Загорская и др., 1965). Результаты исследований позволили уточнить первоначальное стратиграфическое расчленение разрезов, данное автором (Троицкий, 1966). Граница между меловыми породами (альб — сеноман) и мессовской свитой поднята на 5—13 м, граница между последней и санчуговской проведена по подошве слоистых алевритов и глин, содержащих относительно обильные остатки морских организмов — моллюсков, офикур, фораминифер и остракод. Особенно четко прослеживается во всех трех скважинах слой с количественным максимумом фораминифер (Загорская и др., 1965), по которому можно хорошо сопоставить разрезы (рис. 39).

К мессовской свите отнесены отложения мощностью от 18 до 44 м, лежащие между ровной подошвой санчуговской свиты (34, 30, 31 м ниже уровня моря) и размытой кровлей меловых пород (52, 74, 68 м



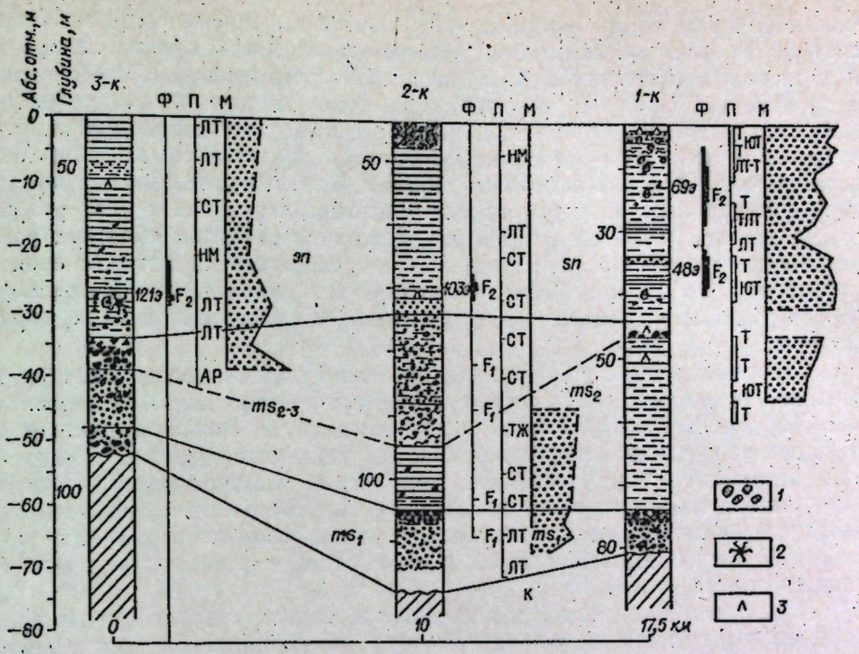



*Рис. 39.* Разрезы мессовской и нижней части санчуговской свиты по скважинам севернее м. Сопочная Карга (по материалам автора, Н. Г. Загорской и др., 1965).

*1* — обломки слоистых глин в других породах; *2* — остатки офиур; *3* — ископаемый лед; Ф — фораминиферы: $F_1$ — единичные находки, $F_2$ — богатые комплексы; П — типы палинологических спектров: АР — арктические тундры или пустыни, ЮТ — южнотундровые, М — содержания пироксенов в тяжелой фракции (в %). Остальные усл. обозн. см. на рис. 34.

ниже уровня моря). Нижняя подсвита мощностью 4—13 м представлена (пачка 1) мелко- и среднезернистыми сортированными песками со слоями гравия, галечника, рассеянной галькой, щебнем, единичными валунами либо серой галечной супесью, аморфной или со слабыми следами слоистости. Среди грубых обломков много крупного щебня, крупной и средней угловатой гальки триасовых долеритов, габбро-долеритов, базальтов палеозойских песчаников и алевролитов; встречаются обломки местных меловых алевролитов, углей, копалов, единичные гальки измененных кислых эффузивов.

Состав обломочного материала указывает на доминирующее влияние западнотаймырской области сноса, где известны все экзотические для данного района палеозойские и триасовые породы (включая кислые эффузивы в виде валунов и галек в пермских конгломератах). Минимальное удаление коренных источников — 50—75 км к северу и северо-западу. Влияние переотложения местных меловых песков заметно по небольшому содержанию пироксенов среди тяжелых минералов (10—35%).

Отложения верхнемессовской подсвиты имеют мощность 14—31 м. Достаточно четко выделяется пачка 2, сложенная слоистыми, чистыми, ленточновидными серыми алевритами и бурыми глинами, переходящими у выступа субстрата в крупные галечные пески (скв. 3-к), и пачка 3 — бурая и серая галечно-гравийная супесь, иногда слабослоистая, изредка содержащая крупные гальки и валуны. Состав обломков почти прежний: основные изверженные породы, базальты, песчаники, уголь, халцедон; содержание пироксенов в тяжелой фракции возрастает до 38—52%.

В нижней и верхней подсвитах обнаружены единичные (1—4 экз/100 г) фораминиферы (скв. 2-к): *Elphidium* sp., *E. subclavatum*

Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Pr. lenticulare* Gudina, *Planocassidulina norcrossi* (Cushman). Палинологические спектры, полученные из разрезов свиты Ф. М. Левиной (Загорская и др., 1965), состоят в значительной мере из переотложенных дочетвертичных микрофоссилий, составляющих до 80—90% (к сумме пыльцы и спор, признанных четвертичными). Наиболее чистые спектры, полученные по разрезам верхней части верхней подсвиты (скв. 1-к, 3-к), могут быть отнесены по типу к тундровым. Спектры из скв. 2-к, характеризующие весь разрез свиты, имеют лесной облик. Резкое различие в спектрах смежных разрезов вероятнее всего объяснить ложным «лесным» характером спектров из скв. 2-к за счет большого количества переотложенной пыльцы дочетвертичных хвойных, не отделенной от автохтонной при определении.

Строение свиты в районе пос. Сопочная Карга оказывается в общих чертах достаточно сходным со строением ближайших разрезов у пос. Воронцово и р. Яковлевой: сохраняются две пачки отложений с грубыми обломками и заключенная между ними пачка водных отложений, встречаются единичные фораминиферы. Однако основная часть отложений, особенно в пачке 2, значительно тоньше: преобладают алевриты и глины, следы слоистости указывают на накопление галечных супесей нижней и верхней подсвит в относительно спокойной водной среде.

Можно полагать, что нижнемессовская подсвита представлена продуктами переотложения морены и водно-ледниковыми накоплениями, нижняя пачка верхнемессовской подсвиты — водными приледниковыми или межстадиальными осадками, а ее верхняя пачка — водно-ледниковыми. Находки фораминифер позволяют считать, что приледниковый бассейн был морским.

Параллелизация мессовской свиты с уже существующими близкими по стратиграфическому положению и возрасту региональными подразделениями, а также характеристика пространственных и фациальных отношений с ними приведены в разделе «Корреляция свит тильтимского горизонта».

Самостоятельность мессовской свиты обосновывается следующими признаками:

Свита распространена в зоне перехода континентальных фаций в морские. Внутреннее единство свиты обеспечивается общим фациально-литологическим сходством отложений, которые можно рассматривать как совокупность речных, дельтовых и авандельтовых морских накоплений с остатками морен двух стадий покровного оледенения в верхней и нижней частях разреза. Оно обеспечивается однотипностью строения основных разрезов, а также постоянством арктического или субарктического характера литогенеза, состава фауны и флор, т. е. определенным палеоклиматическим единством условий формирования. Присутствие в отдельных речных и дельтовых слоях окатанных обломков древесины не противоречит заключению о суровых климатических условиях формирования, так как обширность области дельтово-речных накоплений свидетельствует о формировании их близ устья крупной транзитной реки, в бассейне которой, на значительном удалении от области аккумуляции, могли существовать лесные группировки. Свита четко отличается от подстилающих (меловых) и перекрывающих четвертичных морских отложений санчуговской свиты по фациальным особенностям и палеонтологическим признакам. Верхняя ее граница проводится по подошве нормальных морских отложений и глин с характерным санчуговским комплексом морских моллюсков, нижняя — по стратиграфическому перерыву и угловому несогласию.

Некоторым диссонансом единству свиты являются следы глубокого размыва, отделяющего валунные суглинки в кровле верхней подсвиты от ее основной (песчаной) части, а также признаки непрерывности накопления этих валунных суглинков и перекрывающих их морских слоев. Возможно, что (по мере накопления данных) эта пачка будет выделена в самостоятельную стратиграфическую единицу, но пока разделение кажется преждевременным.



Возрастной диапазон свиты пересмотрен весьма существенно по сравнению с исходными представлениями — в сторону значительного (на два климатических ритма!) удревнения ее возраста. Причиной послужила находка пачки ледниковых отложений в кровле свиты, отделяющей ее от санчуговской, наряду с находкой горизонта ледниковых накоплений, отделяющего последнюю от казанцевской свиты. Эти новые данные позволили разрушить представление о седиментационном, палеоклиматическом и соответственно возрастном (в пределах верхнеплейстоценового межледникового климатического полуритма) единстве устьенисейской серии, считать входившие в ее состав казанцевскую и санчуговскую свиты относящимися к двум самостоятельным межледниковьям (верхнеплейстоценовому и среднеплейстоценовому), а мессовскую — к интерстадиалам и холодным интервалам предыдущего, т. е. нижнеплейстоценового климатического ритма.

Намечавшиеся ранее в некоторых смежных областях разрезы «мессовской свиты» подлежат ревизии, так как их соотношение с гипостратотипом определялось залеганием отложений над моренами максимального (бахтинского, самаровского) оледенения. Это, прежде всего, относится к «мессовским» отложениям в бассейне среднего течения Енисея, в Енисейской депрессии (Архипов, Матвеева, $1964_{1,2}$). Намеченная в разрезах особая пачка отложений действительно обладает достаточно устойчивыми литологическими и палеонтологическими признаками (кроме выходов в Пупковских ярах) и может быть объединена в единое геологическое тело и стратиграфическое подразделение, но лишь внутри комплекса ледниковых отложений самаровского горизонта. Если уж искать в этом регионе аналог мессовской свиты, то им, скорее всего, может оказаться белоярская свита, описанная в той же работе и близкая к первой по положению в разрезе, условиям залегания и некоторым чертам строения.

### Отложения погребенных каньона и долины в окрестностях Усть-Порта

Разрезы ледниковых, речных и морских отложений, выполняющих глубокие депрессии подошвы плейстоцена, являлись долгое время типовыми для «досамаровских» отложений низовьев Енисея (Сакс, 1947, 1951, 1953) и эталонными при сопоставлении сводных разрезов разных регионов. Этому в значительной мере способствовала исключительность условий залегания отложений. После установления ряда еще более глубоких впадин (до 150—200 м и даже 300 м ниже уровня моря) в бассейнах рек Енисей, Пур, Турухан, Таз и Обь как сами депрессии, так и заполняющие их отложения в значительной мере утратили свою исключительность.

Выделенные по разрезам стратиграфические единицы не имели собственных названий. Сопоставление разрезов между собою и определение их соотношений с более молодыми по возрасту однофациальными накоплениями основывались на ряде предположений, так как фактический материал был ограничен.

Повторное описание и исследование керна дало также сравнительно небольшой материал, так что пересмотр представлений может быть сделан в большинстве случаев на основе анализа условий залегания и восстановления наиболее вероятной последовательности формирования

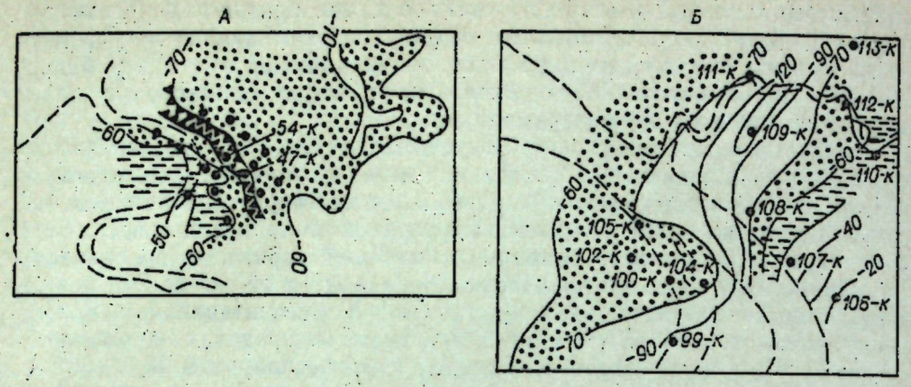



*Рис. 40.* Схема стратоизогипс по подошве четвертичных отложений (по В. Н. Саксу, 1953; левый рисунок увеличен). Погребенный каньон (*А*) под правобережьем р. М. Хеты и погребенная долина (*Б*) под низовьями р. Сухой Дудинки. Черные точки — буровые скважины.

отложений, лишь частично дополненных результатами исследования.

Каньон под правобережьем р. М. Хеты около ее устья (2,5—5 км к юго-востоку) оконтурен плотной группой буровых скважин (рис. 40, *А*) и прослежен на протяжении 2,5 км. Ориентировка оси каньона — 315° СЗ; ширина по бровке определена В. Н. Саксом в пределах 200—300 м, однако она может быть большей — до 600—700 м, а по профилю, приведенному В. Н. Саксом ($1951_1$, рис. 8), до 1500 м. Варианты его поперечного профиля при крайних предположениях приведены на рис. 41. Глубина каньона — по отношению к уровню подошвы плейстоцена в смежных скважинах (около —65 м) — не менее 69—83 м. Максимальная отметка дна (скв. 47-к) — 148 м ниже уровня моря. Уклон тальвега не вполне ясен, так как вторая скважина (54-к) очевидно вошла в склон на отметке —134 м (если считать, что она достигла тальвега, то уклон последнего к юго-востоку будет 0,02, что маловероятно для эрозионной формы в рыхлом субстракте). В. Н. Сакс полагал, что каньон впадает в погребенную под низовьями р. Сухой Дудинки долину, расположенную в 40 км к северо-востоку, но система такого соединения совершенно неопределенна. Не менее вероятно, что он открывается к

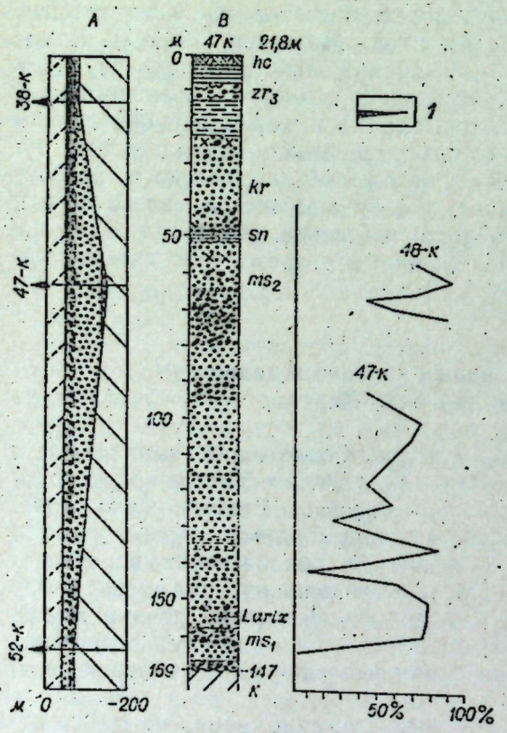



*Рис. 41.* Разрезы погребенного каньона.

А — корреляция разрезов и профиль каньона по данным В. Н. Сакса (1951) (при равных масштабах расстояний и высот); Б — то же, предполагаемый вариант по тому же профилю; В — колонка скв. 47-к и график содержания пироксенов по разрезам скв. 47-к и 48-к (описание в тексте). *1* — санчуговская свита (на профилях). Усл. обозн. на рис. 34.



северо-западу, соединяясь с депрессией под низовьями р. Пелятки, в 110 км к северо-западу, где подошва плейстоцена опущена почти до —200 м (скв. 19-БХ).

Склоны и дно каньона сложены песками долганской свиты (альб — сеноман). Медианный диаметр зерен песков 0,21—0,15 мм; сортировка весьма совершенная (1,26), отсутствуют зерна и обломки крупнее 0,5 мм; тяжелые минералы представлены группой эпидота — цоизита (30—39%), гранатами (14—50%), черными рудными (23—35%); пироксенов практически нет (0,4—0,7%).

Разрез отложений, выполняющих каньон (см. рис. 41), приводится по описанию керна скв. 47-к, выполненному В. Н. Саксом, с дополнениями по материалам, собранным автором (при повторном описании части керна), с учетом первичной документации (бурового журнала).

В интервале 0—50,7 м вскрыта обычная для Малохетской площади последовательность пород: голоценовый торф и озерный алеврит с растительными остатками (0—3,6 м); озерно-ледниковая сине-зеленая глина с обильной галькой в нижней части и галечный суглинок (3,6—14,6 м); речные каргинские пойменные серые глины с раковинами пресноводных моллюсков и серо-бурые алевриты с растительными остатками (14,6—22 м); каргинские русловые крупные и средние пески с редкой рассеянной галькой и галечно-валунным слоем в нижней части (22—49 м). Ниже следует уцелевшая от размыва часть санчуговской свиты — тонкий (1,7 м) слой серой с зеленовато-бурым оттенком глины с остатками морских моллюсков (49—50,7), под которым с резким литологическим контактом и слоем гальки на границе (размыв) лежит мощная толща песков и галечников:

| | Мощность, м |
|---|---|
| $Q_1ms_2$ А. Песок мелкий, серый, слюдистый, с прослоями глин и галечника (50,7—71 м); встречаются остатки растений | 20,3 |
| Б. Галечник с прослоями крупного и среднего песка, сложенный разнокалиберной (до 10 см) галькой (71—81 м) | 10 |
| В. Песок серый, крупный и грубый, плохо сортированный, глинистый (81—91 м) | 10 |
| $Q_1ms_1$ Г. Галечник, сложенный средней и мелкой галькой с примесью щебня, гравия, песка (91—95 м) | 4 |

Подошва галечника лежит около уровня бровки каньона (73 м ниже уровня моря). Ниже залегают отложения, выполняющие каньон:

Д. Пески разнозернистые (до крупных), желтые и палевые, плохо сортированные, пылевато-глинистые, с прослоями мелкого и среднего (Md 0,3—0,15 мм) хорошо сортированного (So 1,53—1,6) песка, мелкого алевритового тонкослоистого песка; в интервале 116—130 м песчаные зерна одеты «рубашкой» охристой пыли или соединены в песчано-железистые агрегаты; там же встречены слои (до 4 м) темноцветного полимиктового песка; встречаются рассеянные по разрезу или сосредоточенные в прослоях гравий, мелкая и средняя угловатая галька, щебень долерита, габбро-долерита, базальта, песчаника, сланца, аргиллита, кварца, кварцита, угля; грубые обломки чаще в нижней четверти слоя, там же пройден валун серого карбонатного песчаника; в интервале 131—134 м собраны мелкие окатыши древесины, а вблизи подошвы слоя (153—155 м) — обломки ветвей *Larix* sp. (определения А. В. Зубкова) (95—158 м) — 63

$Q_1ms_1$ Е. Галечник валунный, сложенный разнокалиберной галькой различной окатанности, крупной галькой, валунами и остроугольными обломками карбонатного песчаника, долерита, аргиллита, сидерита; встречаются прослои бурого и желтого песка с гравием, галькой, обломками угля и слабо измененной древесины (158—163 м) — 5

Ж. Песок мелкий, светло-серый, плотный, с обломками угля (163—167 м) — 4

$K_{1-2}$ З. Галечник из крупной гальки углистого песчаника, алевролита, черного аргиллита (167—169,2 м) — 2,2

Ниже вскрыты серо-бурые и серые слоистые пески, не содержащие пироксенов и отнесенные к долганской свите (169—172 м и ниже).

Скв. 54-к (альтитуда устья около 15 м), пройдшая отложения каньона в 650 м к северо-западу, вскрыла в интервале 80—145 м 65-ме-

тровую пачку мелких и тонких песков с редкой галькой, крошкой угля, единичными скоплениями обрывков растительной ткани и лежащий под нею слой валунов и гальки (145—149 м) мощностью 4 м. Среди валунов нижнего слоя — обломки оливинового долерита.

Пески из погребенного каньона содержат немного переотложенных меловых спор и пыльцы; диатомовые водоросли (Белевич, 1961) не были обнаружены ни в одном из 16 исследованных образцов (скв. 47-к, интервал 129—139 м; 54-к, 62—145 м). По составу тяжелых минералов эти пески резко отличаются от альб-сеноманских очень высоким содержанием пироксенов (до 72% в крупноалевритовой и 90% в мелкопесчаной фракции), что сближает их с мессовскими из соседней скв. 48-к (см. рис. 41). Фациально-литологическое сходство песчано-галечных накоплений, заполняющих каньон, с мессовской свитой дополняется находками пропластков растительного детрита и обломков ветвей *Larix* sp. как в тех, так и в других песках.

118-метровая толща песков и галечников, вскрытая скв. 47-к, лежит между подошвой санчуговской свиты и дном каньона, сложенным меловыми породами, т. е. занимает тоже стратиграфический интервал, что и мессовская свита гипостратотипа, описанного на той же буровой площади (скв. 47-к в 2,5 км к юго-западу от линии основного профиля; см. рис. 36). Ее верхняя часть, лежащая над бровкой каньона (слои А—Г, мощность 44,3 м), находится на том же гипсометрическом уровне, имеет то же строение, что и мессовская свита смежных участков, и прекрасно с нею сопоставляется. Нижняя же ее часть (слои Д—З, мощность 74 м), лежащая в каньоне, не отличаясь существенно по составу и облику отложений, как будто бы образует более ранний седиментационный ритм (нижние валунные галечники с прослоем песка — 11 м; пески — 63 м). Это и служило, собственно говоря, основанием для отнесения слоев Е—З к резидуальной морене древнего (нижнеплейстоценового) оледенения, а слоя Д — к речным отложениям среднего плейстоцена (или аналогам тобольской свиты). Формирование отложений каньона и мессовской свиты представляется в следующем порядке:

$Q_1$ — отложение древней морены;

$Q_{1-2}$ — размыв морены и врезание водотока на 150 м ниже уровня моря, формирование слоя валунного галечника на дне каньона;

$Q_2^1$ — заполнение каньона речными песками;

$Q_2^2$ — отложение морены максимального оледенения;

$Q_3^1$ — перемыв морены максимального оледенения, формирование валунно-галечного слоя, перекрывающего каньон.

При такой последовательности событий следовало бы предполагать, что как древняя морена, так и морена максимального оледенения отлагались на одном и том же общем уровне (в среднем около —65 м), верхние валунные галечники за пределами каньона являются суммарным продуктом перемыва двух морен — «древней» и «максимальной», а расщепление их перемытых остатков имеет место только в каньоне.

Однако не менее вероятна и несколько иная реконструкция событий:

$Q_1ms$ — отложение древней (нижнемессовской) морены на всей территории;

$Q_1ms$ — заложение каньона при быстром гляциоизостатическом поднятии в начале раннемессовского времени, локальный размыв морены в месте заложения каньона, углубление его на 70—80 м ниже общего уровня поверхности, формирование валунно-галечного слоя на его дне за счет проектирования мегакластов и перемещения их по склонам.

$Q_1ms$ — заполнение каньона межстадиальными речными отложениями мессовской свиты в условиях поднимающегося уровня моря (ингрессия);

$Q_1ms_1$ — продолжение формирования мессовской свиты на среднем местном уровне (65 м, над бортами каньона), главная фаза переработки нижнемессовской морены и превращения ее в валунные галечники нижнемессовской подсвиты; латеральное перемещение валунных галечников и перекрывание ими каньона;

$Q_1ms_2$ — накопление верхнемессовской подсвиты над каньоном и на всей территории.



Такая трактовка позволяет отнести слои З—Д (вместе со слоем Г) к нижнемессовской подсвите при локальном увеличении ее мощности до 78 м, а общей мощности мессовской свиты до 118 м.

На межстадиальные (а не межледниковые) условия формирования указывает грубообломочность отложений, бедность их органическими остатками, высокое содержание неустойчивых минералов (пироксенов). Быстрая и резкая смена условий седиментации (переход от накопления грубообломочных слоев к резкому размыву, а в дальнейшем — к быстрой аккумуляции) также более характерна для позднеледниковых — межстадиальных условий. При заполнении каньона на протяжении теплого межледникового времени осадки должны были быть более тонкозернистыми, богатыми органическими остатками, а значительная часть пироксенов — разложена; заполнение грубозернистыми осадками не потребовало, вероятно, сколько-нибудь значительного времени.

Древняя долина под низовьями р. Сухой Дудинки описана и изображена В. Н. Саксом (1947; 1951[1], рис. 8, 9). Оконтурена сетью скважин настолько редкой, что рисовка стратоизогипс по кровле меловых пород весьма условна, а конфигурация бортов «долины» и ее ориентировка исключительно гипотетичны, хотя наличие глубокой депрессии не вызывает сомнений. Глубина депрессии по отношению к среднему уровню залегания кровли меловых пород (—65 м) около 55 м; с востока она ограничена крупным локальным выступом субстрата (подъем до —18 м, т. е. на 47 м выше среднего уровня). Наиболее глубокая часть депрессии вскрыта скв. 109-к (подошва плейстоцена на 118 м ниже уровня моря). Керн скв. 109-к не сохранился, но состав отложений можно установить по первичной документации, а также результатам описания и исследования керна смежных скв. 95-к, 98-к, 105-к, 111-к, 113-к, выполненного автором, и материалам, приведенным В. Н. Саксом.

Скв. 109-к заложена на отметке около 9 м на левобережье р. Сухой Дудинки, в 5 км к северо-востоку от ее устья, в пределах обширной низины («каргинской террасы»). Скважина вскрыла следующие породы.

| | Мощность, м |
|---|---|
| $Q_{3-4}$ А. Торф, речные пески (голоцен, верхний плейстоцен) | 30 |
| Поверхность размыва. | |
| $Q_2sn$ Б. Серые глины и алевриты с двумя подчиненными 5-метровыми прослоями песков в нижней части (санчуговская свита) | 51 |
| $Q_2sn$ В. Пески | 10 |
| $Q_2sn$ Г. Глина с галькой и «морскими диатомовыми» | 27 |
| Поверхность размыва (?). | |
| $Q_1ms$ Д. Пески с остатками растений | 9 |
| $K_1$ Е. Нижнемеловые отложения. | |

Пески слоя В относились к мессовской свите, слой Г был отнесен к «древнечетвертичным» морским отложениям, слой Д — к одновозрастным речным. Глины слоя Г сопоставлялись со средней частью толщи песков, заполняющих каньон под низовьями р. М. Хеты, хотя данных для прямой корреляции этих разрезов собственно нет, если не считать гипсометрического положения и размещения в депрессиях субстрата. 10-метровый слой песков (В), разделяющий два мощных слоя однотипных глин (Б и Г), вполне может быть подчиненным санчуговской свите, так как в этой части Малохетской площади слои песков мощностью до 32 м (скв. 113-к) слагают значительную часть ее разреза (рис. 42), а суммарная мощность слоев Б—Г (88 м) даже не достигает полной мощности свиты.

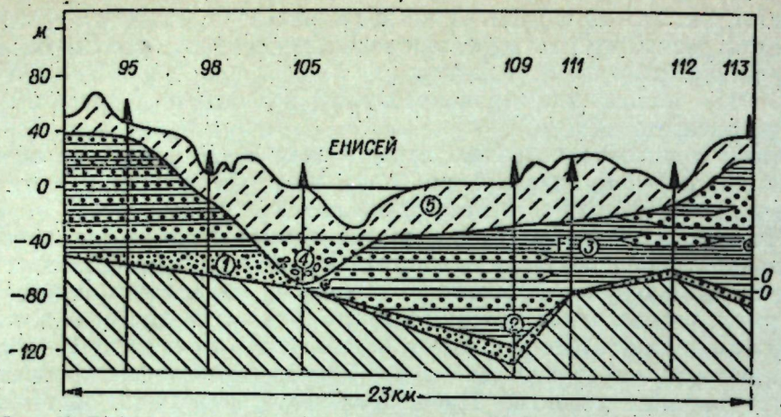



*Рис. 42.* Разрез плейстоцена около устья р. Сухой Дудинки (в интерпретации автора).

*1* — мессовская свита; *2* — глины санчуговской свиты (относившиеся к «древним морским глинам»); *3* — глины и пески санчуговской свиты; *4* — галечные пески, лежащие под каргинским аллювием; *5* — отложения зырянской, каргинской свит и голоцена; F — находки фораминифер в скв. 111; О — находки морских остракод в скв. 113.

Кроме скв. 109-к, слой «древней морской глины» был указан в скв. 105-к, где он залегает прямо на кровле мела, По буровому журналу, это зеленовато-серые песчанистые глины с остатками раковин моллюсков. Остатки керна (при повторном описании) представлены чистой слабопесчанистой глиной, светло-бурой в сухом состоянии и зеленовато-серой в свежем изломе. При описании керна отмечена идентичность габитуса этих глин и глин санчуговского горизонта, пройденных соседними скв. 101-к, 111-к, 113-к; полностью идентичным оказался и гранулометрический состав этих глин (табл. 36). Сходство дополняется находками морских раковин и небольшого количества грубого песка в глинах скв. 113-к.

Единственным препятствием прямому отнесению глин, пройденных скв. 105-к, к санчуговской свите являлось залегание их на 17-метровой пачке галечного песка, отнесенной В. Н. Саксом к мессовской свите. Эту пачку нельзя включать в санчуговскую свиту: ее пески резко отличаются от обычных для этой свиты тонко- и мелкозернистых песков, но она вполне может выполнять эрозионную форму, выработанную в санчуговских глинах (см. рис. 42). Это весьма вероятно, так как галечные

Таблица 36

**Гранулометрический состав глин и алевритов, вскрытых скважинами около устья р. Сухой Дудинки**

| № скважины | № образца | Фракция, % | | | | | | | | Примечание |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 2—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | 0,001 | |
| 105 | 224 | — | — | 0,1 | 1,3 | 2,2 | 35,7 | 23,5 | 37,1 | Слой с раковинами моллюсков |
| 111 | 236 | 0,2 | — | 0,1 | 0,6 | 2,7 | 29,8 | 14,2 | 52,3 | |
| | 237 | — | — | — | 0,1 | 2,0 | 34,0 | 15,4 | 48,4 | |
| | 239 | — | 0,1 | 2,0 | 5,6 | 1,4 | 33,4 | 12,1 | 45,4 | Слой с фораминиферами |
| | 241 | — | — | 0,1 | 0,7 | 2,6 | 68,0 | 10,7 | 18,0 | |
| 113 | 30 | — | — | 0,1 | 0,3 | 1,8 | 49,2 | 15,2 | 33,4 | Слой с раковинами моллюсков |
| | 31 | 4,8 | 1,7 | 0,9 | 0,8 | 4,0 | 39,9 | 14,0 | 33,9 | |

Примечание. По данным литологической лаборатории НИИГА.



пески непосредственно сменяются вверх по разрезу скв. 105-к совсем молодыми речными песками и алевритами верхнего плейстоцена или голоцена (Сакс, 1951, рис. 8).

Объединение «древних» глин, пройденных скважинами 105-к и 109-к, с санчуговской свитой несколько снижает гипсометрические отметки ее подошвы (до —109 м), но сам характер залегания нижней части свиты в депрессиях кровли мессовской свиты остается неизменным. В разрезах смежных скважин последняя либо полностью выпадает, либо имеет сильно сокращенную мощность вследствие предсанчуговского размыва. В разрезе скв. 109-к от нее сохранилась только небольшая часть (слой Д), залегающая на отметках 109—118 м ниже уровня моря. По-видимому, эта часть свиты может сопоставляться с какой-то частью разреза песков нижнемессовской подсвиты, заполняющих погребенный каньон.

При такой трактовке строения отложений, заполняющих древнюю депрессию, минимальные отметки поверхности предсанчуговского размыва окажутся на глубине около 109 м ниже уровня моря, местная амплитуда размыва составит не более 70 м, а общая — для Малохетской площади (если исключать последующие деформации) достигает 125 м вместо 80, предполагавшихся ранее.

Небольшой объем материала, находившегося в распоряжении исследователей, не может придать этим построениям безусловный характер, но предполагаемый автором вариант стратиграфического расчленения и корреляции разрезов «древней долины» и каньона в окрестностях Усть-Енисейского порта кажется достаточно вероятным.

**Селякинский алеврит.** Выделяется в качестве временного стратиграфического подразделения местного значения. Название происходит от места типового разреза на м. Селякин, по правому берегу Енисея в 13,5 км ниже пос. Усть-Енисейский порт (Усть-Порт) (см. рис. 36). Ранее включался в состав санчуговской свиты (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1951, 1953; Троицкий, 1966). Подстилается песками верхнемессовской подсвиты, перекрывается алевритами с фораминиферами, относимыми к санчуговской свите (Гудина, 1969), либо (в других пунктах) — непосредственно казанцевской свиты. В кровле — следы размыва отложений, характер подошвы и соотношение с мессовской свитой точно не установлены.

Типовой разрез (см. рис. 36) подробно описан автором в 1957 г., С. С. Сухоруковой в 1965 г., И. Д. Даниловым (1969). Литологическое и геохимическое исследование выполнено С. С. Сухоруковой (Сухорукова, Гудина, 1969), изучения диатомовых — А. М. Белевич (1961), спор и пыльцы — М. В. Барковой (1961) и Т. П. Левиной (1967), остракоды из селякинского алеврита и фораминиферы из перекрывающих слоев определены М. А. Решетниковой (Гудина, 1969) и В. И. Гудиной (1969), Г. Н. Недешевой (Данилов, 1969). В типовом разрезе, в основании 30—40-метровых обрывов м. Селякин от уровня Енисея (+3 м абс. отм.) до высоты 26 м над ним (29 м абс. отм.) обнажена пачка серых и светло-бурых глинистых алевритов с превосходно выраженной ленточновидной горизонтальной слоистостью. Слоистость в нижней части многопорядковая: 15—25-сантиметровые слои, отделенные один от другого тончайшими пропластками более грубого алеврита, подразделяются на 2—5-сантиметровые слои, внутри которых заметна тонкая листоватость. В верхней части преобладает правильная слоистость с чередованием лент желтовато-бурого алеврита и серого глинистого алеврита по 2—3 см; иногда ленты последнего расширяются до 10—15 см. Верхние 3,0—3,5 м разреза сложены желтовато-бурым алевритом с тонкими прослоями бурого глинистого алеврита.

В нижних 12—15 м пачки рассеяны послойно ориентированные эллипсоидальные мергельные конкреции от 3—5 до 15—20 см, встреча-

ются жеоды — полости, ограниченные вогнутыми сфероидальными поверхностями, покрытыми щетками мелких розоватых кристаллов кальцита, кальцитовые корки и пластинки по внутренним трещинам. В отдельных слоях есть тонко измельченные обрывки растительной ткани, распределенные послойно. Максимальная видимая мощность пачки 26 м; кровля ее неровная: сопоставление разрезов, описанных в разных пунктах на протяжении 1,5 км фронта обнажения, показывает изменение ее положения от +30 до +18 м абс. отм. Алевриты прекрасно сортированы, почти не содержат песчаных зерен, четкий оптимум падает на фракцию 0,01—0,005 мм (47—75%, по 19 образцам), сумма фракций от 0,01 до 0,001 мм очень устойчива по разрезу (73—87%), коллоидальных частиц 11,4—18,7%.

Весьма показателен минеральный состав. Среди легких минералов преобладают калиевые полевые шпаты и плагиоклазы (в сумме 54%), среди последних много основных и средних (23%), кварца немного (25%), относительно очень много цеолитов (4%). Главными минералами тяжелой фракции являются моноклинные пироксены (65—70%). По сравнению с породами казанцевской (межледниковой) свиты из ближайшего выхода на Луковой протоке (обн. 62 т) в селякинском алевролите в 1,6 раза меньше кварца, в 6 раз больше среднеосновных плагиоклазов и цеолитов, в 1,6 раза больше моноклинных пироксенов.

Такое сочетание гранулометрического и минерального состава характеризует седиментационный бассейн как хороший отстойник минеральной массы, состоявшей в основном из зерен слабо устойчивых к выветриванию и механическому разрушению минералов, не претерпевших длительного водного переноса. По данным С. С. Сухоруковой (Сухорукова, Гудина, 1969), породы имеют коагуляционную микротекстуру, низкое содержание бора (0,0043—0,0056%); отношение пиритного железа к органическому углероду 0,02—0,07, что свидетельствует об образовании их в пресном или сильно опресненном озерно-лагунном водоеме.

На высоте 15 м от основания разреза в алевритах найдены створки пресноводных остракод *Cytherissa lacustris* Sars, Limnocytheridae. Единичные диатомовые рассеяны по всему разрезу пачки. Кроме форм, переотложенных из морского палеогена, найдены 28 пресноводных, 14 пресноводно-солоноводных, 2 солоноводно-пресноводных и 2 солоноводных видов. На высоте 11 и 14 м от основания пачки флоры несколько более обильны за счет встречающихся нередко пресноводных *Pinnularia borealis* Ehr., *Hantzschia amphyoxys* (Ehr.) Grun.

В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца трав, кустарников и споры; пыльцы древесных 20—30%. Много пыльцы злаков, разнотравья, маревых, есть эфедра. Немногочисленная пыльца кустарников принадлежит ивам, ольховнику, кустарниковым березам. По М.В. Барковой, 17—34% пыльцевых зерен переотложено из меловых и палеогеновых пород; они отнесены не менее чем к 34 систематическим категориям. Спектры в целом имеют явно перигляциальный характер.

Г. Е. Рябухин (1939) находил в разрезе у м. Селякин мелкие обломки раковин, «сходные с найденными на р. Санчуговке», а В. Н. Сакс и К. В. Антонов (1945) указывают на находку обломка раковины *Astarte borealis placenta* Mörch, однако эти сведения достаточно неопределенны, в первом случае из-за неясности состава и характера остатков, во втором — условий нахождения.

Селякинский алеврит, судя по разрезам между м. Селякин и Усть-Портом (см.рис. 36), подстилается песками верхнемессовской подсвиты, однако характер их соотношения не установлен достаточно определенно. В одних выходах граница ровная, четкая, в других наблюдается переслаивание мессовских песков с серыми плитчатыми алевритами, сходными с селякинскими, но не содержащими конкреций.



Таблица 37

**Фораминиферы из суглинков, перекрывающих селякинский алеврит и из ближайших выходов санчуговской свиты**

| Вид | Суглинки | | Санчуговская свита | | Зоогеографическая характеристика видов (Гудина, 1966) |
|---|---|---|---|---|---|
| | м. Селякин, обн. 20, 21сх[1] | м. Селякин, Данилов, 1969 | р. Санчуговка, обн. 1-5 т; 29с; 146 см[2] | р. Енисей, обн. 19сх | |
| *Miliolinella grandis* Gudina | × | | × | | — |
| *M. cf. subrotunda* (Montagu) | × | | | | Аркто-бореальный |
| *Tappanella arctica* Gudina et Saidova | × | | | | Арктический |
| *Buccella frigida* (Cushman) | × | | | | » |
| *Cribrononion obscurus* Gudina | × | × | × | × | » |
| *Nonionellina labradorica* (Dawson) | | × | | | Бореально-арктический |
| *Elphidium* cf. *obesum* Gudina | × | | | | — |
| *Elphidium subclavatum* Gudina | × | × | × | × | Арктический |
| *Protelphidium asterotuberculatum* (Voorthuysen) | × | | × | × | — |
| *Protelphidium orbiculare* (Brady) | × | | × | × | Арктический |
| *Cribroelphidium goesi* (Stschedrina) | × | | × | × | Бореально-арктический |
| *C. granatum* (Gudina) | × | | | | |
| *Elphidiella tumida* Gudina | × | | | | — |
| *Stainforthia loeblichi* (Feyling-Hanssen) | | | × | × | Аркто-бореальный |
| *Cassidulina subacuta* (Gudina) | × | × | | × | Бореально-арктический |
| *Cassandra teretis* (Tappan) | × | × | | | Арктический |

Примечания: 1. Виды *E. obesum*, *T. arctica* в обн. 21сх найдены не в суглинке, перекрывающем непосредственно селякинский алеврит, а в 4 м выше по разрезу, в верхних суглинках, отделенных от нижних слоем песка и галечника.

2. Из санчуговской свиты на р. Санчуговке Н. А. Волошиновой и В. Я. Слободиным определены также *Elphidium florentinae* Shupak и *Ammonia* (*Rotalia*) *beccarii* (L.). Эти определения нуждаются в подтверждении. Остальные указанные ими виды даны в номенклатуре, принятой В. И. Гудиной.

Таблица составлена по материалам В. И. Гудиной (1966, 1969), И. Д. Данилова (1969), В. Я. Слободина, О. В. Суздальского (1969).

В типовом разрезе селякинский алеврит перекрыт 7—11-метровым слоем бестекстурного суглинка с гравием, галькой, редкими валунами и немногочисленными (4—7 экз/100 г) раковинами фораминифер (табл. 37). Состав комплекса одинаково сходен и с санчуговским, и с комплексом из мессовской свиты около устья р. Яковлевой и пос. Воронцово (см. выше). Из 10 видов определенной зоогеографической природы 6 арктических, остальные обитают ныне как в арктических водах, так и за их пределами. Неровность подошвы слоя суглинка может свидетельствовать о скрытом стратиграфическом несогласии. Над этим слоем лежит пачка косослоистого песка с прослоями галечника, галькой, единичными валунами и прослоями серой глины и алеврита мощностью от 0,2 до 6 м. Из этой пачки М. В. Барковой (1969) был получен один хороший (200 зерен) таежный спорово-пыльцевой спектр, содержащий 87% пыльцы древесных, в том числе: пихты (0,6), ели (21,2), сосны (34,6), кедра (31,6), березы высокоствольной (9,6), ольхи (2,4). В восточном крыле обнажения мощность песчаной пачки увеличивается до 9—10 м, она содержит тонкие слойки намывного торфа, обломки древесины. Песчаная пачка перекрыта поверхностными валунными суглинками зырянского горизонта (5—8 м), местами перекрытыми тонким слоем пресноводного чистого (озерного) алеврита (до 2 м).

Фациальные признаки явно указывают на формирование селякинского алеврита в пресном или почти пресном озерном или озерно-лагун-

ном водоеме. Слоистость, наличие карбонатных конкреций, сходных с иматровыми камнями (но более крупных, перигляциальный тип пыльцевых спектров), определенно указывают на приледниковый режим водоема.

Окончательный вывод о возрасте селякинского алеврита затруднен неясностью соотношений с подстилающими и перекрывающими отложениями, а также неопределенностью генезиса слоя суглинка с фораминиферами. С. С. Сухорукова, В. И. Гудина и И. Д. Данилов рассматривали весь разрез м. Селякин как санчуговский. В. Н. Сакс и автор относят верхнюю пачку валунного суглинка к зырянскому горизонту, а промежуточную песчано-галечную — к казанцевскому. Казанцевский возраст последней хорошо подтверждается составом спорово-пыльцевого спектра, идентичного спектрам из казанцевской свиты на Луковой протоке, всего в 12 км к северо-западу от типового разреза (обн. 62т; Баркова, 1961; Троицкий, 1966) и однотипного с таежными спектрами казанцевских песков на р. Санчуговке (Сакс, Антонов, 1945). Это позволяет сократить интервал, не имеющий определенной датировки, до нижней пачки суглинка и селякинского алеврита, а хронологический промежуток — до времени между формированием верхнемессовской подсвиты и казанцевской свиты.

За это время отложились как приледниковый селякинский алеврит, так и кроющая его пачка несортированных суглинков с фораминиферами. Литофациальные особенности последних трактуются Н. Д. Даниловым и С. С. Сухоруковой как свойственные морским (ледово-морским) отложениям. Однако содержание в них бора (0,0062—0,0086%) и отношение пиритного железа к органическому углероду (0,03—0,08) значительно ниже, чем в типичных морских фациях и не слишком отличается от селякинского алеврита (Сухорукова, Гудина, 1969, табл.3). Низкая сортировка, отсутствие слоистости, относительно высокое содержание грубых обломков (гравия, гальки, валунов), а также неровность подошвы слоя и наличие в подстилающем селякинском алеврите дислокаций — пологих складок с углами до 3—6° и кливажа, секущего слоистость под углом 18—22°, позволяют выразить сомнение в морском происхождении пачки суглинков и полагать, что они могут быть маловалунной мореной, образовавшейся после накопления санчуговской свиты и (в значительной мере) за счет ее ассимиляции. В этом случае все компоненты морского происхождения можно рассматривать как вторичные, унаследованные от исходной породы.

Если новые исследования подтвердят наличие фрагментов морских раковин в селякинском алеврите, то и он окажется послесанчуговским и может быть объединен с пачкой суглинка в единый комплекс морены и озерно-ледниковых отложений. При существующей неполноте информации селякинский алеврит в равной степени может быть и отделен от пачки суглинка экзарационной поверхностью, перерывом и объединяться с верхнемессовской пресноводной подсвитой. В качестве временного решения автор избрал последний вариант.

На селякинском алеврите не следовало бы так подробно останавливаться, если бы он не имел важного стратиграфического значения и довольно широкого распространения. Он является явно приледниковым образованием, отделяющим мессовскую свиту от казанцевской и, весьма вероятно, от санчуговской, что определяет его стратиграфическое значение. Распространение селякинского алеврита прослежено автором по берегам Енисея ниже типового разреза. По правому берегу Луковой протоки на протяжении 10—12 км он прослеживается в основании плохо обнаженного склона, в верхней части которого есть выходы казанцевских песков с морскими раковинами. В 17—19 км ниже м. Селякин он выходит около с. Казанцева, имея видимую мощность более 17 м; в 34—35 км ниже отдельные выходы такого же голубовато-



серого слоистого алеврита наблюдались на уровне енисейского бечевника (2—7 м. абс. отм.) в 1,5—2 км выше м. Каргинский под базальным галечником и песком казанцевской свиты. Еще далее к северо-западу он выходит в нижней части берегового склона в 41 и 53 км ниже типового разреза (в 13 и 1 км выше с. Караул), где имеет мощность 20 и 40 м соответственно; кровля его размыта и перекрыта базальными слоями казанцевской свиты. В 1 км выше с. Караул, по наблюдениям автора и С. С. Сухоруковой (1т, 14 сх), алеврит подстилается среднезернистым песком с прослоем ржавого галечника (1,5 м) или песком со слоями алеврита (2,5 м), под которым лежит валунно-галечный суглинок (5 м).

Мощность алеврита в первом выходе 40 м, во втором — 11 м. Во втором обнажении над ним согласно лежит литологически близкая пачка серого песчанистого алеврита с тонкой перекрестной слоистостью и редкими конкрециями (13 м); часть слоев сильно деформирована. Спорово-пыльцевые спектры обеих пачек одинаковы, идентичны спектрам селякинского алеврита и по типу являются перигляциальными (Т. Левина, 1971). Вероятно, селякинский алеврит широко распространен в основании разрезов правого берега Енисея между этими пунктами, но при геологическом картировании он не отделялся от санчуговской свиты и считался литологической разностью ее морских отложений.

В этом отношении весьма характерно практически полное отсутствие местонахождений с типичной санчуговской фауной моллюсков в «санчуговских» отложениях на всем протяжении береговых обнажений от м. Селякин вплоть до низовьев р. Яковлевой. На этом 200-километровом участке можно указать только несколько пунктов, где в глинисто-алевритовых породах ниже подошвы казанцевской свиты найдены фрагменты раковин моллюсков *Nucula* sp., *Nucula* cf. *tenuis* (Mont.), *Astarte borealis* (Chemn.), *Macoma* sp., иногда совместно с обломками раковин меловых *Inoceramus, Lopatinia*; только в Ладыгином яру В. Н. Сакс ($1951_1$) отметил выходы алевритов с *Leda pernula* (Müll.), *Hiatella arctica* (L.), *Astarte borealis placenta* (Mörch.), но фауна эта не слишком характерна для типичных фаций санчуговского горизонта.

Южнее пос. Байкалово В. Н. Сакс ($1951_1$) наблюдал в основании береговых обрывов 10—15-метровую пачку голубовато-серых и серых мелких песков и алевритов с конкрециями (обн. 253с), перекрытую по неровному волнистому контакту суглинками с галькой, конкрециями, обломками морских раковин. Вполне вероятно, что эта нижняя пачка может быть аналогом селякинского алеврита. В разрезах около устья р. Яковлевой ему, вероятно, соответствует 20—25-метровая пачка коричневых и серых слоистых алевритов, глинистых и песчанистых, содержащая в нижней части рассеянные гравий, гальки и интенсивно дислоцированная (см. рис. 38, обн. 5т, скв. 7-к).

По изменению геохимических характеристик осадков, особенностей фауны и флоры можно предположить увеличение солености селякинского бассейна с юга на север: от пресных или почти пресных вод у м. Селякин к солоноватым — у пос. Караул (обн. 14сх), по С. С. Сухоруковой ($1971_1$), и даже к морским около устья р. Яковлевой, судя по появлению единичных фораминифер в основании разреза скв. 7-к. Если принятое нами объединение селякинского алеврита с верхнемессовской подсвитой правомочно, то описанные выше в составе мессовской свиты серые глины с фораминиферами у пос. Воронцово также могут оказаться аналогами селякинского алеврита.

К югу и юго-западу от типового разреза, на расстоянии 20—23 км, чистый полосчатый алеврит того же облика, мощностью более 20 м, прослеживается в уступах левого высокого берега протоки Широкой, на левобережье Енисея. Наконец, в 140—150 км к востоку, в окрестно-

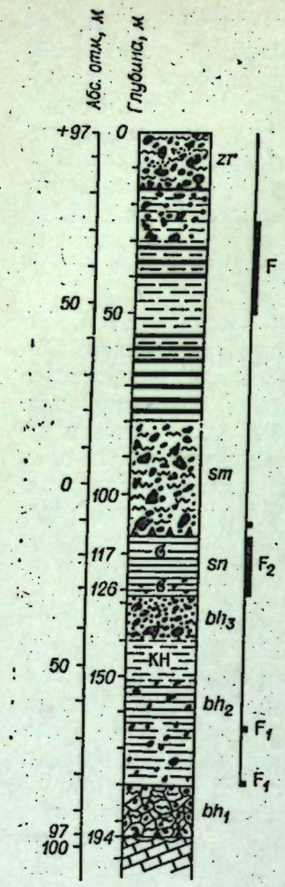



*Рис. 43.* Разрез скважины Б-7.

Свиты: zr — зырянская; sm — самаровская; sn — санчуговская; bh — болгохтохская; $bh_2$ — верхнеболгохтохская подсвита; $bh_1$ — нижнеболгохтохская подсвита; фораминиферы (количество экземпляров на 100 г породы): $F_1$ — болгохтохский комплекс (80—100); $F_2$ — «туруханский комплекс» (до 1200). Усл. обозн. см. на рис. 34.

стях г. Норильска и оз. Пясино, норильскими геологами В. Д. Крюковым и В. В. Рогожиным по разрезам буровых скважин описаны близкие по цвету, текстурным особенностям и наличию карбонатных конкреций алевриты, объединенные ими в коевские слои. Предполагается, что они находятся в парагенетическом единстве с ледниковыми или ледниково-морскими валунными суглинками ямнинских слоев, однако стратиграфическое положение коевских слоев по отношению к морским отложениям с фауной санчуговского типа и их размещение в общем разрезе четвертичных отложений района остается недостаточно определенным.

**Болгохтохская свита.** а. В ранге свиты выделена впервые.

б. Название происходит от небольшой р. Болгохтох, принадлежащей бассейну р. Дудинки.

в. Типовой разрез — по скв. Б-7, пройденной в 36 км к востоку от г. Дудинки, около берега р. Болгохтох.

г. Прежнее местное название — болгохтохские слои (Гудина и др., 1968; Гудина, Гольберт, 1969).

д. Разрез скв. Б-7 приведен на рис. 43. Скважина заложена на водораздельной зырянской ледниковой равнине, в пределах орографического понижения, соединяющего басейны рек Болгохтох и Вологочан, а в более крупном плане — Енисея и Пясины. Дно понижения имеет отметки менее 100 м, т. е. лежит на несколько метров ниже береговой линии Норильского позднеледникового озера (100 м). Альтитуда скважины +97 м.

е. Свиту подстилают дислоцированные палеозойские терригенные и карбонатные породы, резко отличающиеся от ее накоплений глубокой литификацией, контакт очень четкий, свидетельствующий о длительном перерыве, денудационном и стратиграфическом несогласии. Контакт на глубине —97 м абс. отм. (интервал 194 м). Свита перекрыта морскими глинами санчуговской свиты с характерным санчуговским комплексом моллюсков и фораминиферами «туруханского комплекса». На границе — явные следы перерыва.

ж. Схематическое описание типового разреза (Гудина, Корчагина и др., 1968) дополнено материалами первичного описания по В. Д. Крюкову, а также монографического изучения болгохтохского комплекса фораминифер (Гудина, 1969). По всему разрезу скважины исследованы спорово-пыльцевые спектры, диатомовые, минеральный состав отложений, состав поглощенного комплекса из глин.

Описание разреза скв. Б-7 приведено полностью со специальным выделением болгохтохской свиты.

Мощность, м

$qlQ_3zr$ А. Суглинок с линзами песка, значительным содержанием гравия, гальки, валунов долерита, базальта, известняка; тяжелые минералы составляют 4—9% породы, в их числе моноклинные пироксены — 35—64%;



Мощность, м

в палинологических спектрах нижней части преобладают споры и пыльца недревесных (80—60%), в верхней трети слоя эта группа сокращается до 50% (0—16 м) . . . . . 16

$qlQ_3zr$ Б. Пачка серых, слоистых и ленточных алевритов, глин; в верхней части — рассеянные гравий, гальки, отдельные валуны; выход тяжелой фракции 9—11%, пироксены составляют 52—60%; в спорово-пыльцевых спектрах в верхней половине доминируют споры и пыльца недревесных (75—80%), в нижней — древесных (40—50%); диатомовые, переотложенные из палеогена; в интервале 25—55 м — единичные раковины фораминифер: *Quinqueloculina longa* Gudina, *Astrononion* sp., *Cribrononion obscurus* Gudina, *Elphidium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Elphidiella tumida* Gudina, *Cassidulina subacuta* (Gudina) (16—57 м) . . . . . 41

$qlQ_2sm$ В. Глина ленточная, серая, немая, без грубых обломков; тяжелых минералов 6—8%, в отдельных образцах из нижней части слоя — до 36%; доля пироксенов 45—56% (57—80 м) . . . . . 23

$qlQ_2sm$ Г. Суглинок темно-серый, гравийно-галечно-валунный; содержание грубых обломков от 15—20 до 30—50%; тяжелых минералов 22—26%, однако доля пироксенов существенно увеличивается (до 84—93%), палинологические спектры по общему составу близки к подстилающим слоям, но внизу недревесной пыльцы больше (до 60—70%) (80—112 м) . . . . . 32

$mQ_2sn$ Д. Глина алевритовая, слоистая, темно-серая и коричневатая; содержание тяжелой фракции 16—54%, пироксенов от 55—69 до 84%; в палинологических спектрах спор и недревесной пыльцы 63—51% с сокращением вверх по слою, много пыльцы полыни; разнообразные (40 видов) и обильные (до 570—1100 экз/100 г) фораминиферы характерны для «туруханского комплекса» (Гудина, 1969), но в самой верхней части слоя число раковин и видов резко уменьшается (15 экз/100 г, 5 видов), что сближает микрофауну этого слоя с «санчуговским» комплексом В. И. Гудиной. В образцах из интервалов около 126 и 117 м есть раковины моллюсков (см. прил., рис. 54, *VI—351*): *Dentalium entalis* L., *Cylichna alba* (Brown), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Yoldiella lenticula* (Möll.), *Y. fraterna* (Verrill et Busch), *Bathyarca glacialis* Gray, *Thyasira gouldi* (Philippi) — комплекс, типичный для санчуговской свиты района Усть-Енисейского порта; число видов и экземпляров больше в средней части слоя, чем в нижней (112—127 м) . . . . . 15

$Q_1bh_3$ Е. Песок крупный серый, немой, содержащий до 40—60% гравия, гальки, валунов, покрытых корками гидроокислов железа; содержание тяжелых минералов падает до 20—15%, пироксенов 70—80%; спор и пыльцы нет (127—140 м) . . . . . 13

Кери отсутствует (140—161 м).

$mQ_1bh_2$ Ж. Глинистые алевриты, серые, плотные, с рассеянными гравием и мелкой галькой, в верхней части — слабая слоистость; содержание тяжелых минералов и пироксенов снижается (в среднем) до 30—50 и 60% соответственно; в палинологических спектрах 70—75% недревесной пыльцы; в интервалах 180 м (подошва слоя) и 164 м (средняя часть) найдены фораминиферы; *Tappanella arctica* Gudina et Saidova, *Buccella frigida* (Cushman), *Nonionellina* sp., *Elphidium obesum* Gudina, *E. subclavatum* Gudina, *Protelphidium lenticulare* Gudina, *Pr. orbiculare* (Brady), *Cribroelphidium goesi* (Stschedrina), *Cr. subarcticum* (Cushman), *Stainforthia* cf. *loeblichi* (Feyling-Hanssen), *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Islandiella islandica* (Nørvang), *Cassandra inflata* (Gudina), *C. teretis* (Tappan); численность и видовое разнообразие в верхнем образце выше, чем в нижнем (80 и 100 экз/100 г, 8 и 11 видов); встречаются редкие четвертичные морские диатомовые (151—180 м) . . . . . 29

$mQ_1bh_1$ З. Несортированная темно-серая песчано-глинисто-алевритовая порода с галькой, гравием, редкими валунами; текстура брекчиевидная; несмотря на несортированность, порода содержит необычайно много тяжелых минералов( до 60%!), главным образом моноклинных пироксенов (76—86%); в палинологических спектрах резко преобладают (80—90%) споры и пыльца недревесных (180—194 м) . . . . . 14

з. В этом разрезе мощность слоев, лежащих между дочетвертичными (палеозойскими) породами и морскими глинами с типичной фауной санчуговской свиты, 67 м. Четко выделяется нижняя подсвита (слой З): пачка 1 — несортированные породы — суглинки с обильными мегакластами, не содержащие остатков морских беспозвоночных (14 м), и верхняя, сложенная двумя пачками: пачка 2 — алевриты, глина, песок, отложенные в водной среде и содержащие местами раковины фораминифер, и редкие морские диатомовые (слой Ж; 40 м); пачка 3 — песчано-валунно-галечниковая, мощность 13 м.

Состав тяжелых минералов указывает на постоянную область сноса, сложенную в значительной мере основными эффузивами и изверженными породами,— предгорья и окраину Среднесибирского плоскогорья, расположенные в непосредственной близости от типового разреза (10—12 км, а под покровом четвертичных отложений, возможно, еще ближе). Влияние интрузии гранит-порфиров, подстилающей четвертичные слои в расположенной неподалеку скв. Б-3 (Болгохтохская площадь; Рогожин, 1968), не сказывается совершенно. Содержание тяжелых минералов падает вверх по разрезу, несмотря на формирование отложений во все более подвижной среде. Заслуживает особого внимания необычайно высокая концентрация неустойчивых к переносу и выветриванию моноклинных пироксенов в несортированных суглинках нижней подсвиты. Такое сочетание особенностей породы, отложенной вне водной среды, могло возникнуть только при механическом истирании пород в условиях очень холодного климата (в коре выветривания пироксены были бы неизбежно разложены). Одно это позволяет рассматривать нижнюю подсвиту (пачка 1) в качестве ледникового наноса, морены. Второй пик пироксенов падает на валунно-галечные пески и галечники пачки 3, а заметный минимум — на большую ее часть. Соответственно можно полагать определенное усиление процессов выветривания и разложения пироксенов, а следовательно, и улучшения климатических условий во время формирования средней части разреза свиты и новое их ухудшение — в конце ее накопления.

и. Болгохтохский комплекс фораминифер из пачки 2 верхней подсвиты состоит из 13 видов и 1 рода известковых бентосных фораминифер. Характерно малое число видов, видовое и количественное преобладание эльфидиид. Нижняя подсвита и большая часть верхней фораминифер не содержат. Нижняя подсвита отличается от верхней большим содержанием в палинологических спектрах спор и недревесной пыльцы, верхи верхней (пачка 3) — немые.

к. Фациальное значение находок фораминифер и морских диатомовых заключается в возможности восстановить формирование нижней части верхнеболгохтохской подсвиты в морском бассейне с несколько пониженной соленостью (Гудина, 1969).

Стратиграфическое значение болгохтохского комплекса фораминифер и спорово-пыльцевых спектров состоит в том, что они позволяют отнести свиту к четвертичной системе вообще и к плейстоцену — в частности. На плейстоценовый возраст указывают суровые климатические условия, восстанавливаемые по биогеографическому составу комплексов. В болгохтохском комплексе из 11 видов (исключая 2 новых, не найденных пока в современных морях) 6 чисто арктических, остальные живут как в арктической области, так и за ее пределами. Дополнительное корреляционное значение имеет близость болгохтохского комплекса (по зоогеографической структуре, показателям обилия и в значительной мере по видовому составу) к комплексам из мессовской, тильтимской, полуйской свит. По составу палинологических спектров зонально-ландшафтный тип растительности во время формирования нижней подсвиты — арктическая пустыня или арктическая тундра, при формировании самой нижней части верхней — тундра (разрез расположен сейчас в зоне лиственничной лесотундры).

Совокупность литологических и палеонтологических признаков позволяет восстановить общие ледниковые, приледниковые и субарктические условия формирования свиты. Изменения условий за время накопления свиты прослеживается слабо, однако по уменьшению количества спор и пыльцы недревесных растений от нижней подсвиты к нижней части верхней, слабому увеличению обилия и разнообразия фораминифер по разрезу последней и сокращению количества неустойчивых к выветриванию минералов можно сделать общий вывод о некотором улучшении климатических условий при накоплении большей части верхней подсвиты. Судя по отсутствию органических остатков и повышению содержания пироксенов в верхах верхней подсвиты, можно наметить новое, позднейшее ухудшение климатических условий.



Миграционная последовательность фораминифер рисуется в следующем виде: 1) отсутствие фораминифер (нижняя подсвита, пачка 1); 2) появление немногочисленных арктических, бореально-арктических и двух аркто-бореальных видов со слабым увеличением количества экземпляров и видов вверх по разрезу (пачка 2, верхняя подсвита); 3) исчезновение фораминифер (пачка 3, верхняя подсвита).

Такая же последовательность для растительности состоит в следующем: 1) арктическая пустыня или арктическая тундра (пачка 1, нижняя подсвита); 2) тундра (пачка 2, верхняя подсвита); 3) арктическая пустыня (?) (пачка 3, верхняя подсвита).

Такая последовательность соответствует двум стадиям продвижения ледникового покрова и межстадиальной ингрессии моря. Во время ранней стадии сформировалась нижняя подсвита, представленная мореной, во время межстадиального потепления — морские или ледниково-морские слои нижней части верхней подсвиты. Верхнюю пачку верхней подсвиты можно рассматривать как флювиогляциальные отложения или резидуальную (остаточную) морену, т. е. остатки перемытой пачки ледниковых отложений. Этот слой мог бы быть базальным санчуговской свиты, если бы не полное отсутствие в нем органических остатков.

л. Палеонтологические данные позволяют определить непосредственно только четвертичный возраст и ледниковый (включая приледниковый) генезис отложений свиты. Отнесение ее к ледниковому горизонту нижнего плейстоцена сделано на основании вывода о среднеплейстоценовом возрасте перекрывающей санчуговской свиты.

Границы свиты вполне естественны: нижняя — денудированная поверхность дочетвертичных (палеозойских) пород, верхняя — подошва морских глин санчуговской свиты. Нижняя совпадает с поверхностью крупного перерыва, верхняя также ограничена перерывом (размыв морены) и является рубежом резкого изменения фациальных условий.

м. Пространственная выдержанность свиты прослежена еще недостаточно полно. В. И. Гудина (1969) отмечает глины с болгохтохским комплексом фораминифер в смежной скв. Б-2 Болгохтохской площади, а также отложения со сходной бедной фауной в основании разрезов четвертичных отложений Большехетской разведочной площади (бассейн р. Б. Хеты), скв. 24 и 28 на р. Турухан.

На Большехетской площади к болгохтохской свите можно было бы отнести только 20-метровую пачку глин, вскрытую скв. 3 в интервале 107—127 м (43—63 м ниже уровня моря), между кровлей мела и слоями с обильными фораминиферами (санчуговская свита). В этих глинах найдены две раковины — *Pyrgo williamsoni* (Silvestri) и *Elphidium subclavatum* Gudina. В смежных скв. 5 и 7 соответствующая часть разреза (16—19 м) сложена песками и валунно-галечными песками, литологически близкими мессовской свите, со спорово-пыльцевыми спектрами тундрового типа, а сами глины с бедной фауной в разрезе скв. 3 не отделены никакими иными слоями от лежащих выше морских отложений (Загорская и др., 1965). Поэтому весьма вероятно, что глины эти следует считать нижней частью санчуговской свиты, лежащей непосредственно на меловых породах.

Наиболее близка к белгохтохской свите нижняя часть разреза скв. 24 Туруханского профиля. Там в интервале 129—196 м (113—180 м ниже уровня моря), между кровлей мела и подошвой пачки чистых, плотных, зеленовато-серых глин с богатой «туруханской» фауной фораминифер, остракодами, моллюсками санчуговского комплекса (Гудина, Гольберт, 1962; Гудина, 1969; Архипов, Матвеева, 1964₂; Троицкий,

1964) залегает 67-метровая толща отложений, имеющая (по первичному описанию Н. И. Байбародских и С. А. Архипова) следующее строение (сверху вниз).

| | Мощность, м |
|---|---|
| $Q_1bh_3$ А. Валуны и галька осадочных и изверженных пород (129—139 м) | 10 |
| $mgl_1glQ_1bh_3$ Б. Суглинок темно-бурый, грубый, с большим количеством гальки, щебня, реже валунов; из самой верхней части (142 м) В. И. Гудиной определены фораминиферы (29 экз/100 г): Polymorphinidae, *Cyclogyra involvens* (Reuss), *Buccella inusitata* Andersen, *Alabaminoides mitis* (Gudina), *Elphidium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Islandiella islandica* (Nørvang), *Stainforthia loeblichi* (Feyling-Hanssen); в нижней части порода слоиста за счет линз песка и тонких слоев коричневой глины (2—3 см) (139—170) | 31 |
| $Q_1bh_2$ В. Глина серая с зеленоватым оттенком, с прослоями песка в нижней части; в интервале 173 м найдены фораминиферы (30 экз/100 г), определенные В. И. Гудиной: *Buccella frigida* (Cushman), *Alabaminoides mitis* (Gudina), *Elphidinium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (*Brady*), *Islandiella islandica* (Nørvang), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman) и пресноводно-солоноводные остракоды *Cytherissa* aff. *simplissima* Swain (определения А. М. Лев) (170—177 м) | 7 |
| $lglQ_1bh_1$ Г. Алеврит серый, с прослоями глины (177—180 м) и рассеянным гравием | 3 |
| $lglQ_1bh_1$ Д. Глина зеленовато-серая, ленточная, с рассеянной в нижней части галькой и валунами долерита (180—187 м) | 7 |
| $fqlQ_1bh_1$ Е. Песок зеленовато-серый, мелкозернистый, с крупной галькой и валунами долеритов, базальтов (187—196 м) | 9 |
| $K_2cmp$ — tr Ж. Ниже пройдены зеленовато-серые, мелкозернистые, чистые пески кампан-турона. | |

Это четкое первичное описание существенно отличается от более поздних обобщенных, сильно схематизированных описаний и изображений разреза, в которых он трактуется в качестве «единого морского».

В верхнем валунном слое (Б) пироксены составляют до 75% тяжелых минералов, в глинах слоя В их доля падает до 50%; состав поглощенного комплекса и труднорастворимых солей в той части слоя Б, где найдены фораминиферы, соответствует «области опреснения», а в глинах слоя В — той же области и «области морских отложений» (Загорская и др., 1965). Палинологические спектры (Архипов, Матвеева, $1964_2$), полученные из слоев Б—Д, содержат 20—50% пыльцы древесных, из которых 20—30% приходится на пыльцу кустарниковой березы и ольховника; в составе недревесных из слоя Г 80% составляют маревые, содержание которых и в смежных слоях (В, Д) колеблется в пределах 30—40%. Обстановку накопления этих отложений О. В. Матвеева трактует как «сухую и холодную», т. е. перигляциальную. Сильно отклоняющийся по высокому содержанию пыльцы древесных (73%), в том числе хвойных, спектр из нижней части ленточных глин с валунами (Д), вероятно, в значительной мере аллохтонный. Судя по кривым содержания пыльцы древесных пород некоторое улучшение климатических условий имело место во время формирования слоя В.

Литологические и палеонтологические данные позволяют интерпретировать разрез таким образом.

III. Верхняя пачка ледниковых отложений: 1) резидуальная часть — слой А; 2) ледниково-морская часть — верхи слоя Б; 3) континентальная морена — большая часть слоя Б.

II. Межстадиальные слои: 4) морские глины — слой В; 5) ледниковые алевриты и ленточные глины — слой Г, Д.

I. Нижняя пачка ледниковых отложений: 6) водно-ледниковые пески и резидуальная морена (валуны, крупная галька) — слой Е.

Основные черты строения нижней части разреза скв. 24 оказываются очень близки к строению типового разреза болгохтохской свиты, несмотря на разделяющее их расстояние в 370 км. Присутствие в верхней ледниковой пачке ледниково-морских слоев с фораминиферами



сближает ее с верхней мореной мессовской свиты на Яковлевской площади (у зимовья Пустого).

В разрезе скв. 28, пройденной в 56 км западнее скв. 24, к болгохтохской свите может быть отнесен интервал 142—221 м (108—187 м ниже уровня моря), сложенный тремя пачками (сверху вниз): 1) немой (Загорская и др., 1965, рис. 27, показали единичные фораминиферы) валунно-галечный и галечный суглинок (10 м); 2) галечный алеврит с редкими фораминиферами (49 м); 3) немой валунный суглинок и валунный песок (20 м); общая мощность 79 м. Эта часть разреза располагается между кровлей мела и подошвой серых алевритов с галькой, которые по положению в разрезе и несколько более высокому содержанию фораминифер могут быть отнесены к санчуговской свите.

Фораминиферы из средней пачки, найденные в интервалах 154—167 и около 200 м, представлены единичными раковинами (2—10 экз/100 г): *Quinqueloculina longa* Gudina, *Q.* sp., *Tappanella arctica* Gudina et Saidova, *Elphidium subclavatum* Gudina, *E.* sp., *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Cribroelphidium goesi* (Stschedrina), *Cassandra inflata* (Gudina). В нижнем и верхнем образцах число раковин минимальное (2 экз.), наибольшее — в интервале около 160 м. Состав и особенности комплекса близки к болгохтохскому.

Стратиграфическим аналогом болгохтохской свиты, пройденной скв. 24 и 28, вероятно, является 127-метровая толща пород, вскрытая на р. Турухан скв. 9 у пос. Фарково (Архипов, Матвеева, $1964_{1,2}$). Однако по своим особенностям эта толща ближе к континентальным накоплениям мессовской и белоярской свит, и разрез ее будет рассмотрен ниже. Возможно, что нижнеболгохтохской подсвите соответствует нижняя морена, описанная в 1957 г. С. Б. Шацким в разрезе скважины у пос. Янов Стан.

Параллелизация с близкими по стратиграфическому положению и возрасту региональными подразделениями проведена при описании горизонта. Существенным отличием болгохтохской свиты от всех близких по положению в разрезе плейстоцена и возрасту местных и региональных подразделений является преобладание морских отложений в средней части ее разреза. Эта особенность сближает свиту только с двумя свитами — полуйской и тильтимской; сходство дополняется близостью тильтимского и болгохтохского комплексов фораминифер (Гудина, Гольберт, 1969). Однако области накопления этих свит разобщены территориально и относятся к разным седиментационным бассейнам, разделенным выступами субстрата (см. рис. 35).

**Варомыяхинские слои.** Занимают то же стратиграфическое положение, что мессовская и болгохтохская свиты, размещаясь между кровлей мела и подошвой первого слоя морских отложений с раковинами моллюсков или обильной фауной фораминифер и остракод, который автор относит к санчуговскому горизонту (устьсоленинские слои; Слободин, Суздальский, 1969).

Они установлены по разрезам 5 буровых скважин Большехетской разведочной площади (26—29, 31-БХ), пройденных в бассейне р. Б. Хеты южнее широтного колена, в 65—125 км к югу и юго-западу от Междухетского профиля (где в том же интервале залегает мессовская свита). Расстояние между смежными скважинами 25—35 км, между крайними — 75 км. Альтитуды близки (от — 71 до — 87 м). Кровля меловых пород неровная, абсолютные отметки варьируют от —58 до —113 м.

Мощность варомыяхинских слоев от 13 до 63 м за счет неровностей подошвы и кровли (от —9 до —86 м).

Непосредственно над кровлей мела залегает тонкий (1—3 м) слой валунно-галечного песка, галечно-гравийного алеврита или глины с большим количеством гравия, гальки и валунами. В большинстве разрезов над ним лежит песчаная пачка мощностью 11—34 м, содержащая

рассеянную гальку, гравий, тонкие редкие слои галечника и алеврита. В пачке (скв. 27, 29) найдены немногочисленные (6—11 экз/75 г) фораминиферы: *Cribrononion obscurus* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Elphidium subclavatum* Gudina, *E. florentinae* Shupak, *Cribroelphidium goesi* Stschedrina, *Islandiella islandica* (Nørvang), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman) (определения В. Я. Слободина, номенклатура В. И. Гудиной, кроме *E. florentinae*, из-за неясности соответствия названий)[4], остракоды Cytherelloidae (определения О. М. Лев).

В скв. 31 эта часть разреза представлена (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|---|---|
| а. Серая алевритистая глина с рассеянной галькой и слоем гальки и валунов в средней части | 19,5 |
| б. Песок мелкий и тонкий, косослоистый | 1,8 |
| в. Алеврит серый, косослоистый | 4,7 |

Разрез варомыяхинских слоев завершается пачкой немых плотных массивных алевритов с галькой, гравием, валунами мощностью 9—15 м (скв. 27, 28, 31) или плотными серыми глинами с гравием и галькой, подстилаемыми тонким слоем галечного алеврита (21 м; скв. 29). Грубый обломочный материал представлен экзотическими (долерит, базальт и местными — опоки, уголь) породами. Среди тяжелых минералов в песках и алевритах доминируют моноклинные пироксены (50—70%). Весьма показателен высокий объемный вес пород (скв. 31, см. табл. 5). Валунно-галечный алеврит верхней пачки уплотнен до 1,99 г/см³, а лежащие под ним глины — до 2,83 г/см³. Еще выше плотность немых глин, кроющих верхнюю пачку,— 2,87 г/см³ и, возможно, что часть их следовало бы также относить к варомыяхинским слоям, если бы не слишком обобщенное описание разреза, не позволяющее отделить их от лежащих выше морских глин.

Из варомыяхинских слоев (скв. 27—29, 31) Ф. М. Левина (Загорская и др., 1965₂) определила единичные палинологические спектры, состоящие на 55—90% из спор и на 5—20% из пыльцы трав и кустарников. Они соответствуют безлесным арктическим группировкам (тундре, арктической пустыне).

Состав фораминифер обычен для прослоев морских отложений из мессовской и для болгохтохской свит (кроме вида *Elphidium florentinae*). Возможно, что кроме разрезов, указанных выше, к варомыяхинским слоям могут быть отнесены серые плохо сортированные алевриты (17,5 м), лежащие непосредственно над песками средней пачки в скв. 26. В них найдены малочисленные фораминиферы: *Tappanella arctica* Gudina et Saidova, *Buccella* cf. *frigida* (Cushman), *Cribrononion obscurus* Gudina, *Protelphidium* cf. *orbiculare* (Brady), *Cribroelphidium* cf. *goesi* Stschedrina, *Cr.* cf. *subarcticum* (Cushman), *Islandiella islandica* (Nørvang), *Cassandra* cf. *teretis* (Tappan), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman), т. е. комплекс, весьма полно совпадающий с болгохтохским из типовых разрезов свиты. В. И. Гудина (Архипов и др., 1973) относит слой к санчуговскому горизонту, основываясь на неотеническом (карликовом) характере форм, однако неблагоприятные условия существования, вызывающие это явление, не менее (если не более) вероятны для этого времени и уже, во всяком случае, могли повторяться в местных бассейнах. Решению вопроса препятствует то, что значительная часть перекрывающих отложений размыта, и всего в 6,5 м выше по разрезу лежат базальные пески казанцевской свиты.

[4] Определения фораминифер из отложений, вскрытых скважинами в Большехетском районе, их стратиграфическая и возрастная интерпретация даны в работе Архипова и др., (1973). (*Прим. ред.*)



В комплексе фораминифер (как с учетом находок в скв. 26, так и без них) господствуют чисто арктические виды (81 или 83% соответственно), остальные также распространены в Арктической области, хотя живут и в Бореальной (*Cribroelphidium goesi, Cr. subarcticum*). Совершенно отдельно стоит *Elphidium florentinae* Shupak (или, как полагает В. И. Гудина, *E. boreale* Nuzhdina) — бореальный вид, определенный В. Я. Слободиным из скв. 27 (интервалы 178 и 188 м) в количестве 3 экз. Бедность материала вызывает некоторое сомнение в точности идентификации.

Особенности строения разреза и состава отложений (две пачки с мегакластами и разделяющие их водные отложения), высокая уплотненность пород, наличие обломков экзотических пород, арктический или субарктический характер фауны и флоры свидетельствуют о суровых (ледниковых и приледниковых) условиях формирования варомыяхинских слоев, а также о вероятности накопления их в течение двух стадий продвижения ледникового покрова, разделенных межстадиальным интервалом. Песчаный состав отложений, присутствие в средней и верхней пачках прослоев пород морского генезиса сближает варомыяхинские слои с мессовской свитой, особенно с разрезами Нижнего Енисея (р. Яковлевой, пос. Воронцово). Стоящие несколько особо пресноводные глины из скв. 31 (слой а) можно рассматривать как фациально подчиненные средней или верхней (ледниковой) пачке.

Последовательность формирования слоев рисуется в следующем виде: 1. Денудационный перерыв, завершенный ледниковой экзарацией. 2. Отложение нижнего слоя с грубыми обломками основной или абляционной морены. Ранняя стадия оледенения. 3. Частичный размыв морены, накопление водных отложений (с резидуальным базальным слоем, обогащенным мегакластами) при периодическом проникновении морских вод. Межстадиальные условия. 4. Отложение верхнего слоя морены и немых водно-ледниковых глин. Вторая стадия оледенения.

Как видно, основные черты строения и условий формирования варомыяхинских слоев и мессовской свиты не различаются сколько-нибудь существенно, и целесообразность выделения первых в самостоятельное стратиграфическое подразделение сомнительно. Предположение о плиоценовом возрасте варомыяхинских слоев (Слободин, Суздальский, 1969) не подтверждается ни палеонтологическими, ни фациально-литологическими особенностями отложений. Оно было сделано исключительно по залеганию их под устьсоленинскими слоями, сопоставлявшимися весьма произвольно с амстелем Нидерландов. Более того, палеонтологические данные свидетельствуют против плиоценового возраста, так как все остатки представлены живущими ныне формами, а большинство видов фораминифер известно только из плейстоценовых, голоценовых и современных морских отложений (Гудина, 1966, 1969).

## Аналоги тильтимской, мессовской и болгохтохской свит в смежных районах

**Шайтанская свита** (толща) описана Ю. Ф. Захаровым (1965₂) к югу от поля распространения тильтимской свиты — по разрезам скважин бурового профиля между м. Шайтанский на р. Оби и пос. Игрим на р. Северной Сосьве, а также по скважинам в долине последней. Толща залегает в основании плейстоценовых отложений этого участка на отметках, близких к залеганию тильтимской свиты, сложена несортированными песчано-алевритово-глинистыми породами массивной текстуры, плотными; с большим количеством гравия, гальки уральских кристаллических пород с редкими валунами. Нижние слои содержат большое количество перетертых и перемятых обломков местных дочетвертичных пород, образующих субстрат свиты. Цвет пород от коричнева-

то-серого до черного. Мощность этих отложений изменяется от 60—70 м в глубоких впадинах субстрата под долиной р. Оби до 10—15 м в среднем течении р. Северной Сосьвы.

По своим специфическим литологическим особенностям и полному отсутствию как автохтонных органических остатков, так и слоев водного происхождения эти отложения вполне резонно диагностированы Ю. Ф. Захаровым как континентальная морена. На всей площади своего распространения они перекрыты слоистыми хорошо сортированными глинами и алевритами, переходящими у пос. Октябрьского в толщу «диагональных песков», относимую к межледниковой тобольской свите. От тильтимской и полуйской свит шайтанская отличается как литологическими, так и палеонтологическими признаками, т. е. иной фациальной природой. Это позволяет считать ее особой свитой континентальных ледниковых отложений.

Опубликованная после работы Ю. Ф. Захарова полная и ценная сводка о ледниковых отложениях нижнего плейстоцена, распространенных в бассейне рек Обь и Казым, к югу и востоку от г. Березова, дана Г. И. Лазуковым (1970). Эту часть разреза он именует «отложениями демьянского оледенения». В. А. Зубаков (1972$_1$) также включает шайтанскую толщу в «демьянский горизонт». Однако в разрезах на р. Демьянке (бассейн р. Иртыш) сходная по климатическим условиям формирования и, вероятно, синхронная часть разреза плейстоцена представлена совершенно иными фациями — водными алевритами с остатками арктической и субарктической флоры. Наиболее же типичными для ледникового горизонта фациями являются шайтанские морены. Соответственно по правилам номенклатуры (Стратиграфическая классификация..., 1965, ст. 12) в области ледникового континентального осадконакопления, охватывающей северо-западную часть Западно-Сибирской равнины, горизонт, включающий шайтанскую свиту, должен называться шайтанским, а разрезы инофациальных отложений, выходящих на р. Демьянке, могут быть объединены в демьянскую свиту, входящую в него в качестве составной части.

Шайтанская и тильтимская свиты распространены в смежных районах, идентичны по условиям залегания, стратиграфической позиции и климатическим условиям формирования. Единственным существенным различием является фациально-литологическая однородность разреза шайтанской свиты. Это обстоятельство не мешает их сопоставлению, так как расщепление монолитных морен пачками водных отложений обычно для ледниковых комплексов.

Корреляция шайтанской свиты с тильтимской позволяет сопоставить и включающие их горизонты: шайтанский (континентальный) и тильтимский (морской и ледниково-морской).

**Нижняя толща** североСосьвинского комплекса, описанная П. П. Генераловым (1965) в глубоких депрессиях подошвы плейстоцена, расположенных в Зауралье, у подножия и вблизи восточного склона Северного и Приполярного Урала, может соответствовать тильтимской свите. Она близка к ней по мощности (60—80 м), положению в разрезах (непосредственно на кровле меловых, юрских, палеозойских пород), залеганию под мощной пачкой водных отложений (но уже не морских глин, а галечников), присутствию в ее составе пачек «мореноподобных» гравийно-галечно-валунных песчаных глин и алевритов. Не противоречат сопоставлению и скудные палеонтологические данные — немногочисленные пресноводные четвертичные диатомовые, единичные лесные спектры, наряду с «мертвыми» спектрами, состоящими из переотложенных меловых и палеогеновых микрофоссилий.

**Белоярская свита,** выделенная С. А. Архиповым (Архипов, Матвеева, 1964$_1$) в разрезах плейстоцена Енисейской впадины (бассейн Среднего Енисея между реками Подкаменной Тунгуской и Туруханом),



может рассматриваться в качестве стратиграфического аналога болгохтохской и мессовской свит. Сводный разрез свиты (см. рис. 44, *В*) составлен автором по материалам из указанного выше источника. Он построен на основе предположения, что белоярская свита охватывает не только типичные ленточные глины с карбонатными конкрециями (скв. 17,6, обн. Белый Яр), но и безымянные «древнеледниковые отложения», с которыми эти глины парагенетически связаны. Второе предположение, касающееся строения свиты, состоит в том, что (насколько можно судить по разрезу скв. 6) белоярские глины не только перекрыты, но и подстилаются мореной (брекчированная глина с гравием, галькой, лежащая на кровле мела), т. е. представляют среднюю, а не нижнюю пачку разреза. Косвенным подтверждением может служить наличие двух мощных пачек валунного суглинка, разделенных слоем гравийного галечника в скв. 1 (Варламовская). При принятой схеме строения свиты ее наибольшая мощность в типовых разрезах составляет 75 м, а суммарная стратиграфическая (по сумме мощностей пачек) — 85 м.

Отложения слабо дислоцированы, уклоны на крыльях пологих складок составляют 30—40′ (район Белого Яра; по сопоставлению обнажения и разрезов скважин). Часть отложений свиты (скв. 1) залегает исключительно глубоко (от 240 до 315 м ниже уровня моря!), что заставило С. А. Архипова предположить наличие там молодого грабена. Сопоставление разрезов Белого Яра и скв. 1 показывает, что средний угол погружения (по подошве плейстоцена) не превышает 18′, так что структура может оказаться весьма пологой денудационной, экзарационной или даже неотектонической депрессией.

Отложение ленточных с карбонатными конкрециями глин белоярской свиты, очевидно, происходило в приледниковом бассейне (или бассейнах). Признаки осолонения, устанавливаемые по составу поглощенного комплекса (Архипов, Матвеева, 1964$_1$), могут указывать на связь приледникового водоема с размещавшимся севернее болгохтохским морским бассейном.

Результаты палинологического изучения подтверждают существование суровых климатических условий во время формирования всех пачек свиты. Валунные суглинки и глины практически не содержат пыльцы и спор. В ленточных глинах, вскрытых скв. 6, найдены спектры перигляциального типа, в глинах Белого Яра 57—72% пыльцы древесных, главным образом пыльцы берез (не только весьма летучей, но и трудно отличимой от пыльцы кустарниковых форм того же рода). Однако даже эти спектры соответствуют только северотаежным березнякам с примесью ели и могут свидетельствовать, что оптимальные климатические условия белоярского времени не достигали современного уровня (разрезы лежат в подзоне елово-пихтово-кедровых среднетаежных лесов), т. е. были, очевидно, межстадиальными.

Таким образом, белоярская свита, состоящая из двух пачек ледниковых отложений, разделенных межстадиальными водными осадками, оказывается построенной аналогично мессовской и болгохтохской и также содержит остатки приледниковых и субарктических флор. Свиту подстилают меловые породы, а перекрывают межледниковые речные отложения тобольской свиты (Архипов, Матвеева, 1964$_1$).

**Фарковский разрез** белоярской свиты (скв. 9) имеет исключительное значение для корреляции свиты, так как расположен неподалеку от разрезов болгохтохской свиты — в 67 км к юго-востоку от скв. 24 Туруханского профиля, подробно описан и исследован (Архипов, Алешинская, 1960; Алешинская, 1961; Архипов, Матвеева, 1964$_{1,2}$). С. А. Архипов проводил верхнюю границу белоярской свиты по интервалу 242 м (в тексте) или 229,85 м (на колонке), а кровлю «отложений древнечетвертичного оледенения» — 202,1 м, т. е. в 52 м от кровли мезозойских

пород, считая, что лежащие над ними пески (152,8—202,1 м) относятся к туруханской межледниковой свите, а кроющие их ледниковые осадки (134,5—152,8 м) — к самаровскому горизонту. Однако кажется гораздо более вероятным, что к туруханской свите следует относить еще более высокую мощную песчаную пачку (интервал 78,4—134,5 м) и даже перекрывающий ее слой плотных зеленовато-серых и черных песков и глин (70—78,4 м).

Нижняя песчаная пачка, в которой содержатся только единичная пыльца трав, спор и арктические диатомовые, гораздо меньше похожа на межледниковую свиту, чем верхняя, содержащая торфяные прослои, спектры тундрового и лесотундрового типа начала межледниковья, а также (особенно в верхнем слое) обильный комплекс диатомовых, включающий не только арктические и многочисленные байкальские, но и южнобореальные формы (Архипов, 1960; Алешинская, 1961).

При такой трактовке разреза вся его нижняя часть (127 м) может быть отнесена к белоярской свите, состоящей из двух пачек ледниковых отложений и разделяющей их пачки межстадиальных песков, а «типично белоярские» глины с карбонатными конкрециями окажутся слоем, подчиненным нижней ледниковой пачке. Скв. 9 вскрыла следующие породы (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|---|---|
| $gIQ_1bj$ Пачка 3. Темно-серые валунные суглинки (134,5—152,8 м) . . | 18,3 |
| $laIQ_1bj$ Пачка 2. Серые мелкие и тонкие пески с прослоями алеврита (152,8—202,1 м) . . . . . | 49,3 |
| $gl+lgIQ_1bj$ Пачка 1. Темно-серые гравийно-галечные суглинки, слоистые коричневые глины с конкрециями и валунные галечники (202,1—261 м) . . . . . | 59,0 |

Вполне вероятно периодическое осолонение бассейнов, в которых накопились приледниковые глины с конкрециями пачки 1 и пески пачки 2, так как первые имеют состав катионов поглощенного комплекса, свидетельствующий о лагунных условиях, а во вторых встречаются солоноводные диатомовые (Архипов, Матвеева, $1964_{1,2}$).

Водно-ледниковые глины нижней пачки, отделяющие валунные галечники от гравийно-галечных суглинков, скорее всего являются межосцилляторным приледниковым образованием, свидетельствующим о кратком колебании ледникового края и соответствующим незначительному изменению климатической обстановки при достаточно резкой перемене в седиментационных условиях. Соответственно разрез белоярской свиты в скв. 9 свидетельствует не только о межстадиальном, но и о более раннем межосцилляторном эпизоде в ходе древнейшего оледенения. Принятое расчленение нижней части разреза скв. 9 (пос. Фарково) позволяет провести ее корреляцию с разрезами скв. 24 и 28 как в отношении сопоставления туруханской свиты (принадлежащей к тобольскому горизонту) с санчуговскими морскими глинами (или глинами «туруханской морской свиты», по Н. Г. Загорской), так и средней пачки белоярской свиты с морскими отложениями болгохтохской.

**Нижний горизонт ледниковых отложений, мессовские пески и лагунные алевриты южной и восточной частей Таймырской низменности.** В удаленных от Енисея и оз. Пясино районах западной части Таймырской низменности, а также почти по всей ее средней части пока не найдено отложений, лежащих между подошвой санчуговской свиты и кровлей дочетвертичных пород. В южной и восточной частях они установлены в ряде пунктов (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959). Присутствие во многих разрезах хорошо выдерживающегося по простиранию горизонта морских глин и алевритов с характерной санчуговской фауной моллюсков (см. прил. рис. 55, VII—*93, 116, 117, 122, 123, 125—128, 130, 133*) позволяет четко отделить досанчуговские отложения, рассмотреть особенности их состава и строения.



По берегам рек Хета, Хатанга, Котуй и их притоков, на побережье Хатангского залива и Анабарской губы во многих пунктах прослежен валунно-галечный горизонт мощностью до 5 м, лежащий на размытой кровле меловых пород, то поднимающейся над уровнем рек на несколько или десятки метров, то опускающейся на десятки (до 83 м) метров ниже уровня моря. Горизонт рассматривается в качестве резидуальной морены, поскольку содержит многочисленные валуны экзотических пород — долеритов, базальтов, палеозойских песчаников и алевритов, серых (таймырских) гранитов; в бассейне р. Сабыды (левый приток р. Котуй) — ультраосновных пород (оливинитов, пироксенитов, мейменитов), а далее к востоку — и анабарских красных кварцитов, гранитов и ортогнейсов. Традиционно этот горизонт считается остатками морены максимального (среднеплейстоценового) оледенения, однако его стратиграфическое положение не всегда достаточно определенно, не ясно также, имеем ли мы дело с единым одновозрастным горизонтом или с двумя горизонтами, близкими по облику. Во всяком случае в тех местонахождениях, где горизонт лежит стратиграфически ниже санчуговской свиты (на берегу Хатангского залива, между устьями рек Новой и Осип; на р. Сабыде, левом притоке р. Котуй, в бассейне р. Хеты, между устьями рек Боярки и Маймечи, между р. Хатангой и склоном плоскогорья в низовьях р. Попигай и на п-ове Юрунг-Тумус), он может быть аналогом нижнемессовской подсвиты Усть-Порта, а перекрывающие пески, галечные пески, галечники, иногда содержащие прослои алеврита и намывного торфа, общей мощностью 6—18 м — аналогом верхнемессовской подсвиты.

Широко распространенные в этих же частях низменности мощные (до 50 м) толщи песков, лежащие над горизонтом валунных галечников, могут иметь, как и сами галечники, самый различный возраст в пределах раннего — позднего плейстоцена. Столь же неопределенное положение имеют мощные (до 110 м) пески, выполняющие сводовые депрессии соляных куполов Нордвикского района (Сакс, 1953).

В части разреза, лежащей между подошвой санчуговской свиты и кровлей меловых пород, до последнего времени не были известны отложения ледниковой группы, сохранившиеся от последующего перемывания. Во время полевых работ 1970 г. их удалось обнаружить в обнажениях по р. Хатанге и по ее левому притоку р. Новой.

Типичная морена выходит только у пос. Новорыбный, где в обрывах правого берега р. Хатанги в 0,1—1,0 км выше поселка, на неровной (3—10 м над рекой) денудированной кровле меловых угленосных песков лежит слой черных и бурых неслоистых плотных валунно-галечно-гравийных суглинков и глин мощностью 1,2—3,0 м. Залегающие под ним пески сильно уплотнены. Обломочный материал различного размера — от гравия до мелких (0,15—0,20 м) округленно-угловатых валунов — содержится в количестве 230—1500 штук на 1 м² сечения слоя. Преобладают обломки местных пород, главным образом меловых углей, но среди них немало гальки и валунов долерита, миндалекаменного базальта, палеозойских сланцев, кварцевой гальки; на крупных обломках есть притертые поверхности с характерной ледниковой штриховкой и шрамами. Кровля морены слабо размыта, с образованием тонкого базального слойка (0,015—0,040 м) «в одну гальку», над которым лежат серые морские алевриты и глины с обильными раковинами *Dentalium entalis* L., *Sipho curtus* Friele, *Cylichna* sp., *Yoldiella lenticula* (Möll.), *Y. intermedia* Sars, *Bathyarca pectunculoides septemtrionalis* Sars, *Propeamussium* cf. *groenlandicum* Sow. и многочисленными фораминиферами туруханского комплекса (Гудина, 1974).

Вполне вероятно, что аналогичные ледниковые накопления распространены гораздо шире. Концентрация валунов и галек в нижней части санчуговской свиты при приуроченности остатков моллюсков глав-

ным образом к ее средней части (Егорова, 1959) может указывать на то, что из нижней части ее разреза местами не выделены ледниковые образования. При перемыве морен, который обычно предполагают, могли бы сформироваться валунно-галечные слои, пески с грубообломочным материалом, но никак не глинисто-алевритовые породы с мегакластами.

Водно-ледниковые отложения, весьма своеобразные и характерные, обнажаются в пос. Хатанга, на территории рыбзавода. В уступе правого берега р. Хатанги, на высоте 8—10 м над ее уровнем, между кровлей меловых песков с пропластками песчаников и подошвой слоя морских санчуговских глин с *Portlandia, Bathyarca, Yoldia* лежит 1,5—2-метровый пласт плотного коричневого тонкослоистого песка. Песок пылеват, разнозернист, содержит многочисленные (230 шт/м²) рассеянные гальки, гравий, щебень основных изверженных пород кварца, палеозойских и мезозойских песчаников, алевролитов, сланцев; окатанность обломков различная (0—IV классы, по А. В. Хабакову).

На р. Новой, в 33—35 км от устья, в основании обрывов левого берега, выходят плотные, слоистые и диагональные, мелко- и среднезернистые пески серого и желтого цвета, с мелкими плоскоэллипсоидальными и шаровыми глинистыми, а также песчано-карбонатными конкрециями; нередко в ядре конкреций находятся остроугольные кусочки серых ленточных глин. Видимая мощность песков 7 м. Пески перекрыты морскими глинами с *Portlandia arctica* (Gray), *Cardium ciliatum* Fabr. Сами пески с конкрециями являются приледниковыми водными образованиями — озерными или даже лагунными, судя по тому, что в нескольких километрах выше по реке (в глубь Таймырской низменности) по простиранию их сменяют солоноватоводные ленточные алевриты.

Морские (лагунные) отложения выходят на р. Новой в 40—41 км от устья. В основании 20—25-метрового склона левого берега, в цоколе зырянской флювиогляциальной террасы, с высоты 14,5 м над рекой обнажены морские алевриты санчуговской свиты и подстилающие их отложения.

| | Мощность, м |
|---|---|
| $mQ_2sn$ А. Алеврит глинистый, бурый, слоистый с раковинами *Siphocurtus* Friele, *Bathyarca glacialis* Gray, *Astarte compressa* (L.), *Macoma calcarea* (Gmelin). (Кровля слоя резко размыта) . . . . . | 1,5 |
| $glQ_1bh$ Б. Галечник ржаво-бурый, песчано-гравелистый, с валунами до 1 м в поперечнике; разнокалиберная галька основных изверженных и палеозойских осадочных пород имеет различную окатанность; на валунах — четкая ледниковая штриховка и шрамы . . . . . | 0,6—0,7 |
| $mQ_1bh$ В. Алеврит ленточный, бурый, переслоенный желтым тонким или палевым мелким песком (ритмы по 2—8 см) с раковинами *Portlandia arctica* (Gray), *Cyrtodaria kurriana* Dunker. Видимая мощность . . . . | 5 |

Основание разреза закрыто мощными осыпями. По последовательности пород этот разрез удивительно напоминает стратотип болгохтохской свиты (скв. Б-7), несмотря на разделяющее их расстояние (650 км) и несколько иной облик нижнего слоя морских отложений. Слой Б в фациальном отношении — вероятно, морской прибрежный (базальный) галечник санчуговской свиты, но в историко-геологическом аспекте он вполне определенно является резидуальной мореной — остатком ледниковых отложений, лежащих поверх солоноватоводных алевритов слоя В. Приледниковое происхождение последнего очевидно по характерной слоистости, соседству с перемытыми ледниковыми отложениями, высокоарктическому комплексу моллюсков (состоящему к тому же всего из двух видов, выносящих сильное опреснение), а также по замещению лагунных алевритов слоистыми песками с характерными для приледниковых водоемов конкрециями.

Аналогом болгохтохской свиты В. И. Гудина (1969) считает морские глины с бедным комплексом фораминифер, пройденные скв. 3 около устья р. Котуй в интервале 175—176 м (167—168 м ниже уровня



моря). Из этого интервала она определила около десятка экземпляров, относящихся к 3 видам: *Quinqueloculina longa* Gudina, *Cribrononion obscurus* Gudina, *Elphidiella groenlandica* (Cushman). Слой с фораминиферами, исследованными В. И. Гудиной, относится к нижней части 157-метровой толщи глин, переслоенных песками и предположительно выполняющих глубокую древнюю долину, расположенную под низовьями современной р. Котуй (Сакс, 1953).

Первое определение фораминифер из этого разреза было выполнено А. Г. Шлейфер из интервала 138—176 м (130—168 м ниже уровня моря). Насколько можно судить по списку, в нем были найдены представители следующих родов и видов: *Trochamminoides* sp., *Cyclogyra* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pyrgo* sp., *Elphidium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Bulumina* spp., *Cassidulina* sp., т. е. комплекс несколько более разнообразный, чем болгохтохский. Кроме того, из этого интервала были извлечены также остракоды *Paracytheridea, Cytherura, Cytheris, Cytherissa*, остатки иглокожих, а из интервала 169—176 м (161—168 м ниже уровня моря) раковины моллюсков *Yoldiella lenticula (Möller), Nucula* sp. Все находки свидетельствуют о формировании этой части глин в условиях относительно глубокого и открытого моря, т. е. об обстановке, свойственной типичным фациям санчуговской свиты и совсем не свойственной болгохтохской.

**Хатангская свита.** Название происходит от Хатангского залива моря Лаптевых, по северо-западному побережью которого распространены отложения, объединенные в свиту.

Типовые разрезы описаны по береговым обнажениям р. Гусихи, в ее среднем течении. Первоначально выделена в ранге горизонта, но в соответствии с действующим стратиграфическим кодексом может рассматриваться в качестве свиты. Единственное описание приведено П. С. Вороновым и В. А. Черепановым (1953).

Подстилается нижнемеловыми песками тигянской, рассохинской свит и, возможно, юрскими и верхне-среднепалеозойскими породами (девон — пермь). Перекрыта маломощными (до 3,2 м) морскими глинами гусихинского «горизонта», валунными суглинками или галечниками зыряновского горизонта (верхний плейстоцен). Кровля свиты всегда размыта.

В основании разреза по косвенным данным (высыпки валунов) предполагается маломощный слой грубообломочных накоплений, местами (обн. 332, р. Гусиха в 20 км выше устья р. Б. Рассохи) лежат слои песка, чередующиеся с галечно-щебневым суглинком, мощностью до 3 м. Основная часть разреза сложена светло-серыми, среднезернистыми или средне- и мелкозернистыми, косослоистыми песками, иногда алевритовыми, с резко подчиненными прослоями глины, алеврита, гравия, мелкой гальки. Максимальная наблюдаемая неполная мощность свиты 35 м, предполагаемая полная — 40—50 м. Свита слагает цоколь волнистой водораздельной равнины с отметками 150—100 м, покрытой ледниковыми отложениями зырянского горизонта и слабо наклоненной с северо-запада на юго-восток к Хатангскому заливу.

Пески обычно хорошо промыты и сортированы, реже содержат 9—20% тонкоалевритовых частиц. В тяжелой фракции, среди частиц размером 0,25—0,05 мм, преобладают зерна моноклинных пироксенов (в среднем 37%), черных рудных минералов (магнетит, ильменит — 22%), встречаются гранаты (13%), эпидот-цоизит (11%), зеленая роговая обманка (5%), сфен, циркон, апатит (1—3%).

Палеонтологическая характеристика свиты весьма скудная. Найдены редкие обломки тонких гумифицированных древесных стволов и веток (диаметр 0,1—0,15 м), оставшиеся неопределенными. Автохтонность их сомнительна, учитывая дельтовый или прибрежный тип отложений. Споры и пыльца исследованы из четырех образцов, взятых из

разных разрезов; в двух — обнаружены единичные зерна, в одном — спектр, состоящий из пыльцы сосны (68%), березы (14%), трав (6%), спор сфагнума (6%). Четвертый образец, содержащий довольно полный спектр (сосна, береза, ольха, пихта, вересковые злаки, сфагновые, папоротниковые, плауновые, травы), взяты из тонкой (до 1 м) линзы алеврита, лежащей между кровлей меловых пород и молодыми (послеледниковыми) морскими слоями (обн. 863, берег Хатангского залива в 8 км к юго-востоку от устья р. Конечной). Положение слоя позволяет считать, что он принадлежит послеледниковым накоплениям, а не к хатангской свите.

Таким образом, палинологическая характеристика может опираться только на один полный «сосново-березовый спектр», состоящий из наиболее летучей пыльцы, по которой нельзя судить сколько-нибудь определенно о местных ландшафтных и температурных условиях хатангского времени.

Диатомовые, определенные из нескольких образцов, представлены *Melosira sulcata* var. *biseriata* Grun., *Coscinodiscus argus* Ehr., обломками морских *Centreles*, формами, обычными для палеогеновых отложений Сибири, т. е. явно переотложенными.

В целом свита предстает как регионально распространенная на площади в несколько тысяч квадратных километров песчаная, практически немая толща, содержащая в нижней части слой грубообломочных отложений и перекрытая с размывом маломощным слоем морских глин гусихинской свиты (с фауной моллюсков санчуговского типа).

Фациальной обстановкой формирования подобных отложений могла быть очень широкая долина или дельта крупной реки. Маловероятно, чтобы этой рекой была пра-Хатанга, как полагают П. С. Воронов и В. А. Черепанов (1953), так как поле распространения хатангской свиты окаймлено с юго-запада полосой лагунных алевритов, выходящих по р. Новой (см. выше). Скорее всего свита сформирована выносами рек, стекавших с Восточной Бырранги.

Климатические условия формирования грубообломочных отложений нижней части свиты были, вероятно, ледниковыми или приледниковыми. Основная часть разреза сформировалась явно в неледниковых условиях, что четко видно из сравнения с составом местных отложений зырянского ледникового горизонта (галечники, валунные суглинки). Установить, были ли эти условия перигляциальными, интерстадиальными или межледниковыми, пока что невозможно из-за недостатка данных. Все же межледниковые условия кажутся маловероятными вследствие бедности органическими остатками. Отметим также, что обломки древесных стволов из хатангской свиты принадлежали очень тонким (до 0,15 м) деревцам, в то время как местный голоценовый (атлантический) погребенный лес, росший всего на 1° к югу на р. Новой, состоял из деревьев 40—45 см в поперечнике (наблюдения автора, дата СО АН=283:5400±80 лет).

Сопоставление гусихинской свиты («горизонта» по П. С. Воронову, В. А. Черепанову, 1953) с санчуговской (см. ниже) позволяет считать хатангскую свиту стратиграфическим аналогом мессовской, к которой она близка и по фациальному облику. Возможен фациальный переход песков хатангской свиты в лагунные алевриты, обнажающиеся по р. Новой. Область распространения последних не прослежена, но если связывать ингрессионный бассейн с морем Лаптевых, то вполне вероятны их находки по берегам Хатангского залива.

Характеристика свиты нуждается в уточнении и дополнении, особенно палеонтологическими данными. Кроме того, необходима ревизия некоторых разрезов, так как тонкий слой гусихинских морских глин, отделяющих свиту от более поздних песчаных косослоистых пачек, сохранился лишь местами, и вполне возможно, что в состав свиты кое-где



вошли и послесанчуговские песчаные отложения. Найти же и проследить следы размыва между ними и подстилающими их песками хатангской свиты достаточно сложно.

Предполагаемый сводный разрез досанчуговских отложений всей восточной части Таймырской низменности, объединяемых в хатангскую свиту, следующий (сверху вниз):

Пачка 3. Ржаво-бурые валунные галечники. Мощность 1 м.

Пачка 2. Серые косослоистые пески, бурые лагунные алевриты. Мощность до 40 м.

Пачка 1. Валунные галечники и суглинки. Мощность до 3 м (?).

## Корреляция свит тильтимского горизонта и палеогеография тильтимского времени

Сравнение стратиграфического положения, основных черт строения, условий залегания, характера остатков фауны и флоры показывает близкое сходство тильтимской, полуйской, болгохтохской, мессовской свит и их вероятных аналогов. Это сходство дополняется близостью общих палеоклиматических условий накопления свит и их частей, восстанавливаемых по особенностям литогенеза, характеру органических остатков, а также однотипностью и одинаковой направленностью их изменений за время формирования свит. Каждая из них накопилась за полный седиментационный и полный, хотя и небольшой по амплитуде, климатический ритм (холодное ледниковое время — неглубокое потепление — холодное ледниковое время).

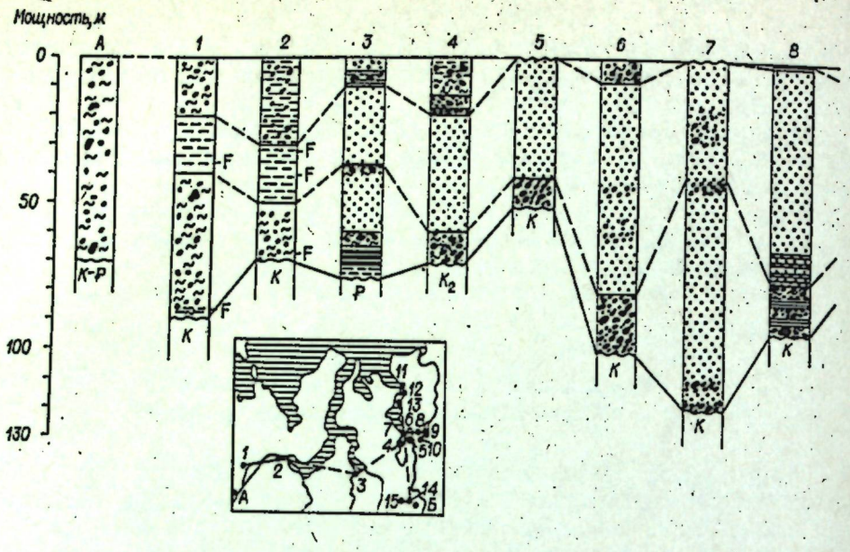
Сопоставление разрезов показывает их хорошую коррелятивность (рис. 44). Пачка морских отложений и ледниково-морские слои содержат комплексы микрофауны, весьма близкие по видовому составу, количественным характеристикам и зоогеографической структуре (табл. 38). В горизонте встречено всего 26 видов фораминифер; число их в одном местонахождении колеблется в пределах 2—14. Наибольшую встречаемость (91—55%) имеют 5 арктических видов: *Cribrononion obscurus, Elphidium subclavatum, Protelphidium orbicutare, Islandiella islandica, Planocassidulina norcrossi* и 1 бореально-арктический — *Cribroelphidium goesi*.

Единичные остракоды из скв. 29-БХ (—80,6 м) принадлежат морскому роду *Cytherelloidea*, из скв. 24 (от —152 до —162 м) — пресноводно-солоноватоводному виду *Cytherissa* aff. *simplissima* Swain. Раковины моллюсков, найденные в трех пунктах (скв. 10 Яковлевской площади, скв. С-11 восточнее г. Дудинки, обнажения на р. Новой), относятся к морским арктическим родам и видам: *Portlandia, P. arctica, Cyrtodaria kurriana* и преимущественно арктическому виду *Astarte montagui*, так что гидротермические условия обитания моллюсков и бентосных фораминифер совпадают.

Зонально-ландшафтный облик растительности, восстанавливаемый по палинологическим данным, соответствует (за единичными, указанными выше отклонениями) климатическим условиям, реконструируемым по другим группам ископаемых (табл. 39).

Миграционные последовательности намечены далеко не всюду из-за скудности органических остатков, состоят из малого числа звеньев, нередко соответствуют только появлению или исчезновению тех или иных групп и, во всяком случае, отражают картину неглубоких сдвигов в их расселении, соответствующую чередованию ледниковых и межстадиальных условий.

Различие фациального облика водных отложений тильтимской, полуйской, болгохтохской свит, с одной стороны, мессовской и хатангской — с другой, не препятствует их объединению, так как такое сочетание флю-



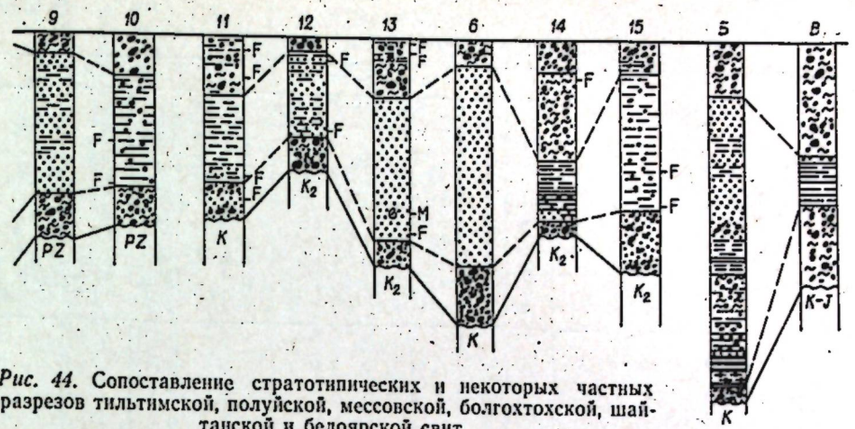




*Рис. 44.* Сопоставление стратотипических и некоторых частных разрезов тильтимской, полуйской, мессовской, болгохтохской, шайтанской и белоярской свит.

*А* — шайтанская свита Северного Зауралья; *1—15* — санчуговский горизонт: *1* — тильтимская свита, Мужинский Урал; *2* — полуйская свита, профиль Салехард — Яр-Сале; *3—9* — мессовская свита: *3* — Самбург (р. Пур), *4* — Междухетская площадь, *5* — Долганский профиль, *6* — Малохетская площадь, *7* — пос. Малая Хета, погребенный каньон, *8* — ст. Коммунарка, *9* — Пясинская площадь; *10* — Болгохтохская свита (скв. Б-7); *11—13* — мессовская свита, низовья Енисея; *11* — м. Сопочная Карга, *12* — у пос. Воронцово, *13* — Яковлевская площадь; *14—15* — болгохтохская свита: *14* — р. Турухан, скв. 24 т, *15* — р. Турухан, скв. 28 т. Б—В — Тобольский горизонт: Б — Фарковский разрез белоярской свиты (скв. 9-г); В — сводная колонка белоярской свиты на Среднем Енисее; на врезке дана схема района исследований, на которой сплошной линией и штриховкой показаны профили. Усл. обозн. см. на рис. 34.

вогляциальных, речных, дельтовых и прибрежных песков с морскими алевритами и глинами вполне естественно при впадении крупных потоков в морской бассейн. На Енисейском Севере переход континентальных фаций в морские заметен по появлению слоев с немногочисленными морскими моллюсками, фораминиферами и диатомовыми в широкой зоне — от устья р. Яковлевой и широтного колена р. Б. Хеты вплоть до г. Дудинки и низовьев р. Турухан. Вполне вероятно, что они распространяются и на район гипостратотипа мессовской свиты, так как до сих пор не было попыток извлечь из этих отложений микрофауну, а диатомовые исследовались из небольшого числа образцов (Белевич, 1961). Вероятны переходные условия и для хатангской свиты Юго-Восточного Таймыра.

Некоторые фациальные различия нижних и верхних пачек свит (подсвит) лежат в пределах, обычных для комплексов ледниковых отложений: основные, абляционные, наземные и подводные морены, резидуальные морены, ленточные и слоистые глины, пески и алевриты озерно-ледникового и ледниково-лагунного генезиса.

Латеральное объединение свит или их частей в единый региональный горизонт обусловлено определенной палеогеографической реальностью.

Нижние (ледниковые) пачки или подсвиты соответствуют одновременному продвижению ледниковых покровов (уральского и сибирского), имевших, по-видимому, средние размеры и не препятствовавших доступу морских вод к ледниковому краю вдоль долины Оби — до Мужинского Урала, а на Енисее — до м. Сопочная Карга (по крайней мере, при межосцилляторных или межфациальных отступаниях края покровов).

Более глубокое проникновение морских вод на запад может свидетельствовать о меньших размерах раннетильтимского уральского покрова (аналогично последнему покровному оледенению). Продвижение ледниковых покровов до уровня моря (в условиях гляциоэвстатической регрессии) могло обеспечиваться гляциоизостатическим погружением и относительно высоким средним (стационарным) уровнем океана в то время.

Раннетильтимская стадия оледенения со стороны Урала охватывала равнину до современного края Обской дельты и пос. Мужи, где в основании плейстоцена лежит слой раздробленных и перемешанных меловых глин (Шумилова, 1972). Возможно, что ледниковый покров достигал верховьев р. Ярудей и устья р. Ныды на южном берегу Обской губы (Лазуков, 1970). Сибирский покров доходил на западе до низовьев р. Пур (у пос. Самбург), занимал бассейн р. Турухан, распространялся вдоль Енисея на юг почти до устья р. Подкаменной Тунгуски, а на севере перекрывал (по крайней мере) западную часть Таймырской низменности. В восточной ее половине древние ледниковые слои пока не разделены, морена распространена южнее и севернее долины р. Хатанги. Возможно, что раннетильтимская стадия состояла не менее чем из двух фаз продвижения ледниковых покровов.

Палеогеографическая обстановка среднетильтимского межстадиала (рис. 45) восстанавливается по особенностям строения, состава и палеонтологических остатков из основной (нижней) части верхнемессовской, верхнеболгохтохской подсвит и средних пачек остальных свит. Породы образуют закономерно построенный седиментационный парагенез.

Распространение морских фаций позволяет восстановить среднетильтимскую трансгрессию морского арктического бассейна. Морские воды распространялись гораздо шире, чем во время раннетильтимской приледниковой ингрессии; море доходило до Мужинского Урала и пос. Азовы на Оби, образовывало заливы на месте низовьев р. Надым, заливало Южный Ямал, проникало с запада до среднего течения р. Б. Хеты и низовьев р. Турухан, захватывало западную и воточную части Таймырской низменности.

С юга в морской бассейн вдавалась грандиозная лопастная дельта пра-Енисея (мессовская свита); меньшие дельты формировались на месте низовьев р. Пур, против устья Норильской долины и у подножия Восточной Бырранги (см. рис. 45). Пра-Обь, формировала, по-видимому, внутреннюю дельту в пределах долины.

Судя по соотношению глин и алевритов болгохтохской свиты с песками мессовской, восточнее г. Дудинки и в бассейне р. Турухан, а также по концентрации остатков фауны и микрофауны в нижней половине разрезов, максимум трансгрессии приходился на первую половину межстадиала.

Ледниковые покровы рецессировали, по крайней мере, до границ низменностей. Сушу, свободную от морских вод и льдов, покрывала

Таблица 38

**Фораминиферы из тильтимского горизонта**

| Виды | Свита, подсвита | | | | | | | Слои | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | мессовская | | болгохтохская | | | | | |
| | тильтимская, р. Обь | полуйская, низовья р. Оби | у пос. Сопочная Карга, Воронцово | Яковлевская площадь | верхнемессовская, зим. Пустое | скв. Б-7, р. Болгохтох | скв. 24, р. Турухан | скв. 28. р. Турухан | варомыяхинские, Большехетская площадь | алеврита над варомыяхинскими песками; скв. 26-БХ* | дудинские, нижняя и средняя части, скв. С-11: восточнее г. Дудинки |
| **Аркто-бореальные** | | | | | | | | | | | |
| *Cyclogyra involvens* | | | | | | | + | | | | |
| *Quinqueloculina longa* | | ++ | | | | | | + | | | |
| *Melonis zaandamae* | | ++ | | | | | | | | | |
| *Stainforthia loeblichi* | + | | | | | + | + | | | | |
| **Бореально-арктические** | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina pauperata* | | + | | | | | | | | | |
| *Buccella inusitata* | | | | | | | + | | | | |
| *Cribroelphidium goesi* | + | | ++ | | + | ++ | | + | + | ++ | + |
| *Cribroelphidium subarcticum* | | | | | + | +++ | | | | | |
| *Cassidulina subacuta* | ++ | | | | + | | | | | | |
| *Cassandra inflata* | | + | | | | | | + | | | |
| **Арктические** | | | | | | | | | | | |
| *Buccella frigida* | | | +++ | | | | | | ++ | | |
| *Cibicides rotundatus* | | ++ | | + | | + | + | | | + | |
| *Cribrononion obscurus* | | ++ | | ++ | | | | | | | |
| *Elphidium subclavatum* | ++ | ++ | ++ | | ++ | ++ | ++ | ++ | +++ | + | |
| *Protelphidium orbiculare* | ++ | ++ | ++ | | ++ | ++ | ++ | ++ | + | ++ | ++ |
| *Elphidiella groenlandica* | | | | | | | | | | | |
| *Islandiella islandica* | + | ++ | | | ++ | + | + | | + | + | |
| *Cassandra teretis* | | ++ | + | | ++ | + | + | | + | ++ | |
| *Planocassidulina norcrossi* | | | | | | | | | + | | |
| **Распространение не изучено** | | | | | | | | | | | |
| *Tappanella arctica* | | + | | | | + | | | | | |
| *Alabaminoides mitis* | | | | | | | | + | | + | |
| *Elphidium obesum* | | | + | | + | | + | | | | |
| *Protelphidium lenticulare* | | + | + | | + | | | | | | + |
| *Protelphidium parvum* | | | + | | | | | | | | |
| *Cribroelphidium granatum* | | + | | | | | | | | | |
| *Elphidiella tumida* | | | | + | | | | | | | |

* Стратиграфическое положение слоя не вполне определенно.

тундровая растительность. В оптимальную климатическую фазу на месте южного побережья Обской губы, низовьев р. Мессо, и, возможно, в окрестностях Усть-Порта растительность была близка к южной тундре — лесотундре? (см. табл. 39). Речные воды приносили с юга плавник, обломки древесины, ветви лиственницы, захоронявшиеся в дельтовых и прибрежных песках мессовской и хатангской свит, как это имеет место и сейчас на берегах Ледовитого океана и в низовьях впадающих в него транзитных рек.

Позднетильтимская стадия оледенения. Накопление верхних (ледниковых) пачек верхних подсвит определенно имело место во время нового продвижения ледниковых покровов на равнины. Судя по распространению морен и их следов (рис. 46), оно было не меньше раннетильтимского. Наступанию предшествовал размыв кровли мессовской свиты,

Таблица 39

**Сопоставление ландшафтно-зональных типов растительности по палинологическим спектрам и остаткам растений из разных разрезов тильтимского горизонта**

| Свита | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| тильтимская | полуйская | мессовская | | | | болгохтохская | | белоярская | | |
| Стратотип | Ярсалинский профиль | Гипостратотип | Каньон | Междухетская площадь | м. Сопочная Карга, скв. 1, 3 | Стратотип | скв. 24-т | | | |
| | Тундра | | | | Арктическая пустыня | Немые слои | Немые слои, тундра | Немые слои | | |
| Арктическая пустыня | Южная тундра | Южная тундра — лесотундра (?) | | Лесотундра — северная тайга (?) | Тундра, южная тундра, тундра | Тундра | Лесотундра, тундра | Лесотундра, перигляциальная растительность | | |
| | Арктическая пустыня | | Немые слои, лесотундра (?), немые слои | | | Арктическая тундра | Перигляциальная растительность | Немые слои | | |
| Современная местная растительность | | | | | | | | | | |
| Северная тайга | Северная тайга Лесотундра | Лесотундра—тундра | Лесотундра | Лесотундра—северная тайга | Тундра | Лесотундра | Северная тайга | Северная тайга — средняя тайга | | |
| Местная растительность времени климатического голоцена, по Г. М. Левковской (1967) (межледниковый стандарт) | | | | | | | | | | |
| | | Средняя тайга | | | Северная тайга | | Средняя тайга | | | |

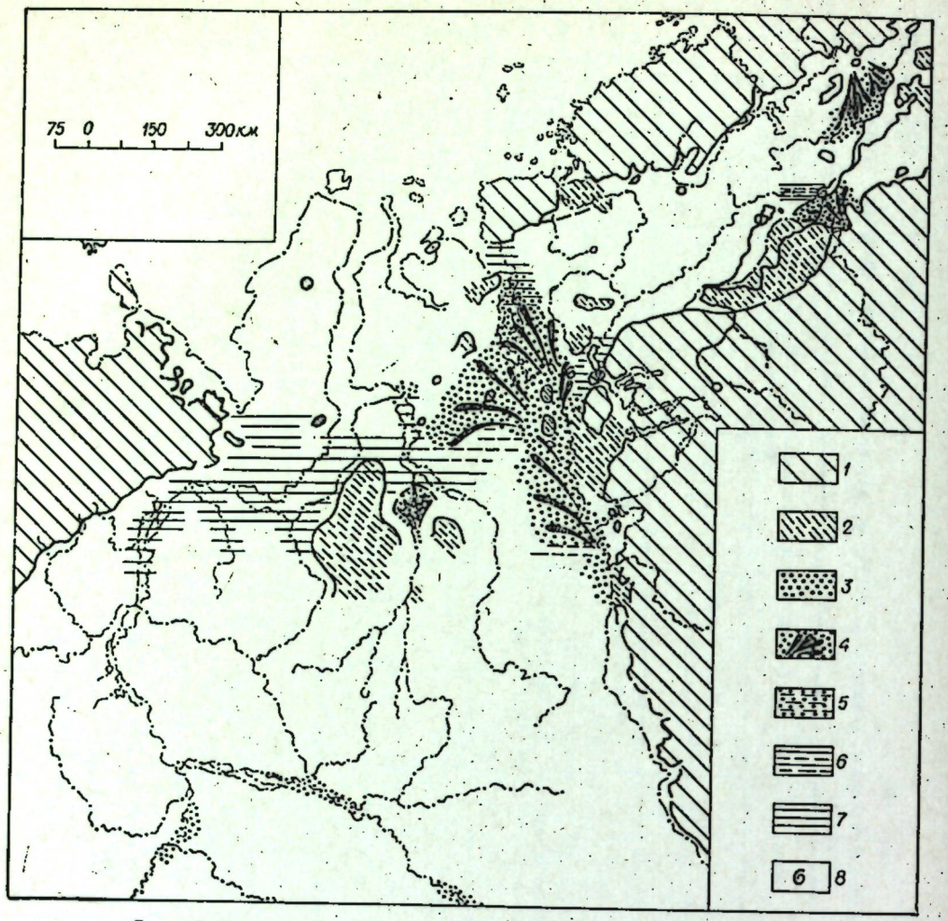



*Рис. 45.* Палеогеографическая схема среднетильтимского времени.

*1* — горные районы и области, лежащие за границами сибирских равнин; *2* — возвышенности и низкие денудационные равнины; *3* — речные долины; *4* — дельты; *5* — переходные зоны; *6* — солоноватоводные заливы; *7* — море; *8* — местонахождения раковин морских моллюсков.

имеющий относительную глубину до 80—125 м, вызванный регрессией Регрессия перед продвижением ледниковых покровов (или во время их продвижения), естественно, должна была иметь гляциоэвстатическую природу. По амплитуде можно получать косвенные данные о размерах ледниковых покровов. Поскольку относительная глубина регрессии достигала амплитуды поздневюрмской (125—125 м, по Каррей, 1968), позднетильтимские ледники должны были распространяться, по крайней мере, до границы максимальной (гыданской) стадии последнего местного (зырянского) покровного оледенения. Таким образом, и прямые и косвенные данные свидетельствуют о достаточно крупных масштабах позднетильтимского оледенения.

Судя по отсутствию остатков морских организмов в большей части разрезов верхней пачки ледниковых отложений, накопление их шло преимущественно в континентальных условиях, и только в самом конце оледенения — в ледниково-морских. Наиболее полное и достоверное свидетельство этому получено при исследовании разреза в низовьях Енисея у зимовья Пустого, где установлен переход континентальной морены в слоистую ледниково-морскую (Троицкий, 1969). Этот переходный слой можно в равной мере относить и к тильтимскому горизонту и к перекрывающему санчуговскому, считая его переходным или морским анагля-



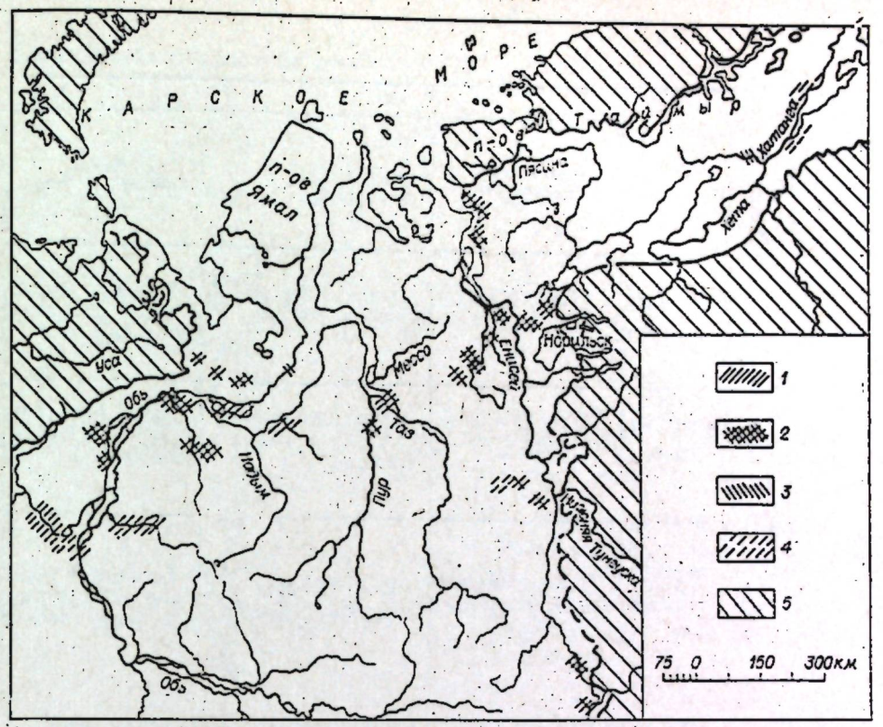



*Рис. 46.* Распространение нижнеплейстоценовых ледниковых отложений тильтимского горизонта.

*1* — валунные суглинки и валунные галечники в основании горизонта; *2* — валунные суглинки и валунные галечники, венчающие разрезы горизонта; *3* — участки, где распространены обе пачки ледниковых отложений; *4* — валунные суглинки, положение которых в разрезе горизонта не определено; *5* — горное обрамление и области за пределами сибирских равнин.

циальным, начинающим новый климатический и седиментационный ритм. Такой же переходный слой можно наметить в разрезах около м. Сопочная Карга и на р. Турухан (скв. 24) в верхней пачке болгохтохской свиты.

Таким образом, тильтимский горизонт представляет собой совокупность отложений, накопившихся во время двух крупных стадий покровного оледенения и разделявшего их межстадиального интервала. Более мелкие события климатической (ледниковой) истории можно наметить по появлению межосцилляторных или межфазиальных слоев в ледниковых отложениях нижнетильтимской подсвиты и нижней пачки белоярской свиты, а также, возможно, в нижнемессовской подсвите Малохетской площади и низовьев р. Пур, но пока для их синхронизации нет данных. Можно лишь ограничиться констатацией того, что история формирования ледниковых подсвит была гораздо более сложной, чем она представляется в первом приближении.

**Разделение тильтимского горизонта.** В соответствии с единым характером климатических условий формирования частей свит (пачек, подсвит) возможно их объединение по простиранию в слои с собственными географическими названиями (табл. 40). Для них взяты названия географических объектов стратотипической для тильтимской свиты местности — восточной части возвышенности Мужинский Урал и прилегающей полосы левобережья Оби у пос. Мужи: нильгимские слои — верхние (ледниковые) пачки; крестовские слои — средние (межстадиальные) пачки; выльюсские слои — нижние (ледниковые и ледниково-морские) пачки.

Схема региональных подразделений

| Межрегиональный надгоризонт | Межрегиональный горизонт | Региональный горизонт | Слои | Свиты: тильтимская (Мужинский Урал) | полуйская (Ярсалинский профиль) | мессовская (низовья Енисея) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Нижний плейстоцен | Эльгерский | Тильтимский | Нильгимские | Пачка 3 (серые валунные алевриты) | Пачка 3 (серые валунные суглинки) | Верхнемессовская подсвита | Пачка 3 (бурые и серые валунные суглинки) |
| | | | Крестовские | Пачка 2 (зеленовато-серые глины) | Пачка 2 (серые слоистые глины, алевриты) | | Пачка 2 (желтые и серые косослоистые пески) |
| | | | Выльюсские | Пачка 1 (зеленовато-серые валунные глины) | Пачка 1 (брекчированные глины) | Нижнемессовская подсвита | Пачка 1 (бурые валунные галечники, гравий, пески) |

Нильгимские слои названы по р. Нильгимсоим, в бассейне которой расположена скв. 3-кп, вскрывающая типичные галечные алевриты верхней пачки (13,5 м), находящиеся в четком соотношении как с перекрывающими морскими глинами обских слоев, так и с подстилающими межстадиальными песками средней пачки (см. рис. 30).

Крестовские слои получили название от ур. Кресты, в котором расположена скв. 2-кп, вскрывшая наиболее типичный разрез пачки 2 тильтимской свиты — серые морские глины с микрофауной (18 м) (см. рис. 30).

Выльюсские слои названы по левобережной протоке Оби у пос. Мужи — протоке Вылью (или Виль-ю), протекающей вблизи скв. 1-кп, прошедшей типичные фации нижней пачки тильтимской свиты (12 м) — ледниково-морские алевриты с бедной микрофауной (см. рис. 30).

Объединение пачек местных подразделений (свит) в единые слои по палеоклиматическому признаку создает для каждого из этих региональных подразделений вполне реальное единство седиментационных условий, что видно из приведенного выше стратиграфического и палеогеографического обзора тильтимского горизонта.

Две стадии оледенения, имевшие место во время формирования горизонта, могут быть названы выльюсской (ранняя) и нильгимской (поздняя), а разделявший их межстадиал — крестовским.

## Межрегиональная корреляция

Тильтимский горизонт, как всякий ледниковый горизонт, не обладающий индивидуальными признаками и не подстилаемый более древними плейстоценовыми слоями, может быть сопоставлен с региональными горизонтами других областей только в результате корреляции перекрывающих его отложений, т. е. косвенно. Дополнительным указанием на вероятные сопоставления может служить то, что он занимает наиболее низкое положение в местном сводном разрезе плейстоцена и является в нем третьим (сверху) ледниковым горизонтом (если



Таблица 40

тильтимского горизонта

| Свиты: варомыяхинские «слои» (бассейн р. Б. Хеты) | | болгохтохская (р. Болгохтох) | белоярская (бассейн Енисея) | хатангская (восточная часть Таймырской низменности) |
|---|---|---|---|---|
| Пачка 3 (серые валунные суглинки, серые гравийно-галечные глины) | Верхнеболгохтохская подсвита | Пачка 3 (серо-бурые галечно-валунные пески) | Пачка 3 (серые валунные суглинки-глины с прослоями слоистых глин) | Пачка 3 (ржаво-бурые валунные галечники) |
| Пачка 2 (желтые и серые пески) | | Пачка 2 (серые глинистые алевриты) | Пачка 2 (серые пески, гравийные галечники, слоистые глины) | Пачка 2 (серые косослоистые пески, бурые ленточные алевриты) |
| Пачка 1 (серые валунные суглинки, глины, пески) | Нижнеболгохтохская подсвита | Пачка 1 (темно-серые брекчированные галечные суглинки) | Пачка 1 (серые и бурые гравийно-галечные и валунные суглинки, глины; валунные галечники, прослои серых слоистых глин) | Пачка 1 (валунные галечники, бурые валунные суглинки?) |

считать сартанские ледниковые слои частью зырянского горизонта).

Особое корреляционное значение имеют морские и дельтовые пачки из средней части горизонта. Среднетильтимскому морю с выдвинутыми в него крупными дельтами должны были соответствовать впадавшие в него достаточно мощные реки, собиравшие воды с обширной суши. Они должны были обладать разветвленными долинными системами и оставить довольно широко распространенные предтобольские речные отложения. В Западной Сибири область, где их можно обнаружить, начинается к югу от границ среднетильтимской трансгрессии (65—66° с. ш.). Из наиболее достоверных и полно исследованных отложений подобного рода пока что можно назвать семейкинскую свиту низовий Иртыша (Волкова, 1966). Ее отложения представляют, очевидно, не столько озерные, сколько пойменные фации крупной аллювиальной пачки, уходящей основанием под уровень рек. Характерно наличие мерзлотных нарушений в верхних слоях свиты и присутствие полярно-арктических видов во флорах смешанного характера, а также «холодных» дриасовых флор в «сизых суглинках» около устья р. Демьянки, в 80 км к юго-западу от стратотипического разреза (Волкова, 1966). Вполне вероятно, что основная часть семейкинского аллювия накапливалась в межстадиальное умеренное, а верхняя — в холодное ледниковое время, соответствующее позднетильтимскому оледенению (Матвеева, 1968). «Лесостепные спектры» из средней части разреза семейкинской свиты состоят на 45% из спор сфагновых мхов, папоротников, хвощей и на 45% из пыльцы разнотравья, маревых, осок, злаков и полыни, что скорее может свидетельствовать о перигляциальном, чем о лесостепном типе исходной растительности.

Возможно, что именно эти речные отложения содержат in situ остатки крупных наземных позвоночных тираспольского комплекса, отдельные кости которых найдены в базальных галечниках и грубых песках лежащей над ними тобольской аллювиальной свиты. Эти находки, по крайней мере, не противоречат раннеплейстоценовому возрасту семейкинской свиты.

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что подошва семейкинского аллювия лежит на несколько десятков метров ниже уровня реки (Архипов, 1971), подобно положению дельтовых и морских отложений тильтимского горизонта, лежащих ниже уровня моря.

Все это не исключает сопоставления средней и верхней частей тильтимского горизонта с семейкинской свитой умеренной зоны Западной Сибири, а по косвенным фаунистическим данным, с межстадиальными окскими слоями Восточной и эльстерскими (миндельскими) Западной Европы (Громов и др., 1965).

Сопоставление морен тильтимского горизонта с шайтанской мореной Зауралья (Захаров, $1965_2$) позволяет продолжить корреляцию далее на запад, через нижние морены Вишерского Предуралья (Горецкий, 1964) Камско-Вычегодского водораздела (Рябков, 1967) — вплоть до нижней морены чекалинского разреза на р. Оке (Марков и др., 1965). Сопоставление же окской морены с нижними моренами Белоруссии (Кригер, 1967), Прибалтики (Чепулите, 1967, 1971; Каяк, Лийвранд, 1967), краковского оледенения Польши дает возможность довести корреляцию до эльстерских (миндельских) морен Северной Европы (Цейнер, 1963; Герасимов и др., 1963).

К востоку и юго-востоку от равнин Северной Сибири аналогами тильтимских морен могут быть ледниковые и водно-ледниковые отложения, прослеженные Г. Ф. Лунгерсгаузеном (1967) в дельте Лены (основание булкурской свиты), ее среднем (основание бестяхской свиты) и верхнем течении («шоколадная» морена и озерные глины у г. Киренска, лежащие под бестяхским аллювием).

Приведенные выше данные, наряду со свидетельствами древнейшего оледенения гор Южной Сибири, систематизированными С. А. Архиповым (1971), показывают, что тильтимское оледенение северных равнин Сибири было отнюдь не изолированным или локальным явлением. Оно закономерно входило в систему «домаксимального» раннеплейстоценового оледенения Северной Евразии, имевшего значительные размеры и распространявшегося, по крайней мере, до пределов позднеплейстоценового оледенения, а местами, очевидно, и выходившего за эти границы.

## СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Морские отложения среднего плейстоцена представлены мощной толщей терригенных отложений, накопившейся за время максимальной плейстоценовой трансгрессии, которой В. Н. Сакс ($1945_1$) дал название санчуговской (но относил ее к позднему плейстоцену).

### Санчуговский региональный горизонт

Название «санчуговский горизонт» для обозначения региональной стратиграфической единицы практически применяется с 1945 г., когда В. Н. Сакс употребил его в этом смысле в специальной статье и в ряде публикаций, посвященных описанию четвертичных отложений четырех районов, расположенных в северной части Западной Сибири и Таймырской низменности: бассейна р. Пясины, низовьев Енисея, Гыданского полуострова, бассейна Тазовской губы (Сакс, $1945_{1,2}$; Сакс, Антонов, 1945; Сакс, Ширяев, 1945). Все четыре публикации были помещены в одном выпуске «Трудов Горно-геологического управления Главсевморпути» (вып. 16).

Ранее это же название относилось к местному стратиграфическому подразделению, выделенному им же в районе Усть-Енисейского порта (Сакс, 1940). Объединяет по площади отложения нескольких свит, выделенных в разных частях региона, но имеющих весьма близкий литолого-фациальный облик (морские глины и алевриты открытого шельфа, реже морские пески), почти идентичную палеонтологическую характеристику и единые климатические условия формирования.



В данной работе стратиграфический объем горизонта несколько расширен по сравнению с принятым в первичных публикациях за счет включения морских песчаных отложений, слагающих регрессивную пачку. Возраст горизонта понижен до среднего плейстоцена. В качестве стратотипа горизонта принят стратотип санчуговской свиты, описание которого дополнено автором по новым материалам.

**Санчуговская свита.** а. В ранг свиты переведена В. Н. Саксом (1959) из ранга горизонта, понимавшегося сперва как местное (Сакс, 1940), затем как региональное подразделение (Сакс, $1945_1$).

б. Название происходит от небольшой р. Санчуговки (на старых картах р. Чинчуговка), правого притока Енисея, впадающего в него у северо-западной окраины пос. Усть-Енисейский Порт (Усть-Порт).

в. Типовой разрез впервые составлен В. Н. Саксом в процессе геологической съемки, проведенной в 1939 г. Полное описание опубликовано впервые в 1945 г. (Сакс, Антонов, 1945).

Типовой разрез является ареальным, т. е. характеризует свиту как геологическое тело, распространенное в пределах определенного участка. В первом подробном описании этого участка площадь составляет около 4750 км². Условия залегания свиты характеризовались 5 профилями, для построения которых были использованы многочисленные частные естественные разрезы, а также разрезы 7 колонковых скважин (1—6; 9) Малохетской разведочной площади. Наиболее полная информация дана для обн. 29/1 по левому берегу р. Санчуговки, в 3,6 км выше устья (считая по реке), для обнажений по берегу Енисея между основанием Крестовского полуострова и устьем р. Малышовки (профиль длиной 22 км) и профиля по скв. 1—5 Малохетской площади (профиль длиной 7,3 км). Изображения частных разрезов (Сакс, $1951_1$, фиг. 3—5) и описание дают четкое представление о составе, условиях залегания свиты, соотношении с подстилающими и перекрывающими отложениями, а также достаточно полную литологическую и палеонтологическую характеристику свиты.

В дальнейшем описание и изображение типового разреза было дополнено В. Н. Саксом по материалам исследования керна 50 колонковых скважин Малохетской площади, результаты которого сведены в краткое описание, иллюстрированное тремя конкретными профилями длиной 19,39 и 50 км (Сакс, $1951_1$, фиг. 6—9), характеризующими строение свиты на площади 1150 км² (в том числе 200 км², не входивших в площадь первично описанного участка). В последнем описании (Сакс, 1953) данные обобщены, генерализованы, приведен богатейший материал, характеризующий распространение свиты и ее аналогов в смежных районах и во всей Советской Арктике.

Краткое описание стратотипа приведено автором в «Объяснительной записке» к одному из листов Государственной геологической карты СССР. В нем впервые указано на присутствие в стратотипе песчаной пачки, согласно перекрывающей глинисто-алевритовые отложения свиты и получившей впоследствии временное название «водораздельные пески» (Троицкий, 1966).

Новое описание типового разреза, приведенное в работе, имеет целью дополнить первичное описание в соответствии с материалами новых полевых наблюдений, повторного описания керна скважины, новых находок палеонтологических остатков. Для описания стратотипа привлекаются только те материалы, которые получены в границах площади, определенной для него В. Н. Саксом в 1940—1951 гг., и лишь при характеристике распространения свиты привлечены материалы по всему региону.

г. Прежние местные названия и ранги подразделения (в том числе, введенные после публикации первичного описания стратотипа, а также частично дополняющие объем свиты):

глины первой послеледниковой ингрессии (Сакс, 1939, 1940); слои с *Portlandia lenticula*, горизонт с *Portlandia lenticula* (Сакс, 1940); санчуговский горизонт (Сакс, 1940, 1945$_1$, 1951$_1$, 1953; Сакс, Антонов, 1945); санчуговская свита (Сакс, 1959), санчуговские слои (Троицкий, 1966), устьпортовские слои (Слободин и др., 1967), санчуговские слои, устьпортовские слои, кочоская толща (Слободин, Суздальский, 1969), санчуговский горизонт (Данилов, Недешева, 1969);

«древнечетвертичные глины с морскими диатомеями», морские отложения, подстилающие морену максимального оледенения (Сакс, 1947, 1951, 1953);

казанцевский горизонт (частично) (Данилов, Недешева, 1969);

зырянский горизонт (частично) (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1951$_1$, 1953; Слободин, Михалюк, 1967; Данилов, Недешева, 1969), водораздельные пески (Троицкий, 1966), малышовские пески (Зубаков, 1967), никитинские пески (Troitzkiy, 1969).

Обзор фактических данных, приведенных в литературе и полученных автором при дополнительных исследованиях, позволяет сделать следующие выводы.

Название «слои» неприменимо к подразделению, характеризующему целый горизонт. Оно было более или менее правомерно до тех пор, пока отложения считались частью межледникового горизонта, объединявшего мессовские, санчуговские и казанцевские слои.

Выделение из состава свиты кочоской толщи с разделением последней на санчуговские и устьпортовские слои неправомерно, так как она включает отложения, слагающие то же геологическое тело, что и санчуговская свита В. Н. Сакса (морские глины и алевриты), в тех же выходах, где описан стратотип свиты. Разделение толщи на слои с собственными названиями противоречит правилам стратиграфической классификации и терминологии. Реальный смысл этих подразделений заключен не более чем в возможности выделить внутри санчуговской свиты слои без собственных географических названий, характеризующиеся более бедными или более богатыми комплексами фораминифер. При этом нижние два слоя содержат остатки моллюсков, характерных для санчуговской свиты, а внутри «устьпортовских слоев» проходит четкая поверхность размыва, отделяющая слои с микрофауной от перекрывающих немых песков и нарушающая их предполагаемое седиментационное и палеонтологическое единство. Эти пески при сопоставлении частных разрезов отнесены нами, а ранее В. Н. Саксом к иным свитам, занимающим более высокое стратиграфическое положение (казанцевской и более поздним) (рис. 47, обн. 128 сз). Большинство нововведений, предложенных О. В. Суздальским и В. Я. Слободиным (1963), проистекают из совершенно произвольного понимания ими стратотипа санчуговской свиты как единичного частного типового разреза на р. Санчуговке (обн. 29с), хотя результаты проведенных ими исследований превосходно дополняют характеристику ареального стратотипа свиты и не находятся в противоречии ни с прежними, ни с новыми данными.

Подробное обоснование включения в объем стратотипа «морских отложений, подстилающих морену максимального оледенения», дано выше, в разделе «Отложения погребенных каньона и долины в окрестностях Усть-Порта».

Включение в объем свиты той части разреза, которая в границах ареального стратотипа относилась к казанцевской свите (или горизонту), зырянскому горизонту, а также выделялась под названиями «водораздельные пески», малышевские или никитинские пески, произведено на основании находок в отложениях раковин морских моллюсков, фораминифер, литологических исследований и полевых наблюдений, показавших, что тонко- и мелкозернистые пески, венчающие разрез свиты, согласно, без перерыва сменяющие вверх по разрезу морские глины и алевриты, являются, так же как и последние, морскими накоплениями холодноводного обширного морского арктического бассейна. Поэтому граница между глинисто-алевритовыми и песчаными морскими отложениями является второстепенной литолого-фациальной границей. Ее можно трактовать только как границу, разделяющую подсвиты, и соответственно выделять нижнесанчуговскую и верхнесанчуговскую подсвиты. Нижняя подсвита объединит отложения «типично санчуговского» облика, верхняя — морские пески, выделявшиеся под временными названиями («водораздельные», малышевские, никитинские пески).



д. Изображение стратотипа дано на четырех профилях, из которых два (см. рис. 34, 38) более детальны, чем опубликованные ранее, и два — схематических (см. рис. 41 и 42).

Для составления профиля использованы все сведения о составе, строении частных разрезов, литологических, геохимических, палеонтологических особенностях слоев, опубликованные в работах, перечисленных в синонимике свиты (раздел г), а также результаты исследований, выполненных автором. Из параллельных описаний избраны наиболее полные и подробные.

е. Санчуговская свита ложится на валунные суглинки пачки 3 мессовской свиты, на селякинский алеврит, чаще — на дельтовые пески пачки 2 мессовской свиты, изредка — непосредственно на терригенные породы нижнего отдела меловой системы. В первом и втором случаях налегание, по-видимому, согласное, в остальных — с отчетливым денудационным несогласием, поверхность которого имеет сложную конфигурацию, образованную сочетанием обширных депрессий, долинообразных понижений, уступов и площадок. Общая амплитуда поверхности достигает 124 м (от +15 м до —109 м). Вероятно, эта поверхность в значительной мере сохранила черты эрозионной поверхности, выработанной в позднемессовское время и лишь слабо моделирована экзорацией во время позднетильтимского оледенения и размывающей деятельности морских вод перед отложением и в процессе накопления санчуговской свиты. Подробное описание конфигурации поверхности дано выше, при характеристике мессовской свиты, так как на большей части площади она совпадает с кровлей последней. В. Н. Сакс (1951$_1$, 1953) предполагает неотектоническую деформацию подошвы свиты на своде Малохетского вала и его локальных поднятий с амплитудой до 20—30 м, но общая картина неровностей рельефа подошвы настолько сложна и их соотношения со структурными элементами мезозойского этапа настолько разнообразны, что это предположение кажется весьма гипотетичным. Полная литологическая характеристика подстилающих пород дана выше, при описании гипостратотипа мессовской свиты.

Кровля свиты резко неровна вследствие неоднократных размывов, а на правобережье Енисея, между Усть-Портом и устьем р. Сухой Дудинки, вследствие мощных гляциодислокаций в краевой зоне ньяпанской стадии зырянского оледенения (см. рис. 47). Ее положение меняется в пределах от +100—105 м (Никитинский яр) до —20 (р. Сухая Дудинка).

## КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Верхний плейстоцен и голоцен на равнинах, в межгорных котловинах и крупных речных долинах сложен рыхлыми обломочными породами, преимущественно тонкокластическими (глинами, алевритами, пес-

ками, несортированными породами с мегакластами). Слои гравия, галечников, валунников чаще встречаются в долинах горных рек, а на равнинах относительно редки и приурочены к отложениям ледниковой группы или к продуктам их непосредственного переотложения. Среди межледниковых, интерстадиальных и голоценовых накоплений нередки прослои и пласты торфа, погребенные почвы, озерные гиттии, встречаются прослои песчаных и алевритовых морских ракушняков, на юге Западной Сибири есть голоценовые соли. В арктических и полярных районах часты различные по морфологии ледяные тела.

К верхнему плейстоцену автор относит отложения двух региональных стратиграфических горизонтов: казанцевского и зырянского (в широком смысле), исключая из него санчуговский горизонт (отнесенный к среднему плейстоцену) и мессовский (перемещенный в нижний плейстоцен) (Троицкий, $1972_1$).

Казанцевский горизонт объединяет по простиранию мощную (до 50—70 м) казанцевскую свиту морских песков и алевритов, распространенную на северных равнинах и по окраинам Горного Таймыра, с континентальными отложениями, сформировавшимися за границами трансгрессии: речными отложениями в древних долинах, погребенными позднейшими накоплениями и иногда слагающими террасы высотой 20—50 м, мощными погребенными торфяниками и почвами на междуречьях, склонах и более древних речных отложениях. Торфяники и почвы часто залегают в основании или внутри толщ покровных суглинков и эоловых лессовидных отложений. На юге Западной Сибири мощная (2—2,5 м) погребенная сдвоенная почва этого возраста называется бердским педокомплексом и лежит на глубине 10—15 м под современной почвой (Волков, $1971_{1,2}$).

Строение зырянского горизонта сложно. Он состоит из трех подгоризонтов: сартанского (верхнезырянского), каргинского (среднезырянского), ермаковского (нижнезырянского). По данным автора (Троицкий, 1967), максимальное распространение на севере Сибири и, очевидно, в других областях оледенения имеет покров ледниковых и водноледниковых отложений верхнезырянского (сартанского) подгоризонта, а не нижнезырянского, как считалось ранее. Они образуют в границах оледенения сплошной покров, под которым погребены интерстадиальные речные и озерные осадки среднего и ледниковые отложения нижнего подгоризонтов, обнажающихся в единичных разрезах.

За границами ледниковых покровов, полупокровных ледников и долинных глетчеров зырянский возраст имеют отложения двух, реже трех или четырех надпойменных террас (высотой от 8—10 до 25—30 м), а также покровные или лессовидные суглинки и лессы с двумя-тремя интерстадиальными погребенными почвами, лежащие на водоразделах, пологих склонах и речных террасах, кроме первой надпойменной (Архипов, 1971; Волков, $1971_{1,2}$; Равский, 1972). Вдоль равнинных побережий Карского моря и по обширным низинам, к которым приурочены долины крупных рек севера Западной Сибири и Таймырской низменности, широко распространены позднеледниковые морские глины, алевриты и пески, слагающие береговые и придолинные террасы высотой 30—60 м. На побережьях Горного Таймыра позднеледниковые террасы подняты до высоты 180—200 м, а, возможно, и до 270 м.

Голоцен представлен отложениями пойменных, местами первых надпойменных террас, низких (до 8—14 м) береговых террас вдоль современных равнинных морских берегов и, вероятно, поднятых до 50—70 м морских террас Горного Таймыра, а также поверхностным торфяникам. Торфяники распространены очень широко: только в Западной Сибири они занимают площадь около 400 тыс. км², равную 72% территории Франции (Нейштадт, 1971).



# ПРИЛОЖЕНИЕ

В приложении помещены следующие материалы: фрагмент незаконченной рукописи, посвященной палеоклиматическим проблемам, а также данные по беспозвоночным (за исключением фораминифер и остракод) из морского плейстоцена севера Сибири, коллекция которых хранится в монографическом отделе музея Института геологии и геофизики СО АН СССР. Результаты многолетнего изучения этой коллекции С. Л. Троицким нашли свое отражение в ряде составленных им таблиц (41—47) и карт (рис. 48—57) районирования севера Сибири

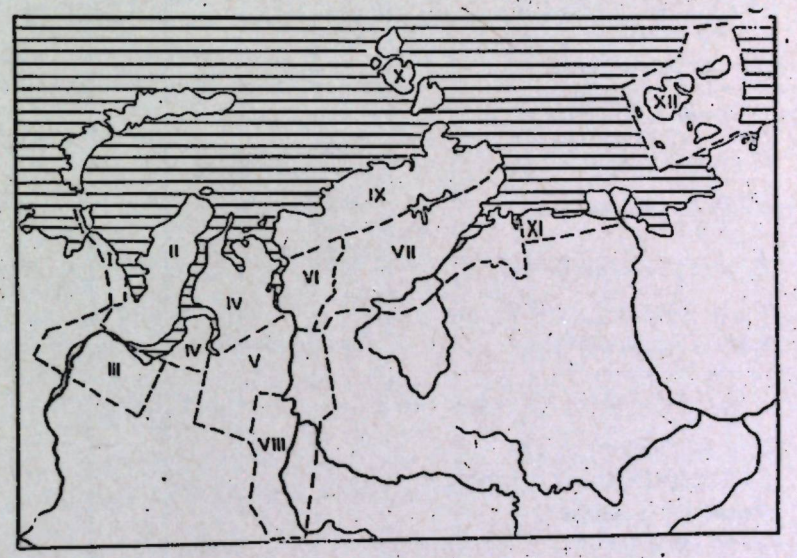



*Рис. 48.* Схема районирования севера Сибири.

*I* — Восточный Пай-Хой и о. Вайгач; *II* — п-ов Ямал; *III* — низовья р. Оби; *IV* — Гыданский и Тазовский полуострова; *V* — бассейны рек Пур, Таз, Б. и М. Хета; *VI* — западная часть Северо-Сибирской (Таймырской) низменности; *VII* — средняя и восточная части той же низменности; *VIII* — бассейн среднего течения р. Енисей; *IX* — горная часть Таймырского полуострова; *X* — Северная Земля; *XI* — Анабаро-Ленское междуречье; *XII* — Новосибирские острова (Анжу, Ляховские, Де-Лонга).

с указанием местонахождений беспозвоночных по отдельным районам. В таблицах приведены общий систематический список беспозвоночных, распределение их по отдельным горизонтам, зоогеографические типы моллюсков и балянусов, зоогеографические структуры их комплексов и т. д.

## Методы палеоклиматических реконструкций

Наиболее общими методами восстановления древних климатических условий являлись определение интенсивности оледенений по положению их предельных и стадиальных границ, а также экологическая

Таблица 41

**Систематический состав беспозвоночных морского плейстоцена восточной части Югорского полуострова, севера Западной Сибири и Таймырской низменности и их стратиграфическое распределение**

| Порядковый номер вида (по группам) | Наименование таксона | Стратиграфическое распределение: Горизонт: мессовский | Горизонт: самуговский | Горизонт: казанцевский | Дюрюкские слои | Голоцен | Зоогеографическая характеристика |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | **ТИП ANNELIDA, КЛАСС POLYCHAETA** (2 р., 1 в.) | | | | | | |
| 1 | *Protula media* Stimpson | | | + | | | АБ |
| — | *Spirorbis sp.* | | | + | | | — |
| | **ТИП ARTHROPODA, КЛАСС CRUSTACEA** | | | | | | |
| | *ОТРЯД CIRRIPEDIA* (2 р., 5 в.) | | | | | | |
| 1 | *Balanus balanoides* Linné | | | + | | | Б |
| 2 | *B. balanus* (Linné) | | + | + | | | АБ |
| 3 | *B. crenatus* Bruguiere | | | + | | | АБ |
| 4 | *B. hameri* (Ascanius) | | + | + | | | ПБ |
| 5 | *Coronula diadema* (Linné) | | | + | | | К |
| | *ОТРЯД DECAPODA* (1 р., 1 в.) | | | | | | |
| 1 | *Pagurus pubescens* Kröyer | | | + | | | Б |
| | **ТИП MOLLUSCA** (98 р., 193 в.) | | | | | | |
| | **КЛАСС GASTROPODA** (31 р., 72 в.) | | | | | | |
| | *ПОДКЛАСС CYCLOBRANCHIA* | | | | | | |
| | *ОТРЯД DOCOGLOSSA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО LEPETOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Lepetidae** | | | | | | |
| 1 | *Lepeta caeca* (Müller) | | | + | | | АБ |
| | *ПОДКЛАСС SCUTIBRANCHIA* | | | | | | |
| | *ОТРЯД DICRANOBRANCHIA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО FISSURELLOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Fissurellidae** | | | | | | |
| 2 | *Puncturella noachina* (Linné) | | | + | | | АБ |
| | *ПОДКЛАСС PECTINIBRANCHIA* | | | | | | |
| | *ОТРЯД ANISOBRANCHIA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО TROCHOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Trochidae** | | | | | | |
| 3 | *Margarites gigantea* (Leche) | | | + | | | АБ |
| 4 | *M. groenlandicus* (Chemnitz) | | | + | | | АБ |
| 5 | *M. helicinus* Phipps | | | + | | | ПА |
| 6 | *M. olivaceus* (Brown) | | | + | | | ПА |



Продолжение табл. 41

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 7 | *M. striata* (Broderip et Sowerby) | | | + | | | ПА |
| 8 | *M. cinereus* (Couthouy) | | + | + | | | АБ |
| 9 | *Solariella obscura* Couthouy | | | + | | | АБ |
| 10 | *S. varicosa* (Mighels et Adams) | | | + | | | АБ |
| | *ОТРЯД PROTOPODA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО TURRITELLOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Turritellidae** | | | | | | |
| 10 | *Tachyrhynchus erosus* (Couthouy) | | + | + | | | АБ |
| 11 | *T. reticulatus* (Mighels) | | | + | | | А |
| | *ОТРЯД DISCOPODA* | | | | | | |
| | ПОДОТРЯД LITTORININA | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО LITTORINOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Lacunidae** | | | | | | |
| 12 | *Lacuna* (*Epheria*) *divaricata* (Fabricius) | | | + | | | Б |
| 13 | *Lacuna* (*Epheria*) *neritoidea* (Gould) | | | + | | | Б |
| | НАДСЕМЕЙСТВО TRUNCATELLOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Onobidae** | | | | | | |
| 14 | *Onoba aculeus* Gould | | | + | | | Б |
| 15 | *O. castanea* (Möller) | | | + | | | АБ |
| 16 | *Setia globulus* (Möller) | | | + | | | АБ |
| | *ОТРЯД ECHINOSPIRIDA* | | | | | | |
| | ПОДОТРЯД INOPERCULATA | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО CALYPTRACOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Trichotropidae** | | | | | | |
| 17 | *Trichotropis borealis* Broderip et Sowerby | | + | + | | | ПА |
| 18 | *Tr. kröyeri* Philippi | | | + | | | А |
| 19 | *Tr. insignis* Middendorff | | | + | | | АБ—Т |
| | ПОДОТРЯД INVOLUTA | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО LAMELLARIOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Velutinidae** | | | | | | |
| 20 | *Velutina undata* (Brown) | | | + | | | АБ |
| 21 | *Capulacmaea commoda* (Middendorff) | | | + | | | А |
| | *ОТРЯД ASPIDOPHORA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО NATICOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Naticidae** | | | | | | |
| 22 | *Boreonatica clausa* (Broderip et Sowerby) | | + | + | | | АБ |
| | *B. clausa septentrionalis* Beck | | | + | | | АБ |
| | **Семейство Polinicidae** | | | | | | |
| 23 | *Euspira pallida* (Broderip et Sowerby) | | + | + | | | АБ |
| | | | | + | | | ПА—Т |
| 24 | *E. tenuistriata* (Dautzenberg et Fisher) | | | + | | | АБ |
| 25 | *Bulbus smithii* Brown | | | + | | | ПА |
| 26 | *Amauropsis islandica* (Gmelin) | | | + | | | ПА—Т |
| — | *A. islandica purpurea* (Dall) | | | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *ОТРЯД HAMIGLOSSA* | | | | | | |
| | ПОДОТРЯД RACHIGLOSSA | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО MURICCIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Muricidae** | | | | | | |
| 27 | *Boreotrophon clathratus* (Linné) | | | + | | | ПА |
| 28 | *B. truncatus* (Strom) | | | + | | | АБ |
| | НАДСЕМЕЙСТВО BUCCINOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Buccinidae** | | | | | | |
| 29 | *Buccinum angulosum* Gray | | + | + | | | ПА—Т |
| 30 | *B. cyaneum* Bruguiere | | | + | | | АБ |
| — | *B. cyaneum tenebrosa* Middendorff | | | + | | | ПА—А |
| 31 | *B. elatius* Middendorff | | + | + | | | ПА—Т |
| 32 | *B. fragile* G. Sars | | + | + | | | АБ |
| 33 | *B. glacialis* Linné | | | + | | | А |
| 34 | *B. hydrophanum* Hancock | | | + | | | А |
| 35 | *B. ovum* Turton | | | + | | | ПА |
| 36 | *B. polare* Gray | | | + | | | ПА |
| — | *B. totteni* Stimps | | | + | | | А |
| 37 | *B. polium obsoleta* Golikov | | | + | | | АБ—Т |
| 38 | *B. undatum* Linné | | | + | | | Б |
| — | *B. undatum parvulum* Verkrüzen | | | + | | | Б |
| — | *B. undatum schneideri* Verkrüzen | | | + | | | Б |
| — | *B. undatum vulgare* Da-Costa | | | + | | | Б |
| 39 | *Liomesus* cf. *nassula* Dall | | | + | | | Б—Т |
| 40 | *Pyrolofusus deformis* Reeve | | | + | | | А |
| 41 | *Beringius turtoni* Bean | | | + | | | Б |
| 42 | *Sipho curtus* Friele | | + | + | | | А |
| 43 | *S. hirsutus* (Jeffreys) | | + | + | | | ПА |
| 44 | *S. islandicus* (Chemnitz) | | | + | | | А—Б |
| 45 | *S. spitzbergensis* (Reeve) | | + | + | | | АБ—Т |
| 46 | *Turrisipho lachesis* (Mörch) | | | + | | | А |
| 47 | *Plicifusus johanseni* Dall | | | ? | | | А |
| 48 | *P. kroeyeri* (Möller) | | + | + | | | ПА |
| — | *Neptunea* ex gr. «*borealis*» (Philippi) (*N. ventricosa* + *N. communis borealis*) | | | + | | | А—Б |
| 49 | *N. communis* Middendorff | | | + | | | А—Б |
| 50 | *N. despecta despecta* (Linné) | | | + | | | Б |
| — | *N. despecta carinata* Pennant | | | + | | | ПБ |
| — | *N. despecta fornicata* (Fabricium) | | | + | | | Б |
| 51 | *N. ventricosa* Middendorff | | | + | | | ПА—Т |
| — | *N. ventricosa heros* (Gray) | | | + | | | А |
| | ПОДОТРЯД NEMATOGLOSSA | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО CANCELLARIOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Admetidae** | | | | | | |
| 52 | *Admete middendorfiana* Dall | | | + | | | АБ—Т |
| 53 | *A. viridula* (Fabricius) | | + | + | | | АБ |
| | *ОТРЯД TOXOGLOSSA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО CONAOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Brachytomidae** | | | | | | |
| 54 | *Oenopota bicarinata* (Couthouy) | | + | + | | | АБ |
| 55 | *O. borealis* (Reeve) | | | + | | | ПА |
| 56 | *O. decussata* (Couthouy) | | ? | + | | | ПА |
| 57 | *O. exarata* (Möller) | | + | + | | | ПА |
| 58 | *O. gigantea* (Möller) | | | + | | | А |
| 59 | *O. harpularia* (Couthouy) | | | + | | | А—Б |
| 60 | *O. incisula* (Verrill) | | | + | | | ПА |
| 61 | *O. impressa* (Beck) | | + | — | | | А |
| 62 | *O. laevigata* (Dall) | | | + | | | АБ—Т |
| 63 | *O. nobilis* (Möller) | | | + | | | ПА |





| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 64 | *O. ovalis* (Friele) | | | + | | | А |
| 65 | *O. pyramidalis* (Strom) | | | + | | | ПА |
| 66 | *O. rugulata* (Troschel) | | | + | | | ПА |
| 67 | *O. scalaris* (Möller) | | | + | | | ПА |
| 68 | *O. schmidtii* (Friele) | | | + | | | А |
| 69 | *O. trevelyana* (Turton) | | + | + | | | А—Б |
| 70 | *O. turricula* (Montagui) | | | + | | | АБ |
| | *ОТРЯД PTENOGLOSSA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО EPITONIOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Epitoniidae** | | | | | | |
| 71 | *Boreoscala groenlandica* (Chemnitz) | | | + | | | АБ |
| | *ОТРЯД ENTOMOTAENIATA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО PYRAMIDELLOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Pyramidellidae** | | | | | | |
| 72 | *Amanra candida* Möller | | | + | | | ПА |
| — | *Liostomia* sp. | | + | | | | |
| | *ПОДКЛАСС OPISTOBRANCHIA* (3 р., 6 в.) | | | | | | — |
| | *ОТРЯД BULLIDA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО ACTEONOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Retusidae** | | | | | | |
| 73 | *Retusa obtusa* Montagu | | | + | | | А |
| | **Семейство Scaphandridae** | | | | | | |
| 74 | *Cylichna alba* (Brown) | | + | + | | | А—Б |
| 75 | *Cylichna occulta* Friele | | | + | | | А—Б |
| 76 | *C. scalpta* (Reeve) | | + | | | | А |
| | *ОТРЯД DIAPHANIDA* | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО ACTEONIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Diaphanidae** | | | | | | |
| 77 | *Diaphana globosa* Lowen | | + | | | | А—Б |
| — | *D. globosa hiemalis* (Couthouy) | | ? | | | | А—Б |
| | **КЛАСС SCAPHOPODA** (1 р., 1 в.) | | | | | | |
| | *ОТРЯД DENTALIIDA* | | | | | | |
| | **Семейство Antalidae** | | | | | | |
| 1 | *Antalis entalis* (Linné) | | + | | | | Б |
| | **КЛАСС BIVALVIA** (34 р., 63 в.) | | | | | | |
| | *НАДОТРЯД PROTOBRANCHIA* | | | | | | |
| | *ОТРЯД CTENODONTIDA* (5 р., 12 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО NUCULOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Nuculidae** | | | | | | |
| 1 | *Nucula tenius* (Montagu) | | + | + | | | А—Б |
| 2 | *N. tumidula* Malm | | | + | | | Б |
| | **Семейство Nuculanidae** | | | | | | |
| 3 | *Nuculana pernula pernula* (Müller) | | + | + | | | А—Б |
| | *N. pernula costigera* Leche | | | + | | | А |
| | *N. pernula lamellosa* Leche | | | + | | | А |
| 4 | *N. minuta* (Müller) | | | + | | | А—Б |
| 5 | *Portlandia arctica* (Gray) | + | + | + | + | + | А |
| | *P. arctica siliqua* (Reeve) | | + | + | + | | А |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 | *P. aestuariorum* (Mossewitsch) | | + | + | + | | А |
| 7 | *Yoldia hyperborea* Torell | | + | + | | | А |
| 8 | *Yoldiella fraterna* (Verrill et Bush) | | + | | | | А |
| 9 | *Y. frigida* (Torell) | | + | | | | А |
| 10 | *Y. intermedia* (Sars) | | + | + | | | А |
| 11 | *Y. lenticula* (Möller) | | + | + | | | А |
| 12 | *Y. persei* Messjatzev) | | + | | | | |
| | *НАДОТРЯД ARTOBRANCHIA* | | | | | | |
| | *ОТРЯД CYRODONTIDA* (5 р., 8 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО MYTILOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Mytilidae** | | | | | | |
| 13 | *Mytilus edulis* Linné | | + | + | | + | ПБ |
| 14 | *Crenella decussata* (Montagu) | | | + | | | ПБ |
| 15 | *Modiolus modiolus* (Linné) | | | + | | | Б |
| 16 | *Musculus discors* (Linné) | | | + | | | АБ |
| 17 | *M. laevigatus* (Gray) | | | + | | | АБ |
| 18 | *M. niger* (Gray) | | + | + | | | А |
| | НАДСЕМЕЙСТВО ARCOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Arcidae** | | | | | | |
| 19 | *Bathyarca glacialis* (Gray) | | + | ? | | | А |
| 20 | *Bathyarca pectunculoides septentrionalis* G. Sars | | + | | | | АБ |
| | *ОТРЯД PECTINIDA* (2 р., 2 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО PECTINOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Pectinidae** | | | | | | |
| 21 | *Arctinula groenlandica* (Sowerby) | | + | + | | | А |
| 22 | *Chlamys islandicus* (Müller) | | + | + | | | ПБ |
| | *ОТРЯД PHOLADOMYIDA* (3 р., 3 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО PANDOROIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Pandoridae** | | | | | | |
| 23 | *Pandora glacialis* Leach | | | + | | | А |
| | **Семейство Lyonsiidae** | | | | | | |
| 24 | *Lyonsia arenosa* (Möller) | | | + | | | А |
| | **Семейство Thraciidae** | | | | | | |
| 25 | *Thracia myopsis* Möller | | | + | | | АБ |
| | *ОТРЯД ASTARTIDA* (8 р., 23 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО ASTARTOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Astartidae** | | | | | | |
| 26 | *Astarte crenata* (Gray) | | + | + | | | А |
| 27 | *A. sulcata* (Da-Costa) | | | + | | | Б |
| 28 | *A. compressa* (Linné) | | + | + | | | А—Б |
| 29 | *A. invocata* Merklin et Petrov | | + | | | | В |
| 30 | *A. borealis borealis* (Schumacher) | ++ | + | + | | | ПА |
| | *A. borealis arctica* (Gray) | | | + | | | ПБ |
| | *A. borealis placenta* Mörch | | + | + | | | А |
| | *A. borealis jenisseae* Sachs | | | + | | | В |
| 31 | *A. montagui montagui* (Dillwyn) | + | + | + | | | ПА |
| | *A. montagui gydanica* Sachs | | ? | ? | | | В |
| | *A. montagui striata* Leach | | | + | | | ПА |
| | *A. montagui warhami* (Hancoh) | | | + | | | ПА |





| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | НАДСЕМЕЙСТВО HIATELLOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Hiatellidae** | | | | | | |
| 32 | *Hiatella arctica* (Linné) | | + | + | | | К |
| 33 | *Panopaea norvegica* Spengler | | | ? | | | ПБ |
| 34 | *Cyrtodaria jenisseae* Sachs | | + | + | | | В |
| 35 | *C. kurriana* Dunker | + | | + | | + | А |
| | НАДСЕМЕЙСТВО THYASIRIOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Thyasiridae** | | | | | | |
| 36 | *Thyasira* sp. (*Th. «flexuosa»*) | | + | + | | | А—Б? |
| 37 | *Th. gouldi* (Philippi) | | + | + | | | ПА |
| 38 | *Th. sarsi* Philippi | | + | | | | АБ |
| 39 | *Axinopsida orbiculata* (G. Sars) | | + | + | | | А |
| | НАДСЕМЕЙСТВО LEPTONOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Kellidae** | | | | | | |
| 40 | *Pseudopythina compressa* (Dall) | | | + | | | Б—Т |
| | **Семейство Montacutidae** | | | | | | |
| 41 | *Montacuta maltzani* (Verkrutzen) | | | + | | | А |
| 42 | *M. spitzbergensis* Knipowitsch | | + | | | | А |
| | *ОТРЯД CARDITIDA* (1 р., 1 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО CARDITOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Carditidae** | | | | | | |
| 43 | *Venericardia crebricostata* (Krause) | | | ? | | | ПБ |
| | *ОТРЯД VENERIDA* (10 р., 14 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО VENEROIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Veneridae** | | | | | | |
| 44 | *Lyocyma fluctuosa* (Gould) | | ? | + | | | А |
| | НАДСЕМЕЙСТВО UNGULINOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Ungulinidae** | | | | | | |
| 45 | *Diplodonta torelli* Jeffreys | | + | | | | А |
| | НАДСЕМЕЙСТВО CARDIOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Cardiidae** | | | | | | |
| 46 | *Cerastoderma edule* (Linné) | | | + | | | Б |
| 47 | *Acanthocardia echinata* (Linné) | | | + | | | БА |
| 48 | *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius) | | + | + | | | А |
| 49 | *Serripes groenlandicus* (Bruguiere) | | + | + | | | А |
| | НАДСЕМЕЙСТВО ARCTICOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Arctididae** | | | | | | |
| 50 | *Arctica islandica* (Linné) | | | + | | | Б |
| | НАДСЕМЕЙСТВО TELLINOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Tellinidae** | | | | | | |
| 51 | *Macoma baltica* (Linné) | | + | + | | + | ПБ |
| 52 | *M. calcarea* (Gmelin) | | + | + | | | АБ |
| 53 | *M. moesta* (Deshayes) | | + | + | | | А |
| | НАДСЕМЕЙСТВО MYOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Myidae** | | | | | | |
| 54 | *Mya arenaria* Linné | | | + | | | Б |
| 55 | *M. pseudoarenaria* Schlesch | | | + | | | АБ |
| 56 | *M. truncata* Linné | | + | + | | | АБ |

Окончание табл. 41

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | НАДСЕМЕЙСТВО PHOLADOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Pholadidae** | | | | | | |
| 57 | *Zirfaea crispata* (Linné) | | | + | | | Б |
| | *НАДОТРЯД SEPTIBRANCHIA* | | | | | | |
| | *ОТРЯД CUSPIDARIIDA* (1 р., 1 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО CUSPIDARIOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Cuspidariidae** | | | | | | |
| 58 | *Cuspidaria arctica* (M. Sars) | | + | | | | АБ |
| | **ТИП TENTACULATA** | | | | | | |
| | **КЛАСС BRYOZOA** (3 р., 2 в.) | | | | | | |
| | *ОТРЯД CHELIOSTOMATA* | | | | | | |
| | *Callopora* sp. | | | | | | |
| 1 | *Tegella armifera* (Hincus) | | | + | | | |
| 2 | *Porella saccata beringiana* Kl. | | | + | | | |
| | **ТИП BRACHIOPODA** (3 р., 3 в.) | | | + | | | |
| | **КЛАСС ARTICULATA** | | | | | | |
| | *ОТРЯД RHYNCHONELLIDA* (1 р., 1 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО RHYNCHONELLIOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Hemithyridae** | | | | | | |
| 1 | *Hemithyris psittacea* (Gmelin) | | | + | | | АБ |
| | *ОТРЯД TEREBRATULLIDA* (2 р., 2 в.) | | | | | | |
| | НАДСЕМЕЙСТВО TEREBRATELLOIDEA | | | | | | |
| | **Семейство Dallinidae** | | | | | | |
| 2 | *Glaciarcula spitzbergensis* (Davidson) | | | + | | | АБ |
| 3 | *Macandrevia cranium* (Müller) | | | + | | | ПБ |
| | **ТИП ECHINODERMATA** | | | | | | |
| | **КЛАСС CRINOIDEA** | | + | | | | |
| | **КЛАСС OPHIUROIDEA** | | + | | | | |
| | **КЛАСС ECHINOIDEA** | | | + | | | |

Примечание. Б — бореальные; ТБ — тихоокеанские бореальные; ПБ — преимущественно бореальные; А — Б — арктическо-бореальные; ПА — преимущественно арктические, А — арктические; В — вымершие виды (подвиды); р — род; в — вид.

интерпретация палеонтологических материалов. Интерпретация чаще всего доводилась только до определения типа природно-ландшафтных зон или подзон для суши, зоогеографических областей или подобластей — для моря. В качестве показателя глубины изменений использовалась величина смещения зон или ареалов характерных видов: на суше — по широте (в градусах или километрах), на море — в направлении с запада на восток.

Н. Я. Кац и С. В. Кац (1946) предложили для Западной Сибири простой способ перехода от ландшафтно-зональной шкалы изменения климата к кривым среднегодовых температур, так как в этой провинции смещение на 1° широты соответствует изменению температуры на 1°С. Способ весьма хорош для приближенных подсчетов.

В. П. Гричук (1969) разработал графические способы определения июльских и январских температур, суммы осадков и длительности без-



Таблица 42

**Количество систематических категорий моллюсков в различных горизонтах четвертичных морских отложений сибирских равнин**

| Систематическая категория | Мессовский | Сычуговский | Казанцевский | Сартанский | Голоцен | Всего |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Класс | 1 | 3 | 2 | 1 | 1 | 3 |
| Отряд | 2 | 16 | 20 | 1 | 4 | 22 |
| Надсемейство | 3 | 24 | 32 | 1 | 4 | 35 |
| Семейство | 3 | 27 | 39 | 1 | 4 | 42 |
| Род | 3 | 37 | 66 | 1 | 4 | 70 |
| Вид | 4 | 59 | 123 | 2 | 4 | 136 |
| 1. Gastropoda | | | | | | |
| Подкласс | — | 2 | 4 | — | — | 4 |
| Отряд | — | 9 | 12 | — | — | 13 |
| Надсемейство | — | 10 | 16 | — | — | 17 |
| Семейство | — | 11 | 18 | — | — | 19 |
| Род | — | 13 | 32 | — | — | 34 |
| Вид | — | 21 | 74 | — | — | 77 |
| 2. Scaphopoda | | | | | | |
| Отряд | — | 1 | — | — | — | 1 |
| Семейство | — | 1 | — | — | — | 1 |
| Род | — | 1 | — | — | — | 1 |
| Вид | — | 1 | — | — | — | 1 |
| 3. Bivalvia | | | | | | |
| Надотряд | 1 | 3 | 2 | 1 | 2 | 3 |
| Отряд | 2 | 6 | 7 | 1 | 4 | 8 |
| Надсемейство | 3 | 14 | 16 | 1 | 4 | 18 |
| Семейство | 3 | 15 | 20 | 1 | 4 | 22 |
| Род | 3 | 23 | 33 | 1 | 4 | 35 |
| Вид | 4 | 37 | 49 | 2 | 4 | 58 |

морозного периода по составу ископаемых флор. Совмещение на графиках полей с параметрами современных условий обитания каждого вида дает участок с наиболее плотным их перекрытием, отражающий условия существования данной флоры. Метод точен, проверен на современном материале, но очень трудоемок. Пока что он был использован только для восстановления климата атлантического времени голоцена в трех пунктах, расположенных в разных областях Сибири (Гричук, 1969).

Э. И. Равский (1972), основываясь на данных исследователей мерзлоты, использовал для определения летних температур холодных интервалов во внеледниковых областях мощность деятельного слоя, определяемую по глубине проявления ископаемых криостатических деформаций, а для зимних — распространение следов повторно-жильных льдов (систем ледяных клиньев), южная граница которых совпадает сейчас с январской

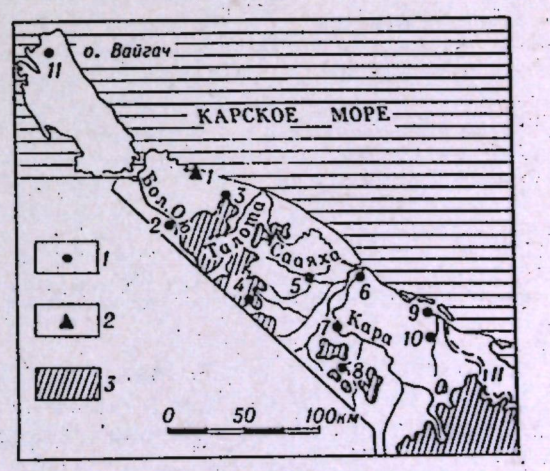



*Рис. 49.* Местонахождения моллюсков восточной части Югорского полуострова и о. Вайгач. *1* — обнажения; *2* — скважины; *3* — возвышенности >200 м.

Таблица 43

**Количество основных систематических категорий моллюсков из морского плейстоцена сибирских равнин и их общее число в ископаемых и современных фаунах**

| Систематическая категория | Надсемейств | | | | Семейств | | | | | Родов и видов | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Всего | Живущих ныне | В том числе в северных морях СССР | В морском плейстоцене | Всего | Живущих ныне | В том числе в морях | В том числе в северных морях | В морском плейстоцене | В современных северных морях СССР: Родов | В современных северных морях СССР: Видов | В морском плейстоцене: Родов | В морском плейстоцене: Видов |
| Тип Mollusca | 98 | 82 | 36 | 33 | 364 | 244 | 177 | 56 | 41 | 92 | 234 | 65 | 142 |
| Класс Gastropoda | 61 | 49 | 17 | 16 | 241 | 171 | 111 | 23 | 18 | 42 | 111 | 30 | 82 |
| Подкласс Anisoplenra | 60 | 49 | 17 | 16 | 238 | 171 | 108 | 23 | 18 | 42 | 111 | 30 | 82 |
| Отряд Prosobranchia | 42 | 31 | 16 | 15 | 175 | 112 | 89 | 19 | 15 | 35 | 99 | 27 | 76 |
| Подотряд Archaeogastropoda | 16 | 6 | 4 | 4 | 78 | 25 | 23 | 5 | 4 | 7 | 14 | 5 | 10 |
| Подотряд Mesogastropoda | 21 | 20 | 8 | 7 | 75 | 67 | 46 | 9 | 7 | 15 | 32 | 12 | 19 |
| Подотряд Neogastropoda | 5 | 5 | 4 | 4 | 22 | 20 | 20 | 5 | 4 | 13 | 53 | 10 | 47 |
| Отряд Opistobranchia | 4 | 4 | 1 | 1 | 17 | 16 | 16 | 4 | 3 | 7 | 12 | 3 | 6 |
| Подотряд Tectibranchia | 2 | 2 | 1 | 1 | 14 | 13 | 13 | 4 | 3 | 5 | 12 | 3 | 6 |
| Класс Scaphopoda | — | — | — | — | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 4 | 1 | 1 |
| Класс Bivalvia | 37 | 33 | 19 | 17 | 121 | 71 | 64 | 31 | 22 | 48 | 119 | 34 | 59 |
| Отряд Taxodonta | 2 | 2 | 2 | 2 | 9 | 7 | 7 | 5 | 3 | 10 | 26 | 6 | 14 |
| Подотряд Palacotaxodonta | 1 | 1 | 1 | 1 | 4 | 3 | 3 | 3 | 2 | 8 | 21 | 5 | 12 |
| Подотряд Neotaxodonta | 1 | 1 | 1 | 1 | 5 | 4 | 4 | 2 | 1 | 2 | 5 | 1 | 2 |
| Отряд Anisomyaria | 8 | 8 | 3 | 2 | 28 | 14 | 13 | 4 | 2 | 10 | 24 | 7 | 9 |
| Отряд Schirodonta | 3 | 2 | — | — | 11 | 5 | 1 | — | — | — | — | — | — |
| Отряд Heterodonta | 15 | 14 | 10 | 9 | 40 | 30 | 28 | 13 | 11 | 19 | 48 | 15 | 28 |
| Отряд Desmodonta | 7 | 7 | 4 | 4 | 21 | 15 | 15 | 9 | 6 | 8 | 21 | 6 | 8 |
| Отряд Rudistae | 2 | — | — | — | 12 | — | — | — | — | — | — | — | — |

Примечание. Из числа морских исключены семейства, обитавшие или обитающие только во внутренних морях или солоноватоводных бассейнах.

изотермой — 30 и —32°. Максимальную высоту снежного покрова он устанавливает по обилию в фауне копытных, считая, что предельная для добывания корма величина составляла — 0,3 м.

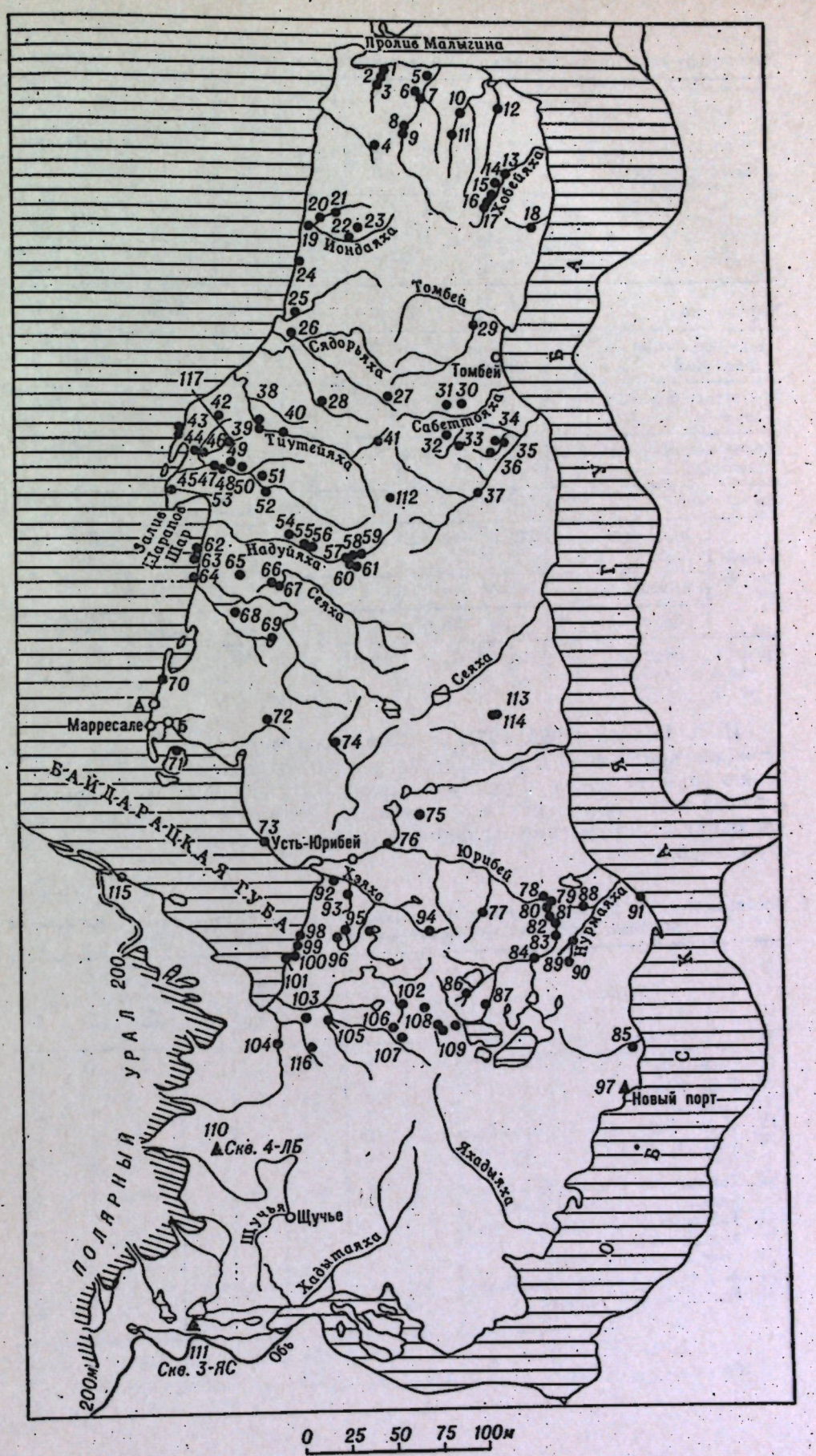



*Рис. 50.* Местонахождения моллюсков на п-ове Ямал. Цифра рядом с условным знаком скважины — местонахождения моллюсков. Усл. обозн. см. на рис. 49.

Таблица 44

**Зоогеографическая структура комплексов моллюсков из четвертичных морских отложений**

| Зоогеографический комплекс | Комплекс: мессовский | | санчуговский | | казанцевский | | сартанский | | голоценовый | | Общий состав для всех четвертичных отложений | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Колич. видов | % | Колич. видов | % | Колич. видов | % | Колич. видов | % | Колич. видов | % | Колич. видов (подвидов) | % по числу видов | % с учетом видов и подвидов |
| Бореальный | — | — | 1 | 1,5 | 16 | 13 | — | — | — | — | 17(4) | 13 | (13,5) |
| Преимущественно бореальный | — | — | 3 | 5 | 6 | 5 | — | — | 2 | 50 | 6(2) | 4,5 | (5) |
| Арктическо-бореальный | — | — | 22 | 38,5 | 42 | 34,5 | — | — | — | — | 47(4) | 35,5 | (33,5) |
| Преимущественно арктический | 2 | 50 | 10 | 17,5 | 26 | 21,5 | — | — | — | — | 26(4) | 19,5 | (19,5) |
| Арктический | 2 | 50 | 21 | 37,5 | 32 | 26 | 2 | 100 | 2 | 50 | 38(6) | 27,5 | (28,5) |
| Количество видов: ныне живущих | 4 | 100 | 57 | 100 | 122 | 100 | 2 | 100 | 4 | 100 | 134(20) | 100 | (100) |
| Количество видов: вымерших | — | — | 2 | — | 1 | — | — | — | — | — | 2(2) | — | — |
| Количество видов: общее | 4 | — | 59 | 100 | 123 | 100 | 2 | 100 | 4 | 100 | 136(22) | 100 | (100) |
| Процент вымерших видов от общего числа | — | — | — | 3 | — | 0,8 | — | — | — | — | — | 1,5 | (2,5) |

И. А. Волков (1965, 1971$_{1,2}$) предложил методику восстановления периодов аридизации и увлажнения внеледниковых областей по изменению размера русел и радиусов кривизны свободных меандров рек, а также по геологическим и геоморфологическим соотношениям между аллювиальными свитами, почвами и покровами эоловых лессовидных отложений.

Таблица 45

**Местонахождения раковин морских моллюсков, усоногих и брахиопод в различных горизонтах морских четвертичных отложений Северной Сибири**

| Район | Мессовский | Санчуговский | Казанцевский | Сартанский | Голоцен | Стратиграфическая принадлежность не определена | Всего |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I. Восточная часть Югорского полуострова | — | 1 | 8 | — | — | 2 | 11 |
| II. П-ов Ямал | — | 20 | 29 | 38 | — | 30 | 117 |
| III. Низовья Оби | — | 7 | — | — | — | — | 7 |
| IV. П-ова Гыданский и Тазовский | — | 17 | 169 | 5 | — | 70 | 261 |
| V. Бассейн рек Пур, Таз, Б. и М. Хета | 1 | 24 | 37 | — | — | 92 | 154 |
| VI. Таймырская низменность (центральная и восточная части) | — | 17 | 143 | 2 | 2 | 76 | 240 |
| VII. Таймырская низменность (западная часть | 1 | 31 | 362 | 6 | — | 27 | 427 |
| VIII. Среднее течение Енисея | 1 | 18 | 5 | — | — | 1 | 75 |
| XI. Анабарско-Ленское междуречье | — | — | — | — | 1 | — | 1 |
| XII. Новосибирские острова | — | — | 3 | 3 | — | 3 | 9 |
| Итого . . . . | 3 | 135 | 756 | 54 | 3 | 301 | 1302 |

Примечание. Использованы сведения по состоянию на 1.01. 1974 г.



Таблица 46

**Моллюски и усоногие из санчуговского горизонта**

| № п/п | Вид (подвид) в порядке встречаемости | Число местонахождений: общее для горизонта | типичные фации | прибрежные фации | Встречаемость, %: общая | в типичных фациях | в прибрежных фациях |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 1 | *Goldiella lenticula* | 54 | 52 | — | 43 | 52 | — |
| 2 | *Portlandia arctica* | 46 | 42 | — | 37 | 42 | — |
| 3 | *Macoma calcarea* | 46 | 41 | 4 | 37 | 41 | 80 |
| 4 | *Hiatella arctica* | 33 | 28 | 4 | 26 | 28 | 80 |
| 5 | *Astarte montagui* | 24 | 21 | 2 | 19 | 21 | 40 |
| 6 | *Bathyarca glacialis* | 21 | 21 | — | 17 | 21 | — |
| 7 | *Nucula tenuis* | 20 | 19 | 1 | 16 | 19 | 20 |
| 8 | *Astarte compressa* | 17 | 17 | — | 14 | 17 | — |
| 9 | *Propeamussium groenlandicum* | 17 | 12 | 1 | 14 | 12 | 20 |
| 10 | *Mya truncata* | 16 | 11 | 5 | 13 | 11 | 100 |
| 11 | *Sipho curtus* | 10 | 8 | 1 | 8 | 8 | 20 |
| 12 | *Thyasira sarsi* | 9 | 7 | 1 | 7 | 7 | 20 |
| 13 | *Astarte borealis placenta* | 7 | 7 | — | 6 | 7 | — |
| 14 | *A. crenata* | 7 | 6 | 1 | 6 | 6 | 20 |
| 15 | *Nuculana pernula* | 9 | | — | 7 | | — |
| 16 | *Astarte borealis* | 8 | 6 | 2 | 6 | 6 | 40 |
| 17 | *Cyrtodaria janisseae* | 8 | 6 | 2 | 6 | 6 | 40 |
| 18 | *Ocnopota impressa* | 6 | 6 | — | 5 | 6 | — |
| 19 | *Cylichna alba* | 6 | 6 | — | 5 | 6 | — |
| 20 | *Portlandia siliqua* | 6 | 6 | — | 5 | 6 | — |
| 21 | *Goldiella fraterna* | 6 | 4 | — | 5 | 4 | — |
| 22 | *Goldia limatula hyperborea* | 5 | 5 | — | 4 | 5 | — |
| 23 | *Goldiella intermedia* | 5 | 3 | — | 4 | 3 | — |
| 24 | *Boreonatica clausa* | 4 | 3 | 1 | 3 | 3 | 20 |
| 25 | *Trichotropis borealis* | 3 | 3 | — | 2,5 | 3 | — |
| 26 | *Sipho hirsutus* | 3 | | — | 2,5 | | — |
| 27 | *Dentalium entalis* | 3 | 3 | — | 2,5 | 3 | — |
| 28 | *Musculus discrepans* | 3 | 1 | 2 | 2,5 | 1 | 40 |
| 29 | *Thyasira flexuosa* | 3 | 2 | 1 | 2,5 | 2 | 20 |
| 30 | *Axinopsis orbiculata* | 3 | 2 | 1 | 2,5 | 2 | 20 |
| 31 | *Cerastoderma ciliatum* | 3 | 3 | — | 2,5 | 3 | — |
| 32 | *Serripes groenlandicus* | 3 | 2 | 1 | 2,5 | 2 | 20 |
| 33 | **Macoma baltica* | 3 | 2 | 1 | 2,5 | 2 | 20 |
| 34 | *Margarites striata cinerea* | 2 | 1 | 1 | 1,5 | 1 | 20 |
| 35 | *Lunatia pallida* | 2 | 1 | 1 | 1,5 | 1 | 20 |
| 36 | *Admete viridula* | 2 | 2 | — | 1,5 | 2 | — |
| 37 | **Mytilus edulis* | 2 | 2 | — | 1,5 | 2 | — |
| 38 | *Thyasira gouldi* | 2 | 2 | — | 1,5 | 2 | — |
| 39 | *Cuspidaria arctica* | 2 | 2 | — | 1,5 | 2 | — |
| 40 | **Balanus balanus* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 41 | *B. hameri* | 1 | — | 1 | 1 | — | 20 |
| 42 | *Tachyrhynchus erosus* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 43 | *B. angulosum subangulata* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 44 | *B. elatium* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 45 | *Buccinum fragile* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 46 | *Sipho spitzbergensis* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 47 | *Plicifusus kröyeri* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |

Окончание табл. 46

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 48 | *Ocnopota bicarinata* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 49 | *O. exarata* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 50 | *O. trevelyana* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 51 | *Diaphana globosa* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 52 | *Cylichna occulta* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 53 | *Portlandia aestuariorum* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 54 | *Goldiella frigida* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 55 | *G. persei* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 56 | *Bathyarca pectunculoides septentrionalis* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 57 | **Chlamys islandicus* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 58 | *Diplodonta torelli* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 59 | *Montacuta spitzbergensis* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |
| 60 | *Macoma moesta* | 1 | 1 | — | 1 | 1 | — |

Примечание. Таблица составлена по спискам из 125 местонахождений. К типичным фациям отнесено 102 местонахождения (исключены фации с *Thyasira sarsi* и *Sipho hirsutus*) из 18 местонахождений, расположенных на Среднем Ямале и в бассейне р. Пур. К прибрежным фациям отнесены только 5 местонахождений (рис. 52, IV—*223*; рис. 53, V—*137*; рис. 54, IV—*108, 330, 340*).

Звездочкой отмечены виды, раковины которых, очевидно, занесены в типичные фации открытого шельфа плавучими льдами из прибрежий.

Таблица 47

**Схема климатических изменений второй половины четвертичного периода (по разным литературным источникам)**

| Общее похолодание (вюрм) | Крупные климатические интервалы | Время от 1970 г., в тыс. лет | Климатические эпизоды внутри крупных климатических интервалов | Время от 1970 г., тыс. лет |
|---|---|---|---|---|
| | Крупное потепление (голоцен) | 0—10,2 | Субатлантическое потепление | 0—1,3 |
| | | | Субатлантическое похолодание | 2,3—1,3 |
| | | | Суббореальное время | 5,0—2,2 |
| | | | Атлантический оптимум | 8,0—5,0 |
| | | | Бореальное время | 9,6—8,0 |
| | | | Переяславское похолодание | 9,9—9,6 |
| | | | Половецкое потепление | 10,2—9,9 |
| + | Крупное похолодание (вюрм-3) | 10—20(22) | Аллерёдское потепление | 11—12 |
| + | Неустойчивое холодное время с неглубокими похолоданиями и потеплениями (вюрм-2) | 20—50 | Потепление Паудорф-Денекамплиповское | 24—30 |
| | | | Потепление Хенгело-Малохетское | 37—42 |
| | | | Раннее потепление | 45—50(?) |
| + | Крупное похолодание с несколькими потеплениями разного масштаба (вюрм-1) | 50—70 | Потепление средней глубины (бреруп) | 57—59 |
| | | | Слабое потепление (амерсфорт) | 64 |
| + | Крупное межледниковое потепление (рисс — вюрм) | 70—130 | Слабое похолодание в середине интервала | — |
| + | Крупное среднеплейстоценовое похолодание (рисс) | 130—200 | Похолодание варта | |
| | | | Потепление ОЭ | |



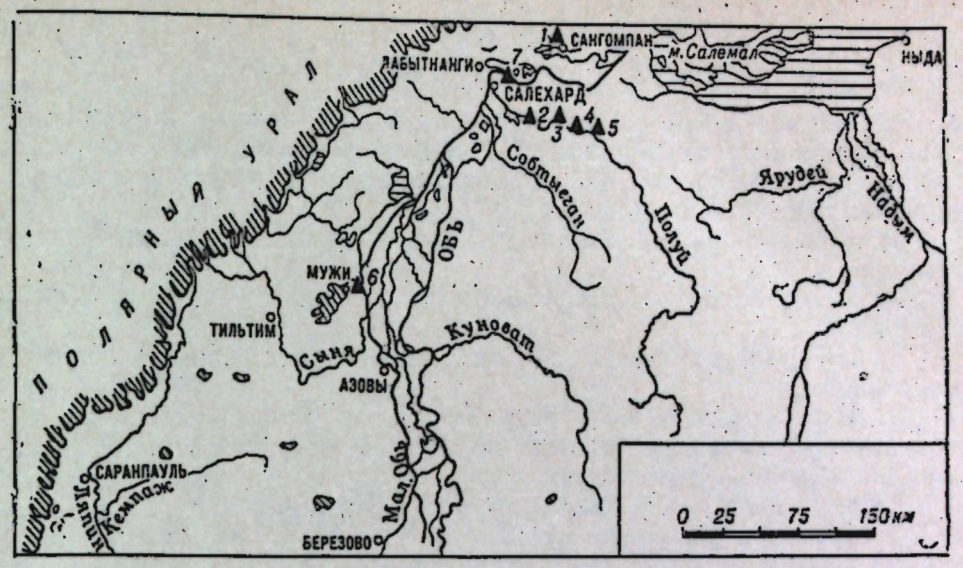



*Рис. 51.* Местонахождения моллюсков в низовьях р. Оби (по скважинам). Усл. обозн. см. на рис. 49.

Система атмосферной циркуляции реконструируется на основе общих палеогеографических представлений. Современный тип циркуляции с преобладанием западного переноса летом и восточносибирским зимним антициклоном считается характерным для теплых интервалов и начала ледниковых эпох, а господство антициклонального режима — для второй половины оледенений (Сакс, 1947). Местные господствующие направления ветров иногда определяются по ориентировке эолового рельефа (Волков, $1971_1$).

### Некоторые общие палеоклиматические концепции

На развитие современной палеоклиматологии четвертичного периода Сибири заметное влияние оказали некоторые общие теоретические положения, применявшиеся или разработанные ее исследователями.

Теория периодичности климатических изменений, особенно широко применявшаяся В. Н. Саксом и его школой, является ныне общепризнанной. Она дополняется идеей многопорядковой сложной ритмичности климатических колебаний, разрабатываемой И. И. Красновым (1969) и В. А. Зубаковым ($1968_2$), а также представлением о направленности изменений, прогрессивном снижении средних температур (Марков, Величко, 1967).

Гипотеза метахронности оледенений утратила ныне свой максимализм и трансформировалась в стройное учение о своеобразии местных проявлений единых климатических колебаний (Марков, 1965; Марков, Величко, 1967). К частным положениям этой общей концепции относятся теории убывания интенсивности оледенения Сибири к востоку, а также предложенная Н. В. Кинд (1969) идея гетеродинамии ледниковых покровов.

Широко распространена гипотеза несовпадения ритмов тепла и влаги (М. Гричук, 1960), согласно которой периодически повторяются во времени 4 климатические фазы:

4) термогигротическая — теплая и влажная,
3) термоксеротическая — теплая и сухая. } межледниковье;

2) криоксеротическая — холодная и сухая,
1) криогигротическая — холодная и влажная } оледенение.

Близко связана с ней гипотеза межледниковых плювиалов в аридной и полуаридной зонах (Равский, 1972). И. А. Волков ($1971_1$) сформулировал представление об иной последовательности климатических фаз во время ледниковых событий:

3) относительно теплый и довольно влажный климат — интерстадиал;

2) относительно теплый и очень сухой климат — конец ледниковой стадии;

1) холодный и очень влажный климат — первая половина ледниковой стадии.

И. А. Волковым ($1971_1$) разрабатывается также концепция о ведущей роли изменений баланса тепла и влаги (рис. 58) в сменах основных типов природных процессов в плейстоцене.

Автор в некоторых своих работах (Троицкий, 1962, 1966, 1970, $1972_2$) стремится дополнить теорию палеоклиматической ритмичности представлением об относительной синхронности климатических, трансгрессивных и седиментационных ритмов с миграционными ритмами

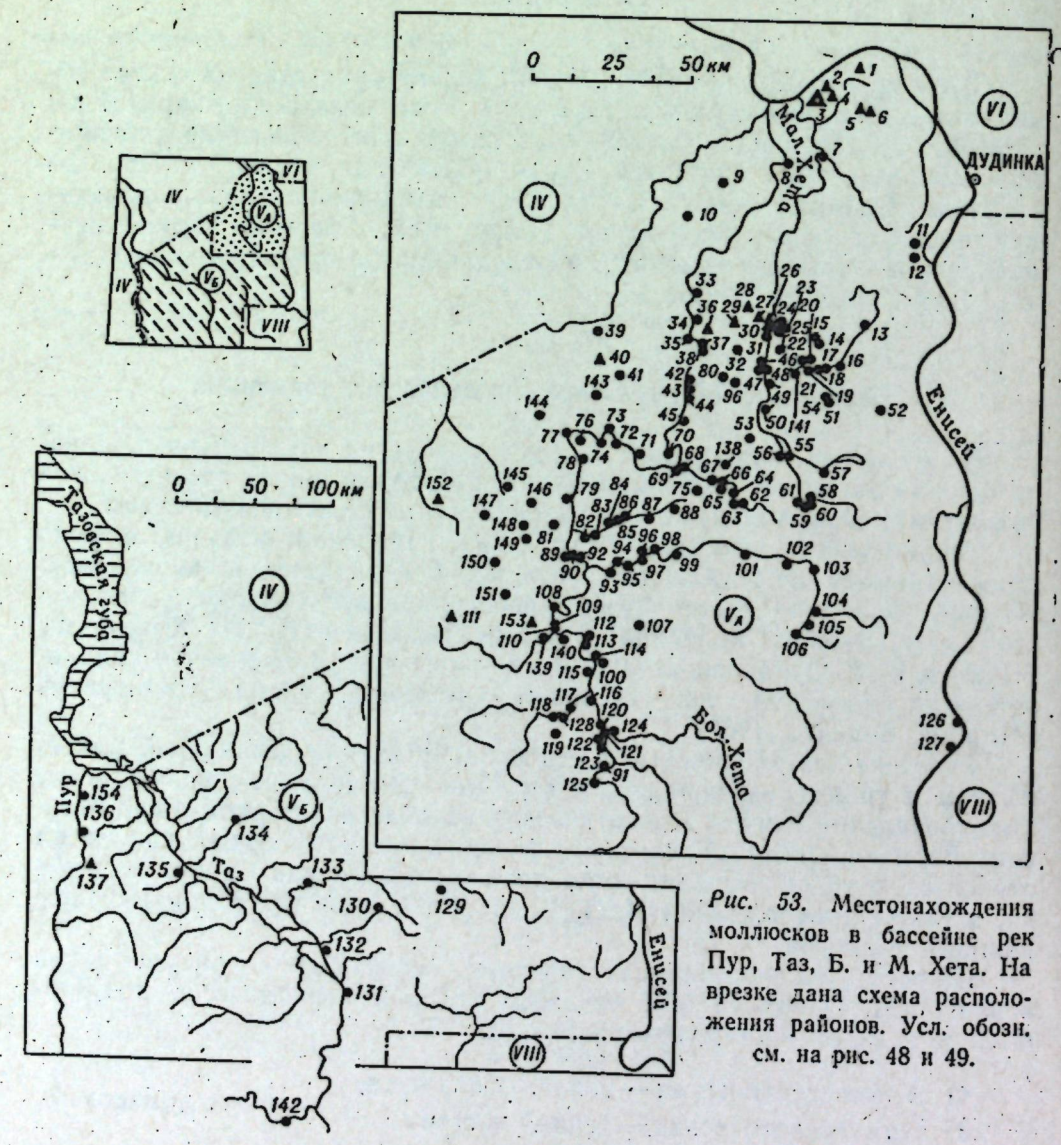



*Рис. 53.* Местонахождения моллюсков в бассейне рек Пур, Таз, Б. и М. Хета. На врезке дана схема расположения районов. Усл. обозн. см. на рис. 48 и 49.



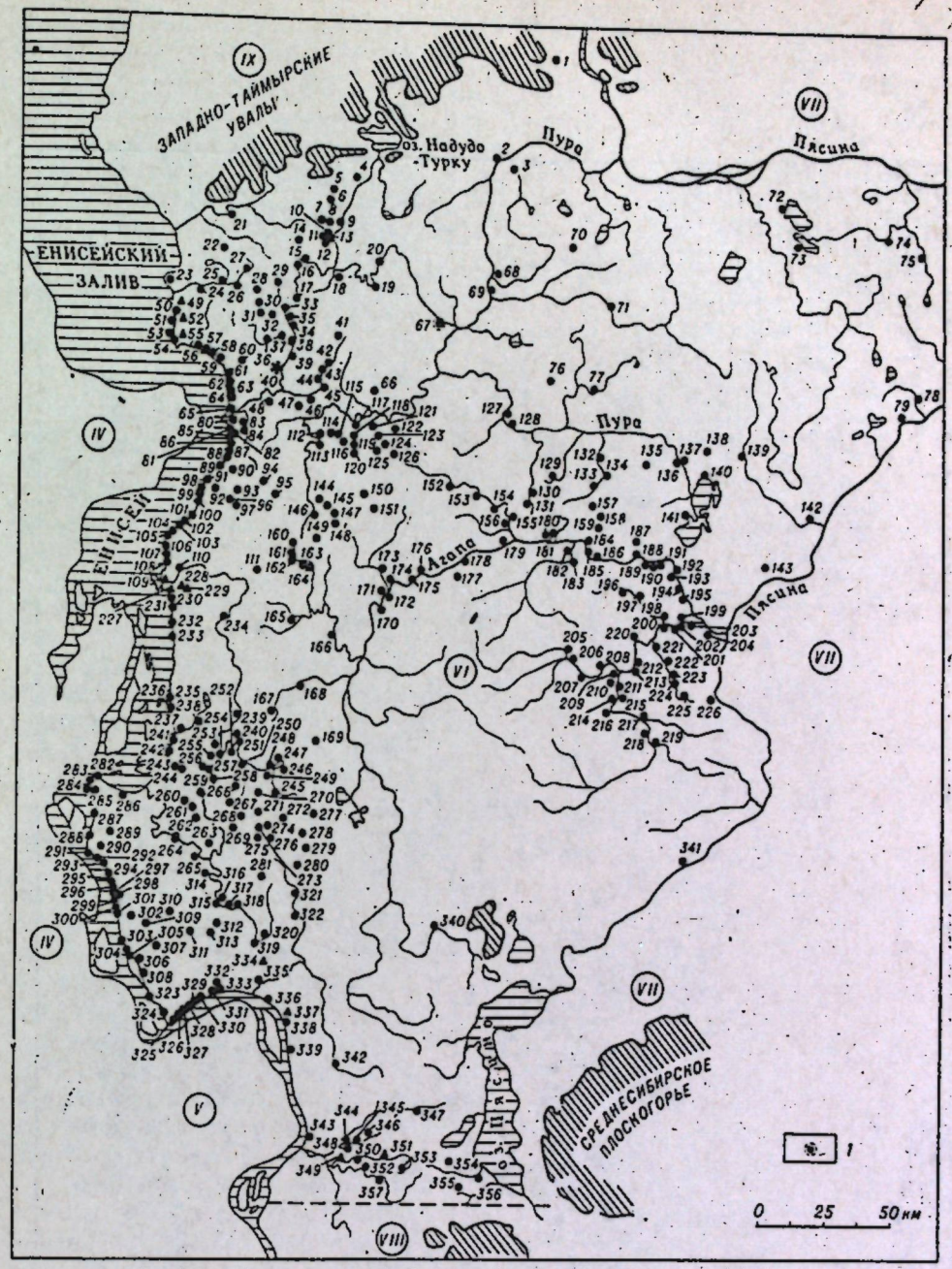



*Рис. 54.* Местонахождения моллюсков в западной части Северо-Сибирской (Таймырской) низменности.

*1* — разрезы, размещение которых показано приблизительно. Усл. обозн. см. на рис. 48 и 49.

органического мира. Последние являются непосредственной причиной неэволюционных изменений местных флор и фаун, характерные элементы которых образуют закономерные миграционные последовательности во времени и миграционные ряды в пространстве.

## Климатические изменения за последние 130 тысяч лет

130 тысяч лет — принятый нами хронологический объем позднего плейстоцена и голоцена. Первая половина позднего плейстоцена — казанцевское теплое время пришло на смену длительному холодному вре-

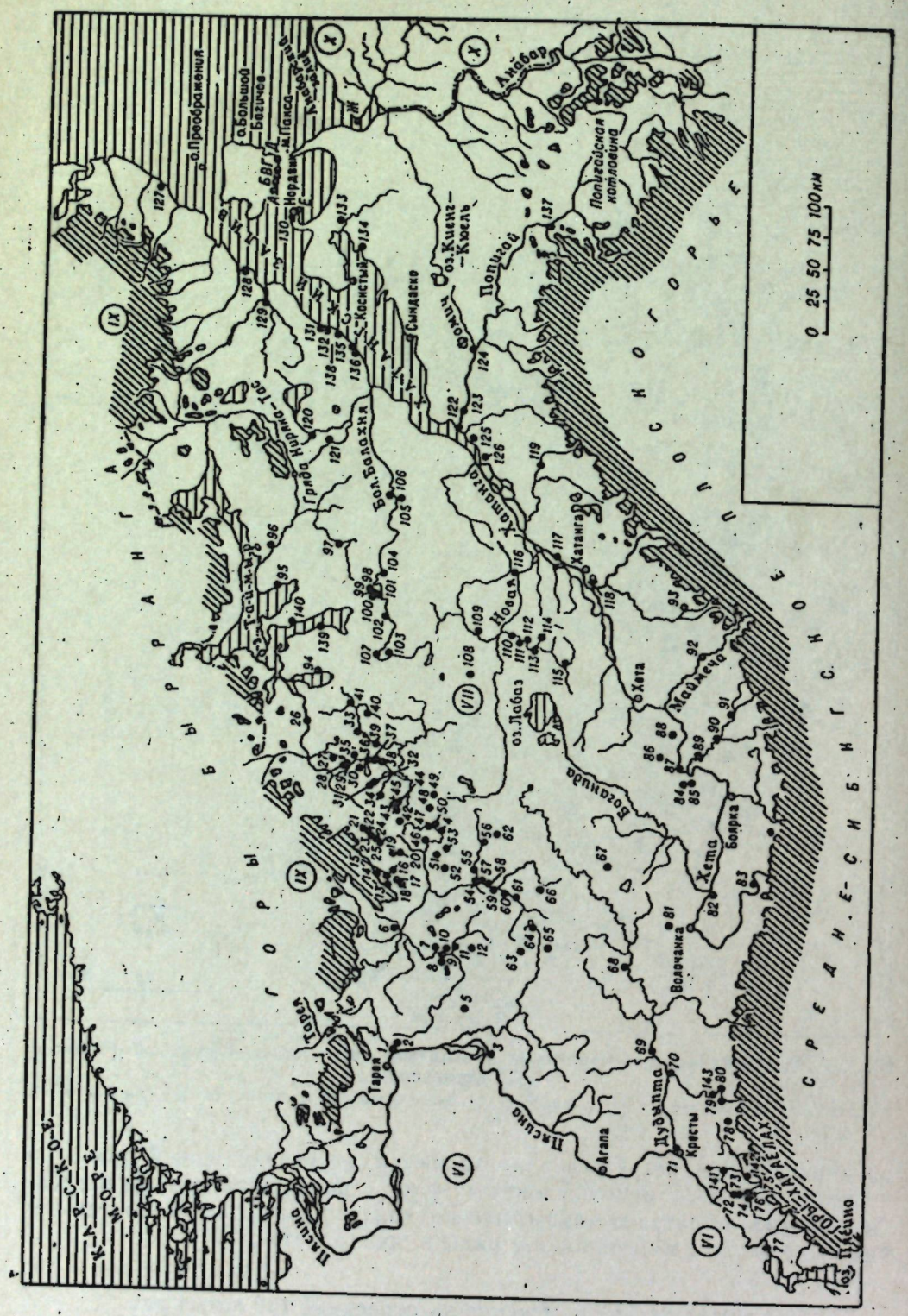



*Рис. 56.* Местонахождения моллюсков бассейна среднего течения р. Енисей.

*1* — находки раковин во вторичном залегании. Усл. обозн. см. на рис. 48, 49 и 52.

мени, когда ледниковые покровы достигали в Сибири максимального распространения (Троицкий, 1975$_2$), а среднегодовая температура в приледниковой зоне, судя по появлению лесотундры около г. Красноярска (Т. Левина, 1970) была на 10—12° ниже современной и составляла примерно —10°С.

Переход от ледникового времени к межледниковью изучен мало. К его началу горы и равнины Сибири, вероятно, почти освободились от ледников, а приледниковые области — от огромных подпрудных приледниковых озер и транзитных потоков талых вод. Великие сибирские реки вновь потекли на север, к Ледовитому океану. Перестройка системы стока и гляциоизостатические поднятия повсеместно оживили эрозию. В результате этого этапа резкой перестройки природных условий почти не сохранилось отложений со следами климатических условий переходного анагляциального времени, и в большинстве областей массовая аккумуляция началась уже в межледниковых условиях.

Общая последовательность климатических изменений приведена в табл. 41 и показана на графиках (рис. 59—61). Шкала времени до 35—45 тыс. лет построена на местных радиоуглеродных датах, а для более ранних событий — на основе широких стратиграфических корреляций с областями, в которых сопоставимые части разрезов имеют изотопно-ядерные датировки. Так, пределы казанцевского межледниковья выбраны как наиболее вероятные из большого числа датировок рисс-вюрмских отложений Европы, Америки, Северной Атлантики (Биберсон, 1972; Broecker e. a., 1968; Broecker, Thurber, 1965; Lettolle,

*Рис. 55.* Местонахождения моллюсков в центральной и восточной частях Северо-Сибирской (Таймырской) низменности. Усл. обозн. см. на рис. 48 и 49.

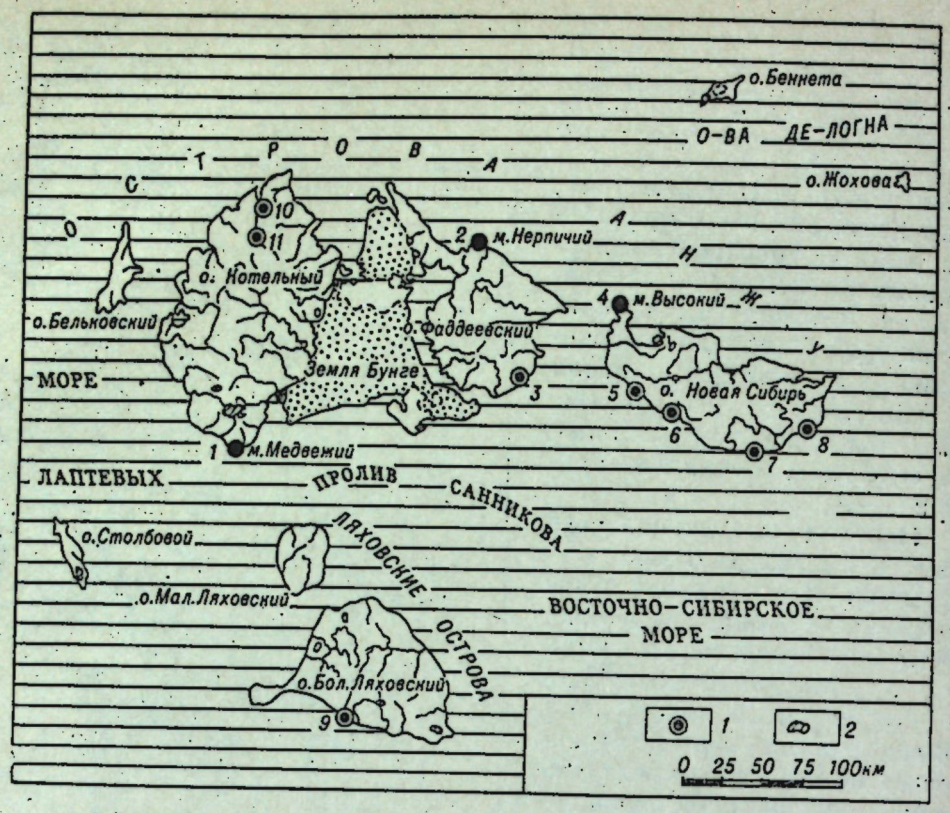



*Рис. 57.* Местонахождения моллюсков на Новосибирских островах.

*1* — естественные разрезы, размещение которых показано приблизительно; *2* — возвышенности >200 м. Усл. обозн. см. на рис. 49.

1968; и др.), так как для казанцевских отложений Сибири есть только запредельные, односторонние радиоуглеродные даты.

**Казанцевское межледниковое время** отчетливо распадается на 3 климатические фазы: 1) начальное улучшение климата, 2) климатический оптимум, 3) финальное ухудшение климата.

В первую фазу (раннеказанцевское время) природные условия уже близки к современным. В таймырской тундре, между 69°30′, на Енисее и р. Агапе, в речных, лагунных и мелководных морских слоях нижней части (8—20 м) казанцевской свиты найдены остатки тундровой флоры: *Bryales, Sphagnum, Carex, Ranunculus, Papaver alpinum, Potentilla nivea, Alnus fruticosa, Betula nana* и др. Однако в морских фациях появляются преимущественно бореальные виды *Mytilus edulis* и *Macoma baltica,* живущие ныне в 600 км к западу от Енисея, в Байдарацкой губе (Троицкий, 1966).

В северной тайге, на р. Турухан, в нижней части лагунных алевритов (скв. 9) состав пыльцы и спор соответствует северным лесам (60%

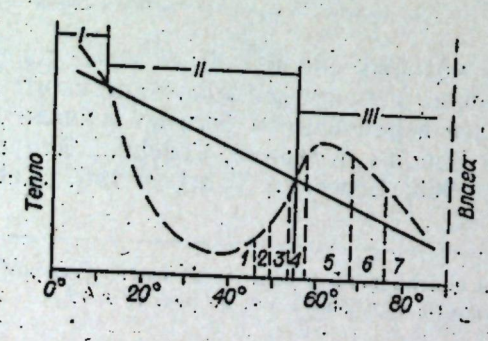



*Рис. 58.* Баланс тепла и влаги гидротермического пояса и ландшафтные зоны (по Волкову) (Волков и др., 1969).

*I* — теплый пояс избыточного увлажнения; *II* — умеренно теплый пояс недостаточного увлажнения; *III* — холодный пояс избыточного увлажнения и стока; ландшафтные зоны: *1* — пустыня; *2* — полупустыня; *3* — степь; *4* — лесостепь, *5* — тайга, *6* — лесотундра, *7* — тундра, арктическая пустыня.



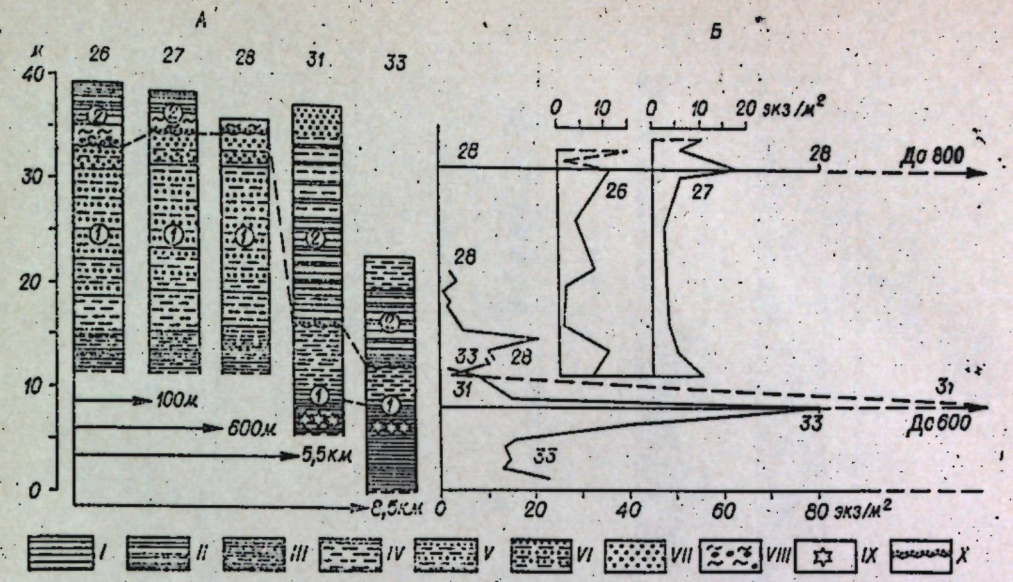



*Рис. 59.* Сопоставление разрезов казанцевских слоев ур. Чугунковые Яры на р. Агапе. Таймырская низменность.

А — литологические колонки обнажений; Б — графики содержания раковин на 1 м² сечения слоя; арабские цифры — номера обнажений. I — глины; II — глины ленточные; III — алевриты ленточные; IV — алевриты; V — алевриты с прослоями песка; VI — пески с прослоями алеврита; VII — пески; VIII — суглинок с галькой; IX — конкреции; X — поверхность размыва. Арабские цифры в кружках: *1* — казанцевский горизонт; *2* — дюрюсские слои, позднеледниковые глины с *Portlandia arctica.*

пыльцы деревьев, 30—50% *Picea,* 10—12% *Betula nana*), появляются бореальные пресноводные диатомовые (Архипов, 1960; Алешинская, 1961).

В умеренных широтах Западной Сибири в это время распространились сосново-березовые и елово-сосновые леса, пояс темнохвойной (средней) тайги был уже современного и граничил непосредственно с лесостепью, выдвинув в ее пределы галерейные еловые леса по долинам рек (Волкова, 1969). В Восточной Сибири, на плоскогорьях росли редкостойные леса из березы, сосны, лиственницы, перемежавшиеся с долинными елово-сосновыми лесами, в предгорьях Саян — березняки, а в низменностях и на плато Якутии — леса из даурской лиственницы (Гитерман, Голубева, 1965; Равский, 1972; Томская, 1973). Ель, кедровидная сосна, пихта не играли еще значительной роли в сложении лесных сообществ. В. С. Волкова (1969) предполагает, что в Западной Сибири лесостепи и степи смещались значительно севернее современных пределов.

Температурный режим ранней фазы казанцевского времени был, очевидно, близок к современному, но внутри континента, судя по незначительному распространению влаголюбивых темнохвойных лесов, осадков выпадало меньше. Температура воды в юго-восточной части Карского моря повысилась до нуля (на 0,5—1° выше современной), но вполне вероятно, что это было вызвано начавшимся затоплением северных полуостровов, облегчившим поступление более теплых вод из западного сектора Арктики, а не местным прогреванием.

Во вторую фазу (среднеказанцевское время) северные равнины были залиты водами трансгрессировавшего моря, в котором широко расселились бореальные моллюски (см. рис. 61). Их раковины на Енисее (около 70—71° с. ш.) появляются уже в 8—12 м над подошвой казанцевской свиты, а на Енисее выше г. Туруханска и на р. Агапе, в Таймырской низменности (где морской режим установился позже),— в 20—25 м над нею. В широкой полосе прибрежной сублиторали и литорали казанцевского моря (рис. 62, 63) обитала богатая фауна морских мол-

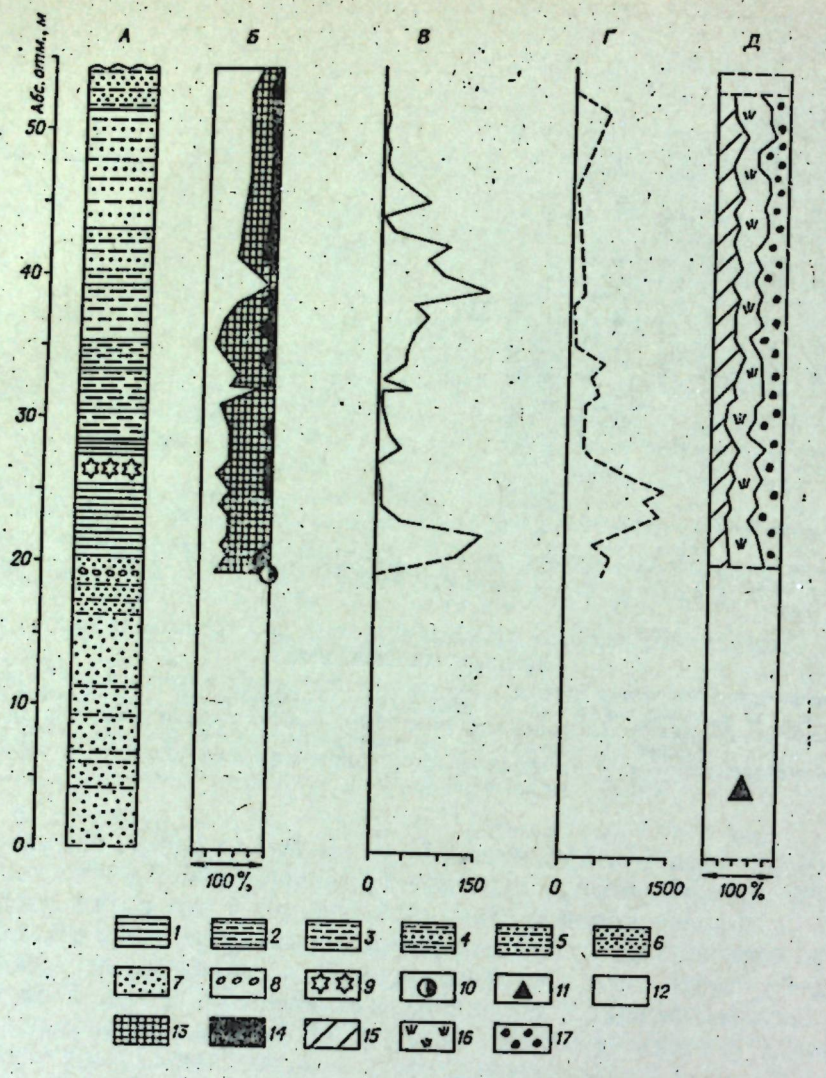



*Рис. 60.* Сводный разрез казанцевских слоев ур. Чугунковые Яры и м. Колхозник.

А — литологическая колонка; Б — соотношение основных биогеографических групп среди моллюсков и балянусов (по числу видов); В — количество раковин форминифер в 100 г породы; Г — количество раковин моллюсков и балянусов в 1 м³ породы; Д — соотношение основного состава спорово-пыльцевых спектров.

*1* — глины; *2* — глинистые алевролиты; *3* — алевролиты; *4* — алевролиты с прослоями песка; *5* — переслаивание песка и алевролита; *6* — песок с прослоями алевролита; *7* — песок; *8* — галька; *9* — конкреции, *10* — место находки *Arctica islandica* (L); *11* — семена тундровых растений; *12—14* — элементы фаунистических спектров: *12* — арктические виды, *13* — аркто-бореальные виды, *14* — субарктические и бореальные виды; *15—17* — основные компоненты спорово-пыльцевых спектров: *15* — пыльца деревьев, *16* — пыльца трав и кустарников, *17* — споры.

люсков (111 видов), ракообразных (6 видов), брахиопод (3 вида). Зоогеографический состав комплекса (14% бореальных, 6% преимущественно бореальных, 37% бореально-арктических и 43% арктических видов) отражает значительное потепление, исключительно глубокое проникновение бореальных видов в исконные арктические моря, не только с запада, но и с востока (правда, в меньшей степени). Среди западных бореальных иммигрантов насчитывается 15 видов: *Balanus balanoides*, *Cingula aculeus*, *Pagurus pubescens*, *Lacuna divaricata*, L. *pallidula*, *Buccinum undatum*, *Neptunea despecta*, *Nucula tumidula*, *Modiola modiolus*, *Cerastoderma edule*, *C. echinatum* (?), *Astarte sulcata*, *Arctica islandica*, *Mya arenaria*, *Zirphaea crispata*, живущие сейчас в 1500—2000 км западнее, у берегов Кольского полуострова. Бореальных северотихоокеанских ви-



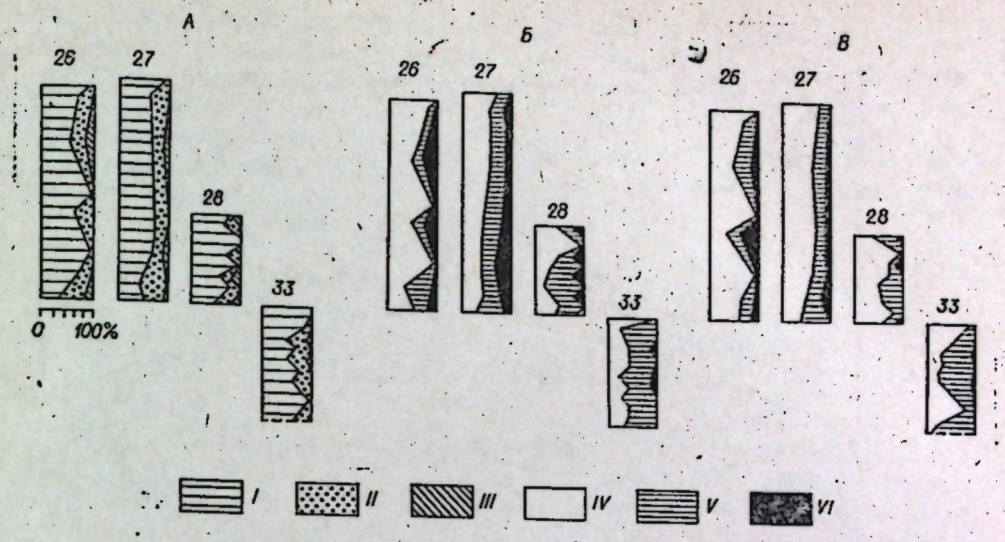



*Рис. 61.* Сопоставление диаграмм с различными биостратиграфическими характеристиками казанцевских отложений. Р. Агапа, Чугунковые Яры.

А — содержание двустворок, гастропод, балянусов (по числу видов); Б — соотношение основных биогеографических групп по числу видов; В — то же, по числу экземпляров. *I* — двустворчатые моллюски; *II* — гастроподы; *III* — балянусы; *IV* — арктические виды; *V* — аркто-бореальные виды; *VI* — преимущественно бореальные виды. Арабские цифры — номера обнажений.

дов только два: *Liomesus* cf. *nassula* (найден на Тазовском полуострове) и *Pseudopythina compressa* (западная часть Таймырской низменности). Эти виды, из коллекции автора, определенные А. Н. Голиковым и О. А. Скарлато (Зоологический институт, Ленинград), живут сейчас южнее Берингова пролива — в 3700—4200 км к востоку от местонахождений в казанцевской свите.

По палинологическим диаграммам и составу семенных флор из средней части казанцевского горизонта общая картина распределения типов растительности может быть намечена в следующем виде.

На побережьях казанцевского моря в западной части Таймырской низменности (71—72° с. ш.) существовала березовая лесотундра с примесью лиственницы и ели, граничившая с южной тундрой (Левина, 1971). На Западном Ямале и Енисее около 70°с. ш. была северная и средняя тайга, на р. Турухан (67° с. ш.) — типичная темнохвойная тайга с господством ели, лихты, кедровидной сосны (Архипов, 1960; Алешинская 1961; Баркова, 1961; Гуртовая, Троицкий, 1966). В Западной Сибири между 65° и 61° с. ш., в Томском Приобье и на большей части Среднесибирского плоскогорья, включая бассейн Ангары, широко распространились среднетаежные темно-

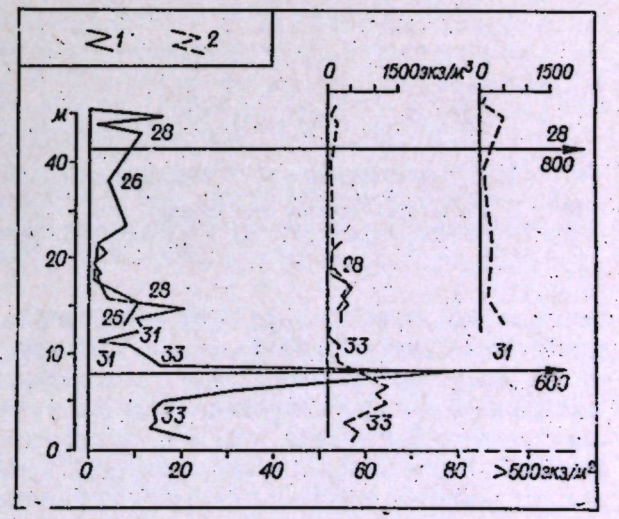



*Рис. 62.* Сопоставление графиков содержания раковин. Р. Агапа, Чугунковые Яры.

*1* — количество раковин на 1 м³ вертикального сечения пласта; *2* — количество раковин на 1 м³ породы. Арабские цифры — номера обнажений.

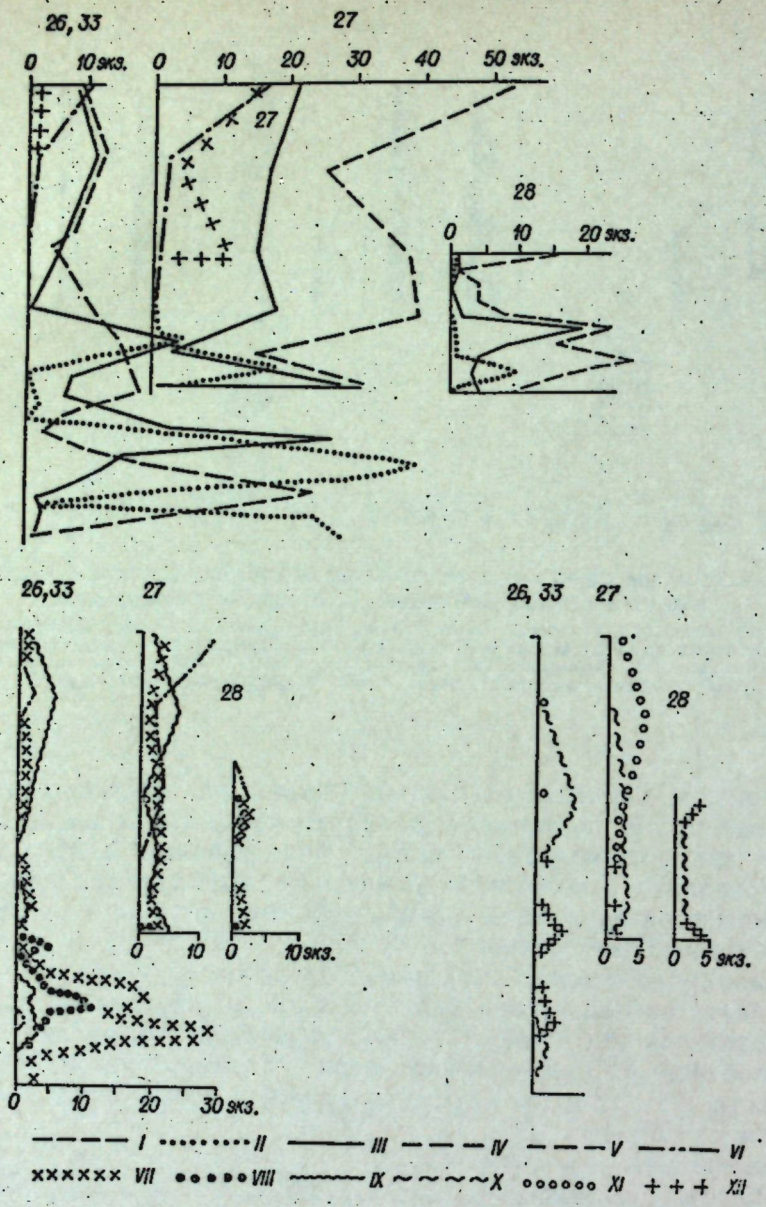



*Рис. 63.* Изменение количества раковин моллюсков и балянусов по разрезу и простиранию казанцевских слоев ур. Чугунковые Яры.

*I — Yoldia hypperborea; II — Nucula tenuis; III — Macoma calcarea; IV — Astarte borealis placenta; V — Astarte montagui; VI — Serripes groenlandicus; VII — Cerastoderma ciliatum; VIII — Leda pernula; IX — Solartella varicosa; X — Mytilus edulis; XI — Macoma baltica; XII — Balanus hameri.* Арабские цифры — номера обнажений.

хвойные (ель, пихта, кедр) леса, смыкающиеся с горными темнохвойными лесами Саян и Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья (Архипов и др., 1973; Волкова, 1969; Равский, 1972; Филимонова, 1973). В Западной Сибири южнее этого пояса лежала южная «белая тайга»— смешанные и березовые леса с примесью вяза, липы и дуба (Волкова, 1969). В Восточной Сибири широколиственные породы не появлялись: они были только в островных лесах Забайкалья.

В среднеказанцевское время температуры воды в море и воздуха над сушей были заметно выше современных. В границах расселения бореальных видов зимняя температура воды не опускалась ниже нуля, а среднегодовая была значительно выше, около +2 до +4°, но не боль-



ше, так как бореальный элемент в фауне все же малочислен. В этих границах море не замерзало, хотя и возникала полоса берегового припая, разносившего камни, попадающиеся в морских песках вблизи древних берегов.

Судя по величине смещения природных зон и изменению состава лесов, среднегодовые температуры воздуха повышались в разных частях Сибири, но величина эта была различной.

| | |
|---|---|
| Западный берег п-ова Ямал около 70° с. ш. | 2,5—4,5° (расчеты автора) |
| Енисей около 70° с. ш. . . . . | 5—6° (расчеты автора) |
| Бассейн Оби около 65° с. ш. . . . . | 4—6° (Волкова, 1969) |
| Внутренние области Восточной Сибири | 3° (Равский, 1972) |

Эта схематическая картина показывает более заметный рост температур на севере. Вероятно, наряду с местным прогреванием, усилением инсоляции, заметную роль в повышении температуры высоких широт играл западный перенос теплых воздушных масс. Широкое расселение темнохвойной тайги, отражающее увеличение суммы годовых осадков, также указывает на усиление западного переноса и, видимо, летних муссоновидных ветров.

Во время казанцевского климатического оптимума мерзлота полностью или почти полностью деградировала на равнинах, но, возможно, сохранялась в горах (Равский, 1972).

Внутренние климатические изменения среднеказанцевского времени изучены слабо из-за отсутствия достаточного числа полных разрезов континентальных отложений с детальными пыльцевыми диаграммами. В относительно мелководных морских слоях по берегу Енисея раковины бореальных моллюсков встречаются по всему разрезу, вплоть до слоев, лежащих на высоте 55—60 м. Более того, на 70° с. ш., на р. Яръяхамал, в 45 км к северо-востоку от Усть-Енисейского порта, над морскими слоями лежат континентальные пески с остатками погребенного леса, состоявшего из крупных хвойных деревьев, что ясно свидетельствует о сохранении благоприятных климатических условий даже в начале общей регрессии.

В сплошных разрезах отложений, накопившихся в более открытой части моря, в Таймырской низменности, на краю области расселения бореальных видов (р. Агапа), заметно увеличение роли арктических видов моллюсков и усоногих вверх по разрезу казанцевской свиты (см. рис. 53, 60, 62), отражающее общее слабое понижение температуры морской воды. В том же направлении уменьшается роль пыльцы деревьев в палинологических спектрах (Левина, 1971) и растет количество неустойчивых к выветриванию минералов (Шумилова, 1969). Возможно, эти данные указывают на то, что пик оптимальных температурных условий был в начале среднеказанцевского времени. В таком случае можно наметить слабую общую асимметрию температурного графика казанцевского времени.

Климат поздней фазы известен слабо из-за плохой сохранности наиболее высоких слоев разрезов, вследствие размыва и ледниковой экзарации. Вероятно, к этому времени относятся фазы существования лесотундры, разделенные появлением березовых лесов на западном берегу Ямала (Гуртовая, Троицкий, 1966). Для умеренной полосы Западной Сибири В. С. Волкова (1969) реконструирует широкую подзону северотаежных лесов, спускавшихся до 58° с. ш. (на 450 км южнее современного предела), смещение к югу пояса темнохвойных лесов, исчезновение «белой тайги» и широколистных пород. Признаком позднеказанцевского снижения температур являются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (рис. 55) в верхней части разреза казанцев-

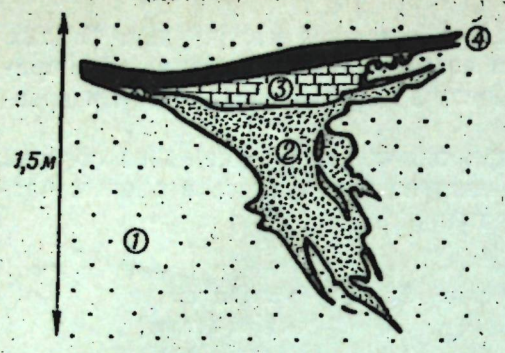



*Рис. 64.* Псевдоморфоза по ледяному клину в сангомпанских песках. Западный Ямал, северный берег Мутного залива.

*1* — слоистый песок; *2* — торф; *3* — охра; *4* — гиттия.

ской свиты на Западном Ямале (70° с. ш.). В этом районе неглубокие ледяные клинья формируются и сейчас. Эти в определенной степени противоречивые тенденции изменения природных условий В. С. Волкова объясняет понижением температуры при одновременном увеличении количества осадков. Автор же скорее склонен объяснить их недостаточно точным сопоставлением разрезов и включением в казанцевский континентальный горизонт слоев, накопившихся в начале зырянского похолодания.

**Зырянское ледниковое время.** Климатические события зырянского времени восстановлены довольно полно в некоторых областях Сибири, однако общая картина событий пока не установилась, так как процесс переоценки всей суммы накопленных ранее данных, с учетом новых стратиграфических представлений и радиоуглеродных датировок еще не закончен. Кроме того, есть ряд объективных трудностей, вызванных как неуверенностью в «больших датах» (древнее 35—40 тыс. лет), так и необходимостью считаться с возможностью переотложения части органического материала, используемого для датирования. В суровых условиях Северной Сибири не только древесина, но и растительный детрит сохраняются даже на поверхности многие тысячелетия. Особенно осторожно приходится относиться к датам, полученным из отложений приледниковых бассейнов, поскольку тонкие пропластки намывного торфа, заключенные в них и являющиеся почти единственным материалом для датирования, сложены полностью или частично фитодетритом, вынесенным из-под ледника, т. е. всегда более древним, чем сами отложения.

Во всех сомнительных и спорных случаях автор отдает предпочтение геологическим данным, вступая в противоречия со сторонниками безоговорочного доверия к радиоуглеродным датам. Из этого не следует, что автор не признает их величайшего значения для стратиграфии и палеоклиматологии, это — лишь стремление к критической оценке возможностей метода. При реконструкции палеоклимата зырянского времени можно опираться на результаты исследований в нескольких областях, главные из которых — низовья р. Енисея и прилегающие предгорья плато Путорана, западный склон Верхоянского хребта, внеледниковая зона Западной и Восточной Сибири, предгорья Алтая.

Раннезырянское похолодание было глубоким и вызвало широкое распространение покровных и полупокровных ледников на севере, полупокровных и горных — на юге Сибири. Границы их точно не восстановлены. Морены этого этапа оледенения найдены на Среднем Енисее в 100—120 км от края плоскогорья (Кинд, 1965$_2$; Архипов, 1967, 1969). В других районах отсутствие достаточного числа датировок и стратиграфических данных не позволяет отделить следы раннезырянских ледников от позднезырянских.

## ЛИТЕРАТУРА


Абсолютная геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.

Адаменко О. М. Стратиграфия досамаровских отложений четвертичной системы в северо-западных предгорьях Рудного Алтая.— В кн: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 23—31.

Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений северо-запада СССР. Л., 1960. 64 с.

Александров Д. К. Новые данные о неогеновых и верхнемеловых отложениях низовий р. Енисея.— «Пробл. сов. геологии», 1938, т. 8, № 3, с. 236—239.

Александров Д. К. История геологических исследований Таймыра и прилегающих областей Сибири.— В кн.: Материалы по геологии и угленосности Западного Таймыра. Л., изд. ГУСМП, 1939, с. 9—12. (Труды АНИИ, т. 121).

Александрова А. Н., Морозова В. Ф., Соколова П. Н. Палеоботаническая характеристика и стратиграфия четвертичных отложений юга Дальнего Востока и о. Сахалина.— В кн: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966, с. 197—205.

Алексеев В. А., Кинд Н. В., Матвеева О. В., Троицкий С. Л. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 5, с. 1147—1150.

Алешинская З. В. К стратиграфии средне- и верхнечетвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности (результаты диатомового анализа).— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., изд. МГУ, 1961, с. 150—159.

Али-Заде А. А. Акчагыл Туркменистана. Т. 2. М., «Недра», 1967. 408 с.

Алявдин Ф. А. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода севера Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 40—41.

Алявдин Ф. А., Волкова В. С., Дибнер В. Д., Лаврова М. А., Полькин Я. И., Пуминов А. П., Сакс В. Н., Стрелков С. А., Троицкий С. Л., Урванцев Н. Н., Хлебников В. К. Особое внимание по вопросам стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Решения и труды Межвед. совещ. по доработке и уточнению унифицир. и корреляц. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 454—459.

Ананова Е. И. Краткий очерк эволюции растительного покрова Русской равнины в неогене в связи с вопросом об объеме четвертичного периода (по палинологическим данным).— В кн.: Палеогеография и стратиграфия четвертичных и третичных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.

Ананова Е. И. О генезисе степной и таежной зон Русской равнины.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966, с. 238—247.

Андреев В. Н. Гидролакколиты (булгунняхи) в западносибирских тундрах.— «Изв. ГГО», 1936, т. 68, вып. 2, с. 186—210.

Андреев В. Н., Игошина К. Н., Леснов А. И. Оленьи пастбища и растительный покров Полярного Приуралья.— «Сов. оленеводство», 1935, вып. 5.

Андреев Ю. Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами на севере Западной Сибири (в области развития вечной мерзлоты).— «Геол. и геохим.», 1960, вып. 3 (IX), с. 76—94.

Артюшков Е. Р. Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 7, с. 98—114.

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения р. Енисея. М., Изд-во АН СССР, 1960. 172 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 30).

Архипов С. А. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с ее геологической историей.— В кн.: Материалы

к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1967, с. 20—33.
Архипов С. А. Основные события позднеплейстоценового ледникового времени и их корреляция в Западной Сибири, Европе и Северной Америке.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 7—17.
Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971. 332 с.
Архипов С. А., Андреева С. М., Земцов А. А., Исаева Л. Л., Мизеров Б. В., Файнер Ю. Б. Покровные материковые оледенения и рельеф.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1976, с. 7—89.
Архипов С. А., Волкова В. С., Волков И. А., Мизеров Б. В., Николаев В. А., Троицкий С. Л. Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1967. 89 с.
Архипов С. А., Волкова В. С., Гольберт А. В., Гудина В. И., Сакс В. Н., Троицкий С. Л. К палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Критика основных положений антигляциализма.— «Изв. Новосиб. отд. ГО СССР», 1971, вып. 5, с. 7—36.
Архипов С. А., Волкова В. С., Сакс В. Н., Стрелков С. А., Троицкий С. Л. Проблема четвертичных оледенений Сибири.— В кн.: Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода, сентябрь 1964 г. Пленарные заседания. Новосибирск, 1964, с. 16—19.
Архипов С. А., Галкина Л. И., Зудин А. Н., Липагина В. Я. Биостратиграфия и палеомагнетизм плиоцен-четвертичных толщ Приобского степного плато.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., «Наука», 1973, с. 95—103.
Архипов С. А., Гольберт А. В., Гудина В. И. О так называемом морском плиоцен-плейстоцене Енисейского Севера.— «Изв. Новосиб. отд. геогр. о-ва СССР», 1973, вып. 5, 37—63.
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, с. 98—112.
Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахты и Турухан.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 410—422.
Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Новосибирск, 1964$_1$. 128 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 29).
Архипов С. А., Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры и некоторые вопросы стратиграфии морских четвертичных отложений низовьев р. Енисея.— В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1964$_2$, с. 225—242. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 44).
Астахов В. И., Файнер Ю. Б. Следы движений плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 5, с. 1145—1148.
Афанасьев Б. Л., Белкин В. И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры. М., Изд-во МГУ, 1963.
Ахметьев М. А. О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным).— В кн.: Палеонтология. Морская геология. Доклады советских геологов к XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976, с. 138—146.
Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Опыт геоморфологического районирования северо-востока Сибири.— «Сиб. геогр. сборник», 1962, вып. 1, с. 131—158.
Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1964. 290 с.
Бараш М. С. Стратиграфия донных осадков северной части Атлантического океана по фораминиферам. Автореф. канд. дис. М., 1964. 25 с.
Бараш М. С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М., «Наука», 1970. 103 с.
Баркова М. В. Палинологическая характеристика четвертичных отложений района Усть-Порта.— В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Вып. 2. Л., 1961, с. 177—187. (Труды НИИГА, т. 124).
Басов В. А., Слободин В. Я. Комплексы фораминифер из современных и позднекайнозойских отложений западной части Советской Арктики.— В кн.: Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. М., «Недра», 1965, с. 190—210.
Безруков П. Л. Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. Доклады советских геологов к XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976, с. 149—156.
Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. Геологическое строение, происхождение, развитие. М., «Наука», 1971, с. 107—127.
Белевич А. М. К вопросу об одной особенности состава диатомовых водорослей из санчуговских и казанцевских отложений центральной части севера СССР.— В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 20. Л., изд. НИИГА, 1960.
Белевич А. М. Диатомовые водоросли четвертичных отложений района Усть-Порта.— В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Вып. 2. Л., изд. НИИГА, 1961, с. 188—197.
Белевич А. М., Мотылинская Т. А. Четвертичные диатомеи севера Сибири и их стратиграфическое значение.— В кн.: Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М., «Наука», 1968, с. 83—87.
Белкин В. И. О неогеновых отложениях большеземельской тундры.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 3, с. 660—662.
Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л., «Морской транспорт», 1961. 150 с.
Белоусова Ж. М. Было ли покровное оледенение на Тазовском полуострове.— «Геол. и геохим.», 1960, вып. 3 (IX), с. 95—110.
Берг Л. С. Климат и жизнь. М., Географгиз, 1947. 356 с.
Берггрен У. А. Хроностратиграфия кайнозоя, зональное распределение планктонных фораминифер и радиометрическая временная шкала.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., «Мир», 1974, с. 51—58.
Биберсон П. Проблема корреляционных связей между Южной Европой и Северной Африкой в плейстоцене.— В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., «Наука», 1972, с. 24—39.
Бойцова Е. П., Панова Л. А. Комплексы пыльцы и спор из континентальных отложений палеогена и неогена Западно-Сибирской низменности и Казахстана.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967, с. 162—170.
Боч С. Г. Материалы к четвертичной геологии Ляпинского, Нижнесосвинского и Кондинского края Западно-Сибирской низменности.— «Труды КИЧП», 1937, т. 5, вып. 1, с. 89—148.
Боч С. Г. Четвертичные отложения северо-западной части Западно-Сибирской низменности и вопросы их корреляции.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 382—388.
Брукс К. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1952. 360 с.
Бурк Х. Д. М., Ван-Эрде Л. А., Харсвелдт Х. М., Ван-дер-Хейде С., Де Йонг Я. Д., Паннекук А. Й., Ван-Вортхёйзен Й. Х., Тер-Ве М. В., Загвейн В. Х., Зонневельд Й. И. С. Геология Нидерландов. М., ИЛ, 1959. 216 с.
Бут П. Абсолютный возраст вулканогенных формаций Оверни и Веле и хронология четвертичной фауны млекопитающих Европы.— В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., «Наука», 1972, с. 7—24.
Бюдель Ю. Климатические зоны ледникового периода.— В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., ИЛ, 1955.
Вакар В. А., Дибнер В. Д., Молдавский М. Л., Цуминов А. П., Чайка Л. А. Геологическое строение и полезные ископаемые района Таймырского озера.— «Труды НИИГА», 1953, т. 63.
Вакуленко А. С. Палинологические спектры из третичных отложений, вскрытых скважиной 1 в районе Нового Порта.— В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Вып. 2. Л., изд. НИИГА, 1961, с. 137—161.
Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений Сибирской платформы и прилегающих к ней районов.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. Доклады советских геологов к XXV сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 162—172.
Вангенгейм Э. А. Антропогеновая фауна млекопитающих азиатской части СССР.— В кн.: Тезисы Всесоюзного совещания по стратиграфии Азии. Л., 1965.
Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). Автореф. докт. дис. М., 1975. 47 с.
Вангенгейм Э. А., Жегалло В. И., Зажигин В. С. Этапы развития фауны млекопитающих позднего неогена и начала антропогена в Северной Азии.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 58—65.
Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Некоторые итоги изучения антропогеновой фауны млекопитающих Западной Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 301—310.
Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими.— В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969, с. 47—59.
Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница.— В кн.: Граница между неогеном и четвертичной системой. Т. 2. М., изд. ГИН АН СССР, 1972, с. 263—277.
Величко А. А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена.— «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1968, № 3, с. 5—17.
Венцо С. Граница между плиоценом и плейстоценом в Италии.— «Бюл. КИЧП», 1964, № 29, с. 15—34.

**Вигдорчик М. Е.** Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Прильменья.— В кн.: Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 34—100.

**Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Д.** О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины.— В кн.: Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 5—33.

**Вислобокова И. А.** О местонахождениях эоплейстоценовых млекопитающих в Павлодарском Прииртышье.— «Геол. и геофиз.», $1973_1$, № 5, с. 123—126.

**Вислобокова И. А.** Значение остатков лошадей для стратиграфии эоплейстоцена юга Западной Сибири.— «Геол. и геофиз.», $1973_2$, № 11, с. 122—126.

**Вислобокова И. А.** Новые находки эоплейстоценовых млекопитающих на юге Западной Сибири.— «Бюл. КИЧП», $1974_1$, с. 173—175.

**Вислобокова И. А.** О новой находке *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexejeva в нижнеэоплейстоценовых отложениях юга Западной Сибири.— «Бюл. КИЧП», $1974_2$, № 42, с. 171—176.

**Вислобокова И. А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфии эоплейстоценовых отложений юга Западной Сибири (по фауне млекопитающих). Автореф. канд. дис. Новосибирск, $1974_3$. 19 с.

**Воейков А. И.** Влияние снеговой поверхности на климат.— «Изв. РГО», 1871, т. 7, № 1, отд. 2.

**Воейков А. И.** Климатические условия ледниковых явлений, прошедших и настоящих.— «Зап. мин. о-ва. 2-я серия», 1881, т. 16.

**Воейков А. И.** Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших.— В кн.: Избранные сочинения. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 321—364.

**Волков И. А.** Новое в изучении следов эрозионных процессов и колебаний климата прошлого.— В кн.: Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965, с. 256—257.

**Волков И. А.** Позднечетвертичная субаэральная формация. М., «Наука», $1971_1$, 254 с.

**Волков И. А.** О колебаниях климата позднеледниковья и раннего голоцена на юге Западно-Сибирской равнины.— «Геол. и геофиз.», $1971_2$, с. 72—81.

**Волков И. А., Волкова В. С.** О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, 1964, с. 109—129. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 44).

**Волков И. А., Волкова В. С.** Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 227—241.

**Волков И. А., Волкова В. С.** Великая приледниковая система стока Сибири.— В кн.: IV Всесоюзный симпозиум по истории озер. (Тезисы докладов). Т. 2. Л., изд. Ин-та озероведения, 1975, с. 133—140.

**Волков И. А., Волкова В. С., Задкова И. И.** Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, «Наука», 1969. 332 с.

**Волкова В. С.** О палеогеографии последнего межледниковья в низовьях Енисея.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 167—170.

**Волкова В. С.** Четвертичные отложения низовьев р. Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, «Наука», 1966. 175 с.

**Волкова В. С.** Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1975. 57 с.

**Волкова В. С., Шурыгин А. Г.** Стадии отступания зырянского оледенения в низовьях Енисея.— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Л., 1961, с. 161—174. (Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 66).

**Волосатов А. А., Полькин Я. И.** Геологическое строение бассейнов нижнего и среднего течения рек Меймечи и Котуя. Л., изд. НИИГА, 1952. 128 с. (Труды НИИГА, т. 47).

**Вольнов Д. А., Войцеховский В. Н., Иванов О. А., Сороков Д. С., Яшин Д. С.** Новосибирские острова.— В кн.: Геология СССР. Т. 26. М., «Недра», 1970, с. 324—374.

**Воронов П. С., Черепанов В. А.** Геологическое строение Юго-Восточного Таймыра. Л., изд. НИИГА, 1953. 143 с. (Труды НИИГА, т. 73).

**Втюрин Б. И.** Криогенное строение четвертичных отложений на примере Анадырской низменности. М., «Наука», 1964. 152 с.

**Втюрин Б. И., Григорьев Н. Ф., Катасонов Е. М., Кузнецова Т. П., Швецов П. Ф., Шумерский П. А.** Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 564—572.

**Галеркина С. Г., Лазуков Г. И.** Четвертичные отложения на участке ст. Обская — пос. Саррото (по данным бурения).— В кн.: Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 117—125. (Труды ВНИГРИ, вып. 158).

**Гарутт В. Е., Гейнц А. Е.** Определение абсолютного возраста ископаемых остатков мамонта и шерстистого носорога из вечной мерзлоты Сибири при помощи радиоактивного углерода ($C^{14}$).— «Докл. АН СССР», 1964, т. 154, № 6, с. 1367—1370.

**Генералов П. П.** К стратиграфии плиоцен (?)-четвертичных отложений верховья р. Северной Сосьвы.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М., «Недра», 1965, с. 73—87.

**Геологическое развитие** Японских островов. М., «Мир», 1968. 719 с.

**Геология** Советской Арктики. Л., изд. НИИГА, 1957. 520 с. (Труды НИИГА, т. 81).

**Герасимов И. П., Марков К. К.** Ледниковый период на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1939. (Труды ИГ АН СССР, вып. 33).

**Герасимов И. П., Серебрянный Л. Г., Чеботарева Н. С.** Стратиграфические компоненты плейстоцена Северной Европы и их корреляция.— В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—60.

**Герман Е. В., Кисляков В. Н., Рейнин И. В.** Геология и геоморфология п-ова Ямал — нового района, перспективного для поисков нефти и газа.— В кн.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 311—329. (Труды ВНИГРИ, вып. 225).

**Гитерман Р. Е., Голубева Л. В.** История развития растительности Восточной Сибири в антропогене.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 365—376.

**Гладенков Ю. Б.** Неоген Камчатки (вопросы биостратиграфии и палеоэкологии). М., «Наука», 1972. 251 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 214).

**Гладенков Ю. Б.** Плиоцен Северной Атлантики (английские стратотипические разрезы).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», $1974_1$, № 4, с. 158—159.

**Гладенков Ю. Б.** Палеонтологическая характеристика плиоплейстоцена Северной Атлантики (Исландия).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», $1974_2$, № 7, с. 129—133.

**Гладенков Ю. Б.** Морской верхний кайнозой северных районов и его положение в международной стратиграфической шкале. Автореф. докт. дис. М., 1975. 58 с.

**Голубева Л. В.** Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Северо-Западной Сибири.— В кн.: Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. М., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 31, с. 5—41.

**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, с. 63—73.

**Гольберт А. В., Гудина В. И., Зудин А. Н., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л., Юдкевич А. И.** Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., «Наука», 1973, с. 151—178.

**Гольберт А. В., Гудина В. И., Зудин А. Н., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л., Юдкевич А. И.** Вастьянский Конь — опорный плейстоценовый разрез севера Печорского края.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 137—210.

**Гольберт А. В., Гудина В. И., Крюков В. Д., Рогожин В. В., Рогожина Н. И., Ропанова Э. Е., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л.** Комплексные геологические исследования четвертичных отложений верховьев р. Тукаланды (Норильское плато).— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», 1971, с. 113—138. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).

**Гончаров Г. И.** Возможности палеомагнитного метода в решении некоторых вопросов четвертичной геологии.— В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., «Наука», 1965, с. 227—234.

**Горецкий Г. И.** Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., «Наука», 1964. 415 с.

**Гричук В. П.** Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. Доклады советских геологов к XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 27—35.

**Гричук В. П.** Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

**Гричук В. П.** Гляциальные флоры Русской равнины.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1966, с. 189—196.

**Гричук В. П.** Гляциальные флоры и их классификация.— В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М., «Наука», 1969, с. 57—70.

**Гричук М. П.** Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Сборник материалов по геологии Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 121—131.

**Гричук В. П.** Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 44—57.

**Громов В. И.** Гидрографические работы в устье Енисея.— «Изв. РГО», 1934, т. 6, вып. 2.

**Громов В. И.** Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). М., Изд-во АН СССР, 1948. 521 с. (Труды ИГН АН СССР, сер. геол., № 17, вып. 64.

**Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И.** Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии.— В кн.: Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии. М., «Наука», 1965, с. 5—33.

**Губонина З. П.** Предварительные данные палеоботанического изучения плейстоценовых отложений севера Западной Сибири.— В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 91—112. (Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 21).

**Гудина В. И.** Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений по микрофауне в районе Мужинского Урала.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода севера Сибири. Новосибирск, 1964, с. 66—72. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 9).

**Гудина В. И.** Фораминиферы морских четвертичных отложений Северного Приобья.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 376—386.

**Гудина В. И.** Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., «Наука», 1966. 133 с.

**Гудина В. И.** Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М., «Наука», 1969. 81 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 63).

**Гудина В. И.** Значение палеоэкологических исследований фораминифер для познания истории четвертичных шельфовых морей Советской Арктики.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоэкологические проблемы. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 193—204. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 84).

**Гудина В. И.** Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск, «Наука», 1976. 127 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 314).

**Гудина В. И., Гольберт А. В.** Литолого-палеонтологические исследования тазовско-санчуговских отложений бассейна р. Турухан. Новосибирск, 1962, с. 90—101. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 27).

**Гудина В. И., Гольберт А. В.** Стратиграфия морского плейстоцена Северной Сибири по фораминиферам.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 44—55.

**Гудина В. И., Корчагина Н. Н., Крюков В. Д., Рогожин В. В., Рогожина Н. И.** К стратиграфии морских плейстоценовых отложений Норильского района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968, с. 52—54.

**Гудина В. И., Нуждина Н. А., Троицкий С. Л.** Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 1, с. 40—48.

**Гудина В. И., Саидова Х. М.** Биостратиграфическая зона Miliolinella pyriformis в четвертичных отложениях Арктики.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 5, с. 1109—1111.

**Гуртовая Е. Е.** Новые палинологические данные по истории развития растительности Южного Ямала и Мужинского Урала.— В кн.: Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., изд. ВГО, 1968, с. 45—46.

**Гуртовая Е. Е.** Новые данные по истории развития растительности доказанцевского и казанцевского времени на Мужинском Урале и Южном Ямале (по палинологическим данным).— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., ГИМИЗ, 1970, с. 410—413.

**Гуртовая Е. Е.** Палинологическая характеристика четвертичных отложений Мужинского Урала.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», $1971_1$, с. 74—84. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).

**Гуртовая Е. Е.** Палинологическая характеристика морских четвертичных отложений севера Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., «Наука», $1971_2$, с. 94—110.

**Гуртовая Е. Е.** Доказанцевские четвертичные отложения севера Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., «Наука», $1971_3$, с. 94—110.

**Гуртовая Е. Е.** Расчленение дозырянских четвертичных отложений Обского Севера (по палинологическим данным). Новосибирск, «Наука», 1975. 76 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 208).



**Гуртовая Е. Е., Троицкий С. Л.** К палинологической характеристике сантонкампанских отложений Западного Ямала.— В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968, с. 131—140.

**Данбар К., Роджерс Дж.** Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962. 363 с.

**Данилов И. Д.** Мерзлотные текстуры морских каргинских отложений в низовьях Енисея и условия их формирования.— В кн.: Подземный лед. Вып. 3. М., изд. МГУ, 1967, с. 102—117.

**Данилов И. Д.** Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисея.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. 1, М., изд. МГУ, 1969, с. 93—105.

**Данилов И. Д.** Плейстоценовые трансгрессии на севере Западной Сибири и в Печорской низменности.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., ГИМИЗ, 1970, с. 368—373.

**Данилов И. Д.** Возраст и принципы стратиграфии новейших отложений морских равнин севера Евразии.— «Вести. МГУ. Серия геогр.», 1971, № 5, с. 56—61.

**Данилов И. Д., Мудров Ю. В., Тумель Н. В.** Строение и история формирования вечномерзлых пород Талнаха (Норильский район).— В кн.: Подземный лед. Вып. 3. М., изд. МГУ, 1967, с. 118—132.

**Данилов И. Д., Недешева Г. И.** 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.

**Данилов И. Д., Недешева Г. И.** Значение ледово-морского фактора в формировании рельефа и слагающих его отложений нижнего течения р. Енисея.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1969, с. 80—92.

**Данилов И. Д., Попов А. И., Смирнова Т. И.** Геолого-геоморфологическое и мерзлотное строение района Таймырского стационара (устье Тареи).— В кн.: Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность. Л., «Наука», 1971, с. 17—34.

**Данилов И. Д., Смирнова Т. И.** Неогеновые отложения на севере Западной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 227, № 4, с. 929—931.

**Данилевский И. В.** Опорный литолого-стратиграфический разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и руководящие четвертичные моллюски. Л., Гостоптехиздат, 1955. 202 с. (Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 9).

**Дибнер В. Д.** Неогеновые отложения на северо-востоке Земли Франца-Иосифа.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 5, с. 1163—1165.

**Дибнер В. Д.** Геоморфология. Палеогеография.— В кн.: Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана). М., «Наука», 1970, с. 59—107.

**Дорофеев П. И.** Новые данные о плиоценовой флоре Башкирии.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М., «Недра», 1965, с. 191—219.

**Дорофеев П. И., Межвилк А. А.** О плейстоценовых отложениях и флоре с реки Курейки.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 110, № 3.

**Евладов В. П.** Карта Ямала.— «Пробл. Арктики», 1937, № 4.

**Евсеенков А. И., Лобачев Н. И., Писарева В. В., Гольц С. И.** Новые данные по истории древнего Ярославско-Костромского озера.— В кн.: История озер Северо-Запада. Л., изд. ГО СССР, 1967, с. 210—217.

**Егиазаров Б. Х.** Северная Земля.— В кн.: Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. М., «Недра», 1970, с. 237—323.

**Егорова И. С.** Таймырская низменность.— В кн.: Четвертичные отложения Советской Арктики. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 81—95. (Труды НИИГА, т. 91).

**Емельянцев Т. М.** Геологические исследования в районе р.р. Хеты, Хатанги и Таймырского полуострова в 1935—1937 гг.— В кн.: Геологические исследования Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова по работам 1933—1936 гг. Л., изд. ГУСМП, 1939, с. 5—36.

**Еремеева А. И.** Некоторые новые виды фораминифер из меловых и третичных отложений восточного склона Урала.— В кн.: Вопросы стратиграфии. Сб. 4. Уфа, 1957, с. 9—12. (Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 28).

**Ермилов И. Я.** Геологические исследования на Гыданском полуострове. М., 1935. (Труды Поляр. ком., вып. 20).

**Ермилов И. Я.** О находке ленточных глин в Гыданской тундре.— «Труды КИЧП», 1937, т. 5, вып. 1, с. 167—171.

**Ефимова Л. И., Бессоненко Э. А.** Автофлюоресценция пыльцы некоторых хвойных и лиственных растений.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966, с. 247—249.

**Жинью М.** Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1955.

**Жузе А. П.** Стратиграфия отложений плейстоцена в Тихом океане.— «Бюл. ком. по изуч. четв. периода», 1968, № 35, с. 3—19.

**Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я.** Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья. Л., изд. НИИГА, 1968. 144 с. (Труды НИИГА, т. 156).

**Жуков В. В., Пинчук Л. Я., Пуминов А. П.** Палеогеография северо-востока Среднесибирского плоскогорья и Лено-Анабарской низменности в кайнозое.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 264—273.

**Заводский Г. А., Зайонц И. Л.** К новейшей истории Мужинского Урала.— В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969, с. 100—104.

**Загорская Н. Г.** Новая Земля.— «Труды НИИГА», 1959, т. 91.

**Загорская Н. Г., Кайялайнен В. И., Кулаков Ю. Н.** К вопросу о возрасте отложений усть-енисейской серии.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 43—52.

**Загорская Н. Г., Левина Ф. М.** Данные спорово-пыльцевого анализа морских позднекайнозойских отложений как материал для реконструкции палеогеографических условий арктических побережий.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., ГИМИЗ, 1970, с. 232—235.

**Загорская Н. Г., Яшина З. Н., Слободин В. Я., Левина Р. М., Белевич А. М.** Морской неоген (?) — четвертичные отложения нижнего течения р. Енисея. Л., Гостоптехиздат, 1965. 91 с. (Труды НИИГА, т. 144).

**Задачи и правила** изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 28 с.

**Зажигин В. С.** Стратиграфическое значение фауны мелких млекопитающих эоплейстоцена Западной Сибири.— «Бюл. КИЧП», 1966, № 32, с. 46—50.

**Зажигин В. С.** Биостратиграфия верхнеплиоценовых и антропогеновых отложений юга Западной Сибири по мелким млекопитающим. Автореф. канд. дис. М., 1975. 26 с.

**Зайонц И. Л.** Строение ямальской серии в бассейне р. Оби.— В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969, с. 84—99.

**Зайонц И. Л., Крапивнер Р. Б.** Стратиграфическое расчленение ямальской серии в свете новых данных.— В кн.: Сборник статей по геологии и инженерной геологии. Вып. 6. М., «Недра», 1967, с. 11—20.

**Зайонц И. Л., Холодова З. И.** Новые данные о распространении новейших морских отложений в Западной Сибири.— В кн.: Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., изд. ВГО, 1968, с. 63—64.

**Заррина Е. П., Краснов И. И.** Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л., ОНТИ, 1967, с. 45—60. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64).

**Захаров Ю. Ф.** Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения).— «Труды ЗапСибНИГНИ», $1965_1$, вып. 1, с. 118—129.

**Захаров Ю. Ф.** Плейстоцен Северного Зауралья.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М., «Недра», $1965_2$, с. 88—99.

**Захаров Ю. Ф.** Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 6, с. 148—155.

**Захаров Ю. Ф.** Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 118—124.

**Зелле В.** Сводное описание развития растительности по различным местонахождениям.— В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., ИЛ, 1955.

**Земцов А. А.** Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья.— В кн.: Пятая научная конференция ТГУ. Томск, изд. ТГУ, 1957, с. 57—70. (Труды ТГУ, сер. геогр., т. 147).

**Земцов А. А.** О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М., изд. МГУ, 1959, с. 321—330.

**Земцов А. А.** Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Приобья.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 37—42.

**Земцов А. А., Шацкий С. Б.** К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 32—38.

**Зубаков В. А.** К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения р. Енисея.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып. I. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 146—168. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. вып. 17).

**Зубаков В. А.** К стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея на участке Осиново — Туруханск.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, $1957_1$, с. 422—434.

**Зубаков В. А.** О ледниково-морских отложениях Западной Сибири и границах распространения санчуговской трансгрессии по Енисею.— «Докл. АН СССР», $1957_2$, т. 115, № 6, с. 1161—1164.

**Зубаков В. А.** Западно-Сибирская низменность.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., «Недра», $1958_1$, с. 561—564.

**Зубаков В. А.** Стратиграфия четвертичных отложений ледниковой зоны Приенисейской Сибири.— «Докл. АН СССР», $1958_2$, т. 119, № 4, с. 763—765.



**Зубаков В. А.** О наличии ледниковых условий в Приенисейской Сибири в самбургское время.— «Докл АН СССР», 1960, т. 131, № 3, с. 628—631.

**Зубаков В. А.** Об основных особенностях и закономерностях плейстоценового оледенения Сибири.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып. 4. М., Госгеолтехиздат, $1961_1$, с. 141—182. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 65).

**Зубаков В. А.** Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Приенисейской Сибири.— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. $1961_2$, т. 64, с. 135—150.

**Зубаков В. А.** Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Приенисейской Сибири.— «Изв. ВГО», 1963, т. 95, с. 126—133.

**Зубаков В. А.** Плейстоценовые отложения Енисейской впадины.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Вып. 6. М., «Недра», 1967, с. 135—170. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 145).

**Зубаков В. А.** Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири.— «Бюл. КИЧП», 1967, № 34, с. 22—39; $1968_1$, № 35, с. 57—72.

**Зубаков В. А.** Стратиграфия новейших отложений Западно-Сибирской низменности и принципы климатостратиграфической корреляции. Автореф. докт. дис. Л., $1968_2$.

**Зубаков В. А.** Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», $1972_1$. 180 с. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 184).

**Зубаков В. А.** Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., «Наука», $1972_2$. 200 с.

**Зубаков В. А. Зауер В. В.** Материалы к палеонтологической характеристике опорного разреза четвертичных отложений Приенисейской Сибири.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Вып. 5. Л., 1963, с. 97—115. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 90).

**Зубаков В. А., Левковская Г. М.** Стратиграфия новейших отложений низовьев р. Оби.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч. I. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 62—83.

**Зубаков В. А., Семевский Д. В.** Новые данные о южной границе бореальной трансгрессии в Западной Сибири.— «Бюл. НТИ МГИОН», 1958, № 1 (13), с. 3—5.

**Зыкин В. С.** Новое местонахождение позднеплиоценовых пресноводных моллюсков на юге Западно-Сибирской равнины.— «Геол. и геофиз.», $1974_1$, № 1, с. 127—129.

**Зыкин В. С.** Комплексы пресноводных моллюсков плиоцена юга Западной Сибири и Северного Казахстана.— «Геол. и геофиз.», $1974_2$, № 2, с. 132—134.

**Зыкин В. С.** Плиоценовые унионииды юга Западно-Сибирской равнины и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975. 25 с.

**Иванов О. А.** Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин Северо-Востока СССР.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, изд. Приамур. фил. ГО СССР, 1968, с. 70—72.

**Иванов О. А.** Основные этапы развития субарктических равнин Северо-Востока СССР в кайнозое.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., ГИМИЗ, 1970, с. 474—479.

**Иванов О. А., Яшин Д. С.** Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 8. Л., изд. НИИГА, 1959, с. 61—78. (Труды НИИГА, т. 96).

**Иванова И. К.** Геологический возраст ископаемого человека. М., «Наука», 1965. 192 с.

**Ильин Р. С.** Геология низовий Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Большого Атлыма.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 36. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936. 118 с.

**Иорданский Н. Н.** Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям Пай-Хоя.— «Уч. зап. кафедры геол. МГПИ», 1939, вып. 1, с. 117—152.

**Исаева Л. Л.** Следы четвертичного оледенения в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 2, с. 90—98.

**Кадкина Э. Л., Пирунова Л. Г., Полянов С. С.** Новые данные о диатомовой флоре новомихайловского и туртасского горизонтов.— В кн.: Сборник статей по геологии и инженерной геологии. Вып. 6. М., «Недра», 1967, с. 5—10.

**Казьмина Т. А.** К стратиграфии неоген-четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности по фауне остракод.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 55—62.

**Кайялайнен В. И., Кулаков Ю. Н.** Основные черты истории геологического разреза Яно-Индигирской (Приморской) низменности в неоген-четвертичное время.— В кн.: Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. М., «Недра», 1965, с. 56—64.

**Кайялайнен В. И., Кулаков Ю. Н.** К вопросу о палеогеографии Яно-Индигирской (Приморской) низменности в неоген-четвертичное время.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 274—282.

**Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.** Следы четвертичных приледниковых бассейнов в Северном Зауралье.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 29.

**Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.** Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. Л., «Недра», 1974. 160 с.

**Каррей Дж.** Позднечетвертичная история материковых шельфов США.— В кн.: Четвертичный период в США. Т. I. М., «Мир», 1968, с. 451—472.

**Карта новейшей тектоники** Западной Сибири. Новосибирск, изд. СНИИГГиМС, 1967.
**Карта четвертичных отложений** Западной Сибири и сопредельных территорий. М-б 1 : 2 500 000. М., Госгеолтехиздат, 1958.
**Карта четвертичных отложений** Арктики и Субарктики. М-б 1 : 5 000 000. М., изд. ВАГТ, 1965.
**Кац Н. Я., Кац С. В.** История растительности болот севера Сибири как показатель изменений послеледникового ландшафта.— «Труды Ин-та географии АН СССР», 1946, т. 37, с. 331—348.
**Каяк К., Лийвранд Э.** О нижне- и среднеплейстоценовых отложениях Эстонии.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967, с. 149—157.
**Кинд Н. В.** Некоторые новые данные об абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и возраст верхнепалеолитических стоянок Европы.— «Бюл. КИЧП», 1962, № 27, с. 132—138.
**Кинд Н. В.** Абсолютная хронология последней ледниковой эпохи и возраст палеолита Европы.— В кн.: Абсолютная хронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 107—117.
**Кинд Н. В.** Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода).— В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», $1965_1$, с. 157—174.
**Кинд Н. В.** Корреляция верхнеплейстоценовых оледенений северного полушария по радиологическим данным.— В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М., «Наука», $1965_2$, с. 115—116.
**Кинд Н. В.** Врезы и осадконакопление в долине Енисея (абсолютная хронология событий по данным $C^{14}$.— «Бюл. ком. по изуч. четв. периода», 1967, № 34, с. 40—49.
**Кинд Н. В.** Поздне-и послеледниковье Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии).— В кн.: Голоцен. М., «Наука», 1969, с. 195—201.
**Кинд Н. В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., «Наука», 1974. 226 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 257).
**Кинд Н. В., Завельский Ф. С., Крюков В. Д., Сулержицкий Л. Д., Троицкий С. Л., Форова В. С.** Новые материалы по абсолютной хронологии верхнеплейстоценовых оледенений Сибири (по данным $C^{14}$).— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 6, с. 1387—1390.
**Кинд Н. В., Крюков В. Д.** О стратиграфическом положении вальковской свиты в Норильском районе по данным абсолютной хронологии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968, с. 55—57.
**Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д., Форова Ф. С., Виноградова С. Н., Рябинин А. Л.** О возрасте оледенений Таймырской депрессии. Первые радиоуглеродные даты.— «Бюл. КИЧП», 1974, № 42, с. 143—146.
**Кларк Д.** Палеоэкология и осадконакопление в некоторых частях Арктического бассейна.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. Современные представления и методы исследования. М., «Мир», 1974, с. 227—241.
**Книпович Н. М.** Быстрые изменения Баренцева моря в гидрологическом и биологическом отношениях.— «Бюл. КИЧП», 1931, № 3.
**Ковалевский С. А.** Место и значение акчагыла в стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1951, т. 26, вып. 1, с. 84—94.
**Ковалевский С. А.** *Cardium edule, Cardium rusticum* и их значение для палеогеографии.— В кн.: Вопросы палеогеографического районирования в свете данных палеонтологии. М., «Недра», 1967, с. 213—226.
**Козлова Г. Е.** Зональное расчленение кайнозойских океанических осадков по радиоляриям.— В кн.: Новые данные по микрофауне и стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений СССР. Л., 1974, с. 153—159. (Труды ВНИГРИ, вып. 349).
**Колесник С. В., Быкова Н. Б.** Четвертичное оледенение Советской Арктики.— «Труды XVII сессии МГК СССР, 1937 г.». М., 1940, т. 5, с. 281.
**Колесников В. П.** Сингенетические схемы.— «Бюл. МОИП, Отд. геол.», 1948, т. 23 (1).
**Кордиков А. А.** Осадки Карского моря. Л., 1953. 104 с. (Труды НИИГА, т. 56).
**Коренева Е. В.** Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 42—63. (Труды ГИН АН СССР, вып. 31).
**Косой Л. А., Нефедов Н. К.** Материалы к геологии среднего Пай-Хоя.— «Изв. Лен. геол. треста», 1936, № 4 (13), с. 1—7.
**Кочегура В. В., Федоренко В. А.** О палеомагнитной характеристике позднекайнозойских отложений Норильского района.— В кн.: Хронология ледникового века. Л., изд. ГО СССР, 1971.
**Крапивнер Р. В.** Ваттовые отложения бассейнов Печоры и Нижней Оби и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода.— В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. Вып. 4. М., «Недра», 1965, с. 130—155.
**Крапивнер Р. Б.** Геологическое строение Тобольского материка между городами Тобольском и Ханты-Мансийском.— В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969, с. 37—57.



**Краснов И. И.** Региональная унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений европейской части СССР.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Вып. 6. М., «Недра», 1967, с. 7—32.
**Краснов И. И.** Теория палеоклиматической ритмичности и ее значение как основы стратиграфии и картирования четвертичных отложений. Доклад докт. дис. Л., 1969. 55 с.
**Краснов И. И., Никифорова К. В.** Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, уточненная по материалам последних лет.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литогенез, антропогенез Евразии. М., 1973, с. 157—188.
**Крашенинников В. А.** Географическое и стратиграфическое распределение фораминифер в отложениях палеогена тропических и субтропических областей. М., «Наука», 1969. 189 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 202).
**Кригер Н. Н.** О строении Солигорской конечной морены и о древнейшем оледенении в Белоруссии.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967.
**Кропоткин П. А.** Исследования о ледниковом периоде.— «Зап. ИРГО по общей географии», 1876, т. 7, вып. 1, 717+70+9 с.
**Кроуэлл Д.** Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 69—83.
**Кузин И. Л.** Об отсутствии материковых оледенений в северо-западной части Западно-Сибирской низменности.— «Геол. и геохим.», 1960, вып. 3 (IX), с. 102—110.
**Кузин И. Л.** Геоморфологические уровни севера Западной Сибири.— В кн.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 310—338. (Труды ВНИГРИ, вып. 225).
**Кузин И. Л., Пасурманский И. М., Перугин Н. Н., Чочиа Н. Г.** О некоторых методах выявления новейших тектонических движений нефтеносных платформенных областей.— В кн.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 192—205.
**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. серия», 1961, т. 64, с. 61—70.
**Кузин И. Л., Чочиа Н. Г.** Проблема оледенения Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 177—187.
**Кулаков Ю. Н.** Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 12. Л., 1959, с. 116—126. (Труды НИИГА, т. 107).
**Кулаков Ю. Н.** Новейшая тектоника Таймырской низменности.— «Труды НИИГА», 1960, т. 106, с. 275—277.
**Кулик Н. А.** Отчет о работах на Югорском полуострове в 1914 г.— «Труды Геол. и минерал. музея АН», 1922, т. 3, вып. 3.
**Кулик Н. А.** О северном постплиоцене.— «Геол. вестник», 1926, т. 6, № 1—3.
**Куликов Н. Н.** Осадкообразование в Карском море.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 437—447.
**Куница Н. А.** Моллюски четвертичных (антропогеновых) отложений Могилев-Подольского Приднестровья.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 134—149.
**Купцова И. А., Парамонова Н. В.** Диатомеи акчагыльских и апшеронских отложений Прикаспийской низменности.— В кн.: Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М., «Наука», 1968, с. 57—61.
**Лаврова М. А.** О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р. Ваги до Конецгорья.— «Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четв. периода», 1937, вып. 1, с. 152—177.
**Лаврова М. А.** О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме.— В кн.: Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 64—79. (Труды ИГ АН СССР, вып. 37).
**Лаврова М. А.** К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района.— «Уч. зап. ЛГУ. Сер. геогр.», 1949, № 124, вып. 6, с. 14—51.
**Лаврова М. А.** Четвертичная геология Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960. 235 с.
**Лаврова М. А.** Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии севера СССР с эемской в Западной Европе.— «Труды ИГ АН ЭССР», 1961, вып. 8, с. 65—88.
**Лаврова М. А.** Основной разрез верхнего плейстоцена Ленинградского района.— В кн.: Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 125—139.
**Лаврова М. А.** Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря.— В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968, с. 140—163.
**Лаврова М. А., Троицкий С. Л.** Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. Доклады советских геологов к XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960, 124—136.

**Лаврушин Ю. А.** Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969. 181 с.
**Лаврушин Ю. А.** Фации и закономерности формирования основных морен материковых оледенений. Автореф. докт. дис. М., 1973. 50 с.
**Лаврушин Ю. А.** Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., «Наука», 1976. 239 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 288).
**Лазуков Г. И.** К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений бассейна Нижней Оби.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 388—400.
**Лазуков Г. И.** О гляциально-морских отложениях на севере Евразии.— «Вест. МГУ. Серия V. География», 1960, № 3, с. 48—53.
**Лазуков Г. И.** Древние погребенные долины на севере Западной Сибири.— «Вест. МГУ. Серия V. География», 1962, № 5, с. 18—23.
**Лазуков Г. И.** Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития севера Западной Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», $1965_1$, с. 53—62.
**Лазуков Г. И.** Четвертичные оледенения Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, $1965_2$, с. 36—55.
**Лазуков Г. И.** О стоке западносибирских рек в эпохи оледенений.— «Бюл. КИЧП», 1966, № 32, с. 9—17.
**Лазуков Г. И.** Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М., Изд-во МГУ, 1970. 323 с.
**Лазуков Г. И.** Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). М., Изд-во МГУ, 1972. 128 с.
**Лазуков Г. И., Назаревич Б. П.** Отложения нижнечетвертичного оледенения в бассейне Нижней Оби.— «Вест. МГУ. Серия IV. Геология», 1962, № 2, с. 60—66.
**Лазуков Г. И., Рейнин И. В.** Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья.— В кн.: Решения и труды Межвед. совещ. по доработке и уточнению унифицир. и корреляц. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 389—399.
**Лазуков Г. И., Соколова Н. С.** Некоторые вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений низовий Оби.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959, с. 343—359.
**Лаухин С. А.** Первая датировка плейстоценовых отложений по $C^{14}$ в Приангарье и ее значение для выяснения палеогеографии сартанского века.— В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966, с. 219—224.
**Лаухин С. А.** Фауна и возраст аллювиальных отложений I надпойменной террассы рек юго-западной части Сибирской платформы.— «Бюл. ком. по изуч. четв. периода», 1968 (1967), № 34, с. 140—144.
**Лебедев В. Д.** Пресноводная четвертичная ихтиофауна европейской части СССР. М., изд. МГУ, 1960. 404 с.
**Лев О. М.** Комплексы остракод из позднекайнозойских морских отложений севера европейской части СССР, Западной Сибири и их стратиграфическое значение.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., ГИМИЗ, 1970, с. 352—355.
**Лев О. М., Исаева И. Н.** О чертах сходства и отличия позднекайнозойских остракод Сахалина и севера Евразии.— В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л., изд. ГО СССР, 1971, с. 120—125.
**Левина Т. П.** Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений из приледниковой зоны Самаровского оледенения (бассейн Енисея).— В кн.: Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М., «Наука», 1964, с. 208—217.
**Левина Т. П.** Спорово-пыльцевая характеристика основных разрезов позднеплиоценовых и четвертичных отложений. Приенисейская часть низменности.— В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1970, с. 95—119, 220—245.
**Левина Т. П.** К палинологической характеристике морского плейстоцена западной части Таймырской низменности.— В кн.: Морской плейстоцен Сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», 1971, с. 85—99. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).
**Левина Ф. М.** Палинологическая характеристика четвертичных отложений района Обской и Тазовской губы.— В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Вып. 2. Л., 1961, с. 162—176. (Труды НИИГА, т. 124).
**Левковская Г. М.** Стратиграфия голоценовых отложений севера Западной Сибири по данным спорово-пыльцевого анализа.— В кн.: Проблемы палеогеографии. Л., изд. ЛГУ, 1965, с. 214—227.
**Левковская Г. М.** Новые палинологические данные по позднеледниковым и голоценовым отложениям севера Западной Сибири.— В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», $1966_1$, с. 182—184.
**Левковская Г. М.** Особенности интерпретации палинологического анализа четвертичных отложений севера Западной Сибири.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», $1966_2$, с. 319—324.
**Левковская Г. М.** Закономерности распределения пыльцы и спор в современных и голоценовых отложениях севера Западной Сибири. Автореф. канд. дис. Л., 1967. 20 с.
**Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Пятницкий В. К.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Березовского газоносного района Западно-Сибирской низменности.— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1960, т. 36.
**Лидер В. А.** Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белогорского материка на р. Оби.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М., «Недра», 1965, с. 63—72.
**Липагина В. Я.** Значение остракод для корреляции четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 125—135.
**Лисицын А. П.** Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966. 574 с.
**Лисицын А. П.** Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974. 438 с.
**Логвиненко Н. В.** К проблеме глауконитообразования в океанах.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. Доклады советских геологов к XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976, с. 176—190.
**Ложкин А. В.** Абсолютная геохронология и события плейстоцена на территории Северо-Востока СССР.— В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975, с. 126—129.
**Ломаченков В. С.** Об основных этапах геологического развития Лено-Колымской приморской низменности в позднечетвертичную и современную эпохи.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 283—288.
**Лопатин И. А.** Дневник Туруханской экспедиции 1866 г.— «Зап. ИРГО по общей географии», 1897, т. 28, № 2. 191 с.
**Лунгерсгаузен Г. Ф.** Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений).— «Сов. геология», 1955, сб. 45, с. 58—77.
**Лунгерсгаузен Г. Ф.** Следы нижнечетвертичных оледенений в Восточной Сибири и их вероятные европейские аналоги.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы. М., «Наука», 1967, с. 174—181.
**Мадерни У. Н.** О находке створок плиоценового *Unio sibiricus* в аллювиальных отложениях бассейна р. Оленек.— «Геол. и геофиз.», $1968_1$, № 1, с. 132—135.
**Мадерни У. Н.** Кайнозойские пресноводные моллюски континентальных отложений Северо-Западного Казахстана и юга Западной Сибири. Автореф. канд. дис. Л., $1968_2$. 16 с.
**Марков К. К.** Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— «Труды ГГУ», 1931, вып. 117.
**Марков К. К.** Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948. 343 с.
**Марков К. К.** Очерки по географии четвертичного периода. М., Географгиз, 1955. 347 с.
**Марков К. К.** Антарктида в четвертичном периоде.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 131—134.
**Марков К. К., Величко В. А.** Четвертичный период. Т. 3. Материки и океаны. М., «Недра», 1967. 440 с.
**Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.** Четвертичный период. Т. I. Территория СССР. М., изд. МГУ, 1965. 372 с.
**Мартынов В. А.** Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропогеновые) отложения южной части Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1965. 25 с.
**Мартынов В. А.** Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 9—22.
**Мартынов В. А., Мизеров Б. В., Стрелков С. А.** Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Западной Сибири.— «Бюл. КИЧП», 1964, № 29, с. 3—14.
**Масао М., Масао Г., Мицуо Ф.** Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968. 719 с.
**Матвеева О. В.** Основные спорные вопросы применения спорово-пыльцевого анализа для расчленения антропогеновых отложений Западной Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 320—327.
**Межвилк А. А.** Четвертичные отложения Северного Хараулаха.— «Труды НИИГА», 1961, т. 117.
**Межвилк А. А.** Новые данные о морских четвертичных отложениях Норильского плато.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1963, вып. 1, с. 170—175.
**Методическое руководство** по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М., Госгеолтехиздат, 1954, ч. 1, 303 с.; 1955, ч. 2, 489 с.
**Мизеров Б. В.** Разрез четвертичных отложений по р. Собольей — левому притоку р. Таза.— В кн.: Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности. Новосибирское кн. изд-во, 1956, с. 145—154. (Труды ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 15).
**Мизеров Б. В.** Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 435—447.

**Мизеров Б. В., Шацкий С. Б., Богдашев В. А., Стрижова А. И., Черноусов С. И.** Схема стратиграфии четвертичных отложений Каргасокского, Нарымского и Томского Приобья.— В кн.: Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1967, с. 50—62.

**Миланкович М.** Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.— Л., 1939.

**Миллер Р.** Четвертичные пресноводные рыбы Северной Америки.— В кн.: Четвертичный период в США. Т. II. М., «Мир», 1969, с. 174—192.

**Морской атлас.** Т. 2. Изд. Гл. Штаба ВИС, 1953.

**Муратов М. В.** О верхнечетвертичной (вюрмской) фауне моллюсков на дне Средиземного моря.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1964, т. 39 (2).

**Нагинский Н. А.** Нагорные морены и фазы развития Уральского ледникового покрова Западно-Сибирской низменности.— «Природа», 1948, № 12.

**Нагинский Н. А.** Оледенение Западно-Сибирской низменности.— «Природа», 1950, № 12, с. 14—21.

**Наливкин Д. В.** Учение о фациях. Т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956. 434 с.

**Наливкин Д. В.** Малоатлымские дислокации на р. Оби.— В кн.: Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 256—266. (Труды ВНИГРИ, вып. 158).

**Наливкин Д. В.** Геология СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962. 814 с.

**Нащокин В. Д.** Остатки ископаемой древесины из четвертичных отложений Сибири и значение их изучения для стратиграфии и палеогеографии.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 335—339.

**Невесская Л. А., Ильина Л. Б.** История Черного моря и его обитателей в позднечетвертичное время (на примере изучения моллюсков).— В кн.: Палеонтологические критерии объема и ранга стратиграфических подразделений. М., «Наука», 1966, с. 78—84.

**Никитин В. П.** Семенные флоры четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 328—341.

**Никитин В. П.** Семенные флоры неогена южной части Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1967. 28 с.

**Никитин В. П.** Семенные флоры неогена Западной Сибири.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1968.

**Никитин П. А.** Четвертичные семенные флоры с берегов р. Оби.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Томск, изд. ЗСГУ, 1940, № 12 (54). 33 с.

**Никифорова К. В.** Нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы.— В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 4. М., ВИНИТИ, 1973, с. 50—101.

**Никифорова К. В., Краснов И. И., Александрова Л. П., Васильев Ю. М., Константинова Н. А., Чепалыга Л. А.** Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых — нижнеплейстоценовых отложений юга СССР.— В кн.: Геология четвертичного периода. Инженерная геология. Проблемы гидрогеологии аридной зоны. Доклады советских геологов к XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976, с. 101—119.

**Николаев В. А.** К вопросу о возрасте морских четвертичных отложений северной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 59—64.

**Обручев В. А.** История геологического исследования Сибири. Периоды первый — пятый. Л., Изд-во АН СССР. Вып. 1, 1931; вып. 2 (1801—1850), 1933. 257 с.; вып. 3 (1851—1888), 1934. 354 с.; вып. 2 (1889—1917), 1937. 573 с.

**Обручев В. А.** История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940). М.— Л., Изд-во АН СССР. Вып. 1, 1949. 38 с.; вып. 2, 1947. 63 с.; вып. 3, 1947. 108 с.; вып. 5, 1945. 126 с.; вып. 8, 1946. 80 с.; вып. 9, 1959. 199 с.

**Павлов А. П.** Ледниковые и межледниковые эпохи в Европе и их отношение к ископаемому человеку.— «Бюл. МОИП. Отд. геол. Нов. серия», 1922, т. XXXI, с. 24—81.

**Петров О. М.** Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., «Наука», 1966. 258 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 155).

**Пирожников П. Л.** К географическому познанию области, находящейся между р. Тазом и р. Енисеем.— «Землеведение», 1931, т. 33, вып. 1—2, с. 3—15.

**Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г., Уманец В. Н.** Палеогеография междуречья Мархи и Тюнга в кайнозое в связи с историей формирования алмазоносных россыпей (Восточная Сибирь).— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Вып. 5. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1963, с. 81—96. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 90).

**Покровская И. М.** Роль палеопалинологических исследований при изучении четвертичных отложений.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Вып. 6. М., «Недра», 1967, с. 33—38. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 145).

**Покровская И. М., Панова Л. А.** Палинологические комплексы четвертичных отложений северной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 447—453.

**Полуостров Ямал** (инженерно-геологический очерк). М., Изд-во МГК, 1975. 278 с.

**Полькин Я. Н., Стрелков С. А.** Северо-западная часть Среднесибирского плоскогорья.— В кн.: Четвертичные отложения Советской Арктики. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 124—143.

**Попов А. И.** Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири.— «Вопр. географии», 1949, сб. 12, с. 29—54.

**Попов А. И.** Морозобойные трещины и проблема ископаемых льдов.— «Труды ИМ», 1952, т. IX.

**Попов А. И.** Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата.— «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1953, № 2, с. 29—41.

**Попов А. И.** Четвертичный период в Западной Сибири.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959, с. 360—384.

**Попов А. И.** Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 76—88.

**Попов Г. И.** Значение моллюсков для корреляции континентальных и морских отложений нижнего и среднего плейстоцена Понто-Каспийского бассейна.— В кн.: Международный коллоквиум по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы. (Тезисы докладов). М., 1969, с. 32—34.

**Поспелова Г. А., Ларионова Г. Я.** Палеомагнитные исследования керна плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато.— В кн.: Хронология ледникового века. Л., изд. ГО СССР, 1971, с. 135—139.

**Последний европейский ледниковый покров.** М., «Наука», 1965. 220 с.

**Проводников Л. Я.** Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). М-б 1 : 5 000 000. Краткая объяснительная записка. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1963. 54 с.

**Пуминов А. П.** Вещественный состав и условия формирования мезозойских и кайнозойских отложений севера Центральной Сибири. Л., 1952. 111 с. (Труды НИИГА, т. 74).

**Пуминов А. П.** Основные этапы истории растительности в верховьях рек Оленек и Мархи в четвертичном периоде.— В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 2. Л., изд. НИИГА, 1957, с. 76—80.

**Пуминов А. П.** Четвертичные спорово-пыльцевые спектры в осадках речных террас востока Среднесибирского плоскогорья и их значение для стратиграфических и палеогеографических сопоставлений.— «Уч. зап. НИИГА. Серия палеонтол. и стратигр.», 1964, вып. 5, с. 16—56.

**Равский Э. И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.

**Рейнин И. В.** Новые данные о четвертичных отложениях бассейна р. Надым.— «Труды ВНИГРИ», 1960, вып. 158.

**Решения и труды** Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961.

**Решения и труды** Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21—27 марта 1967 г.). Ч. II. Тюмень, 1970. 214 с.

**Решение** четвертичной комиссии Уральского межведомственного стратиграфического совещания.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М., «Недра», 1965, с. 244—249.

**Рогожин В. В.** Эрратические валуны в северо-западной части Сибирской платформы, их распространение и генезис.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 3, с. 130—133.

**Романов А. А.** Геоморфологический очерк северо-западного района Якутской АССР.— «Труды СОПС. Якутская АССР», 1932, вып. 1.

**Ронкина З. З.** Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., «Недра», 1965. (Труды НИИГА, т. 146).

**Рубина Н. В.** Комплексы диатомей в отложениях туртасской свиты Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М., «Наука», 1968, с. 61—66.

**Руджевич М. Я., Волков И. А.** О природе дизъюнктивных дислокаций Казымского района в Нижнем Приобье.— «Сов. геология», 1959, № 5, с. 149—152.

**Руджевич М. Я., Ослоповский А. П.** О природе дислокаций палеогеновых отложений в бассейне р. Полуя в Нижнем Приобье.— «Труды СНИИГГИМС. Серия нефт. геол.», 1961, вып. 14, с. 15—20.

**Рухин Л. Б.** Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961. 779 с.

**Рябухин Г. Е.** Геологическое строение и нефтеносность района Усть-Порта на р. Енисей.— «Пробл. Арктики», 1939, № 10—11.

Сакс В. Н. О четвертичном оледенении севера Сибири.— «Arctica», 1936, вып. 4.
Сакс В. Н. Новые данные о геологическом строении района Усть-Енисейского Порта.— «Пробл. Арктики», 1939, № 10—11, с. 41—51.
Сакс В. Н. Основные моменты четвертичной истории юго-восточного побережья Карского моря.— «Пробл. Арктики», 1940, № 5.
Сакс В. Н. Новые данные о геологическом строении бассейна р. Пясины.— «Труды ГГУ Главсевморпути», $1945_1$, вып. 16, с. 3—64.
Сакс В. Н. Некоторые данные о вечной мерзлоте в бассейне р. Пясины.— «Труды ГГУ Главсевморпути», $1945_2$, вып. 21, с. 29—43.
Сакс В. Н. К стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии.— «Докл. АН СССР», $1945_3$, т. 46, № 6, с. 262—265.
Сакс В. Н. Четвертичные отложения Таймырского полуострова и прилегающих островов.— «Пробл. Арктики», $1945_4$, № 2.
Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. «Труды ГГУ Главсевморпути», 1946, вып. 22.
Сакс В. Н. Новые данные к стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 7, № 2, с. 175—178.
Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л., 1948. 134 с. (Труды АНИИ, т. 201).
Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Л., $1951_1$. 114 с. (Труды НИИГА, т. 14).
Сакс В. Н. Четвертичные двустворчатые моллюски Полярного бассейна.— «Труды НИИГА», $1951_2$, т. 19.
Сакс В. Н. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, $1952_1$, с. 187—195.
Сакс В. Н. Условия образования донных осадков в арктических морях СССР. Л.— М., изд. ГУСМП, $1952_2$. 140 с. (Труды НИИГА, вып. 35).
Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.— М., Изд-во Мин. мор. и реч. флота, 1953. 627 с. (Труды НИИГА, т. 77).
Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 8. Л., 1959, с. 151—163. (Труды НИИГА, т. 96).
Сакс В. Н. Четвертичное оледенение Северной Азии по работам В. А. Обручева.— В кн.: Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 78—95.
Сакс В. Н., Антонов К. В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского Порта.— «Труды ГГУ Главсевморпути», 1945, вып. 16, с. 65—117.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М., 1957. 232 с. (Труды НИИГА, т. 90).
Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И., Басов В. А., Бондаренко Н. М. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
Сакс В. Н., Ширяев И. Е. Основные итоги маршрутных геологических исследований по левым притокам Енисея, Пелятке, Яре и Танаме.— «Труды ГГУ Главсевморпути», 1945, вып. 16, с 118—143.
Семевский Д. В. Плейстоценовые отложения Шпицбергена.— В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л., изд. НИИГА, 1967, с. 205—238.
Семенов И. Н. О находке комплекса третичной микрофауны в рыхлых отложениях Воркутской мульды.— В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., Изд-во МГУ, 1963, с. 10—11.
Семенов Ю. П. Минеральный состав современных отложений Северного Ледовитого океана.— В кн.: Геология моря. Вып. 2. Л., 1973, с. 38—44.
Серебряный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии. М., «Недра», $1965_1$.
Серебряный Л. Р. Очерк палеогеографии и стратиграфии плейстоцена Дании.— «Baltica», $1965_2$, v. 2, с. 245—259.
Серебряный Л. Р. Физическая география и четвертичная геология Дании. М., «Наука», 1967.
Серебряный Л. Р., Чеботарева Н. С. Некоторые дискуссионные вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений центра и северо-запада Русской равнины (в связи с данными радиоуглеродного метода).— В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М., изд. АН СССР, 1963, с. 74—85.
Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. I. Палеоген и неоген. Л., изд. ЛГУ, 1965.
Слободин В. Я. Комплексы форминифер опорных разрезов позднего кайнозоя Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967, с. 36—37.
Слободин В. Я., Михалюк Ю. И. О генезисе и стратиграфическом положении «зырянского горизонта».— 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.: Материалы к проблемам позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969, с. 115—130.
Слободин В. Я., Суздальский О. В. О возрастной интерпретации и палеомагнитной характеристике позднекайнозойских отложений Норильского района.— В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., изд. ГО СССР, 1973, с. 200—202.
Слободин В. Я., Суздальский О. В., Левина Ф. Н., Лев О. М. Опорный разрез плейстоцена Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967, с. 41—43.
Соколов В. Н. Геологическое строение северной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Геология Советской Арктики. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 105—133. (Труды НИИГА, т. 81).
Соколов В. Н. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. Л., 1960. 153 с. (Труды НИИГА, т. 100).
Соколов Н. И. Склоны Норильска.— В кн.: Тезисы докладов Всес. совещ. по изучению четвертичного периода. М., 1957.
Соколов Н. И. Некоторые данные о стратиграфии четвертичных отложений долины рек Норильской и Рыбной.— В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 177—178.
Соколова Н. С. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений бассейна Нижней Оби.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 56—72.
Сочава В. Б. Тундры бассейна реки Анабар.— «Изв. ГГО», 1933, т. 65, вып. 4.
Список радиоуглеродных датировок, выполненных в лабораториях СССР на 1 января 1962 г.— В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 137—153.
Станищева О. Н. Материалы к палеокарпологической характеристике четвертичных отложений низовьев р. Енисея. Л., изд. НИИГА, 1965.
Станищева О. Н. Распространение элементов лесной растительности в низовьях р. Енисея в верхнечетвертичное время.— В кн.: Растительность лесотундры и пути ее освоения. Л., «Наука», 1967, с. 266—270.
Старосельцев В. С. Применение валунно-поискового метода при открытии Талнахского месторождения медно-никелевых руд.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 453—461.
Стефановский В. В. Четвертичные отложения восточного склона Южного Урала и Зауралья.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М., «Недра», 1965, с. 172—190.
Стефановский В. В. Антропоген Южного Зауралья. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1975. 19 с.
Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л., «Недра», 1965. 71 с.
Стрелков С. А. История ландшафтов низовьев Енисея в четвертичный период. Л., 1951. 150 с. (Труды НИИГА, т. 15).
Стрелков С. А. Автореферат отчета «Геологический и геоморфологический очерк бассейна верхнего течения р. Ангары».— В кн.: Рефераты. Сб. 2. Л., изд. ГУСМП, 1952, с. 24—28. (Труды НИИГА, т. 38).
Стрелков С. А. Стратиграфия четвертичных отложений севера Западной Сибири и Таймырской низменности.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 373—382.
Стрелков С. А. Север Сибири. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1965. 336 с.
Стрелков С. А., Дибнер В. Д., Загорская Н. Г., Соколов В. Н., Егорова И. С., Полькин Я. И., Кирюшина М. Т., Пуминов А. П., Яшина З. И. Четвертичные отложения Советской Арктики. М., Госгеолтехиздат, 1959. 253 с. (Труды НИИГА, т. 91).
Стрелков С. А., Сакс В. Н., Архипов С. А., Волкова В. С. Проблема четвертичных оледенений Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 188—205.
Стрелков С. А., Троицкий С. Л. Геологическое строение и рельеф междуречья Большой Хеты и Мессо и бассейна р. Соленой.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым низовьев р. Енисея и Западного Таймыра. М.— Л., изд. Главсевморпути, 1953, с. 5—55. (Труды НИИГА, т. 60).
Суздальский О. В. О генезисе моренных суглинков и подстилающих их отложений на севере Западной Сибири.— «Труды НИИГА», 1965, т. 143, с. 180—189.
Суздальский О. В. Морские фации плейстоценовых отложений Усть-Енисейской впадины. Автореф. канд. дис. Л., $1966_1$. 25 с.
Суздальский О. В. Фациальная интерпретация видового состава комплексов морских моллюсков.— «Уч. записки НИИГА. Регион. геол.», $1966_2$, вып. 7.
Суздальский О. В. Разрез плейстоцена и голоцена краевой части Усть-Енисейской впадины.— В кн: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967, с. 47—48.

**Суздальский О. В.** Шельфовая формация Субарктики (опыт единой генетической классификации морских и континентальных отложений).— В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969, с. 110—114.

**Суздальский О. В.** Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., «Наука», 1976. 112 с.

**Суздальский О. В., Гусев Б. В.** Некоторые данные о магнитной восприимчивости и палеомагнитной характеристике позднекайнозойских отложений Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., изд. НИИГА, 1967, с. 53—55.

**Суздальский О. В., Комарова А. Е.** Аутигенные минералы морских послеплиоценовых отложений низовьев р. Енисея.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1964, вып. 4, с. 167—178.

**Суздальский О. В., Слободин В. Я.** Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Западной Сибири в зоне трансгрессий.— В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969, с. 131—139.

**Суздальский О. В., Слободин В. Я., Лев О. М.** Основные этапы миграций морской фауны и корреляция разрезов позднего кайнозоя Евразии.— В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л., изд. ГО СССР, 1971, с. 143—147.

**Суздальский О. В., Слободин В. Я., Лев О. М.** Реконструкция уровней арктических палеобассейнов на основе анализа комплексов бентоносных организмов.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., изд. ГО СССР, 1975, с. 43—48.

**Суздальский О. В., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Лев О. М.** Опорный разрез дозырянской части плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины и его биостратиграфическое обоснование. Л., изд. НИИГА, 1965.

**Суздальский О. В., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Лев О. М.** Новая стратиграфическая схема плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1967, вып. 10, с. 38—43.

**Сукачев В. Н.** К вопросу об изменении климата и растительности на севере Сибири в послетропическое время.— «Метеорол. вестник», 1922, т. 32, № 1—4.

**Сурова Т. Г., Троицкий С. Л., Пунинг Я.-М. К.** Развитие оледенения Полярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (в связи с изучением отложений ледниково-подпрудных озер).— В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. Вып. 23. М., 1974, с. 61—68.

**Сухорукова С. С.** Литогенетические особенности морских санчуговских отложений на Енисейском Севере.— В кн.: Морской плейстоцен Сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», $1971_1$, с. 44—54. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).

**Сухорукова С. С.** Условия образования четвертичных морских отложений Енисейского Севера.— «Геол. и геофиз.», $1971_2$, № 3, с. 109—118.

**Сухорукова С. С.** О плотности четвертичных отложений севера Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений Севера Евразии. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 113—125.

**Сухорукова С. С.** Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера. Новосибирск, «Наука», 1975, 132 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 260).

**Сухорукова С. С., Гудина В. И.** Некоторые условия образования осадков и распределение фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 97—106.

**Тейлор Д.** Плейстоценовые континентальные моллюски Северной Америки.— В кн.: Четвертичный период в США. Т. 2. М., «Мир», 1969, с. 193—216.

**Толль Э. В.** Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду.— «Зап. РГО по общ. геогр.», 1897, т. 33, № 1.

**Толмачев А. И.** К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1954.

**Толмачев А. И.** Теоретические проблемы изучения флоры Арктики.— «Пробл. Севера», 1964, № 8.

**Толмачев И. П.** О новых находках по геологии Сибири.— «Труды Петербург. о-ва естествоиспыт.», 1903, т. 34, вып. 1.

**Томская А. И.** История растительности в четвертичном периоде.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., «Наука», 1973, с. 99—102.

**Троицкий С. Л.** Количественные характеристики комплексов морской фауны в санчуговских и казанцевских слоях четвертичных отложений Енисейского Севера.— В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 12. Л., изд. НИИГА, 1958, с. 80—93.

**Троицкий С. Л.** Современная и ископаемая *Macoma baltica* (L.) на побережье моря Лаптевых.— «Докл. АН СССР», $1961_1$, т. 136, № 2, с. 449—452.

**Троицкий С. Л.** Четвертичные отложения и рельеф северо-восточного побережья Гыданского полуострова, северо-западной окраины Таймырской низменности и прилегающей части гор Быррранга. Автореф. канд. дис. Л., $1961_2$. 19 с.

**Троицкий С. Л.** О палеонтологических и палеобиографических методах при биостратиграфическом изучении отложений.—«Труды НИИГА», 1962, т. 121, с. 121—129.



**Троицкий С. Л.** Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода севера Сибири. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1964, с. 48—65. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 9).

**Троицкий С. Л.** Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Быррранга. М., «Наука», 1966. с. 207.

**Троицкий С. Л.** Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири.— «Докл. АН СССР», $1967_1$, т. 174, № 6, с. 1409—1412.

**Троицкий С. Л.** Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения.— В кн.: Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, $1967_2$, с. 8—19.

**Троицкий С. Л.** Общий обзор морского плейстоцена Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 32—43.

**Троицкий С. Л.** Общий обзор плейстоценовых морских фаун северного побережья Евразии.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., ГИМИЗ, 1970, с. 179—185.

**Троицкий С. Л.** Предисловие.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», 1971, с. 5—7.

**Троицкий С. Л.** Морской плейстоцен северного побережья Азии.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», $1972_1$, с. 95—100.

**Троицкий С. Л.** Палеозоогеографическое районирование плейстоценовых морских бассейнов северной Евразии по распространению моллюсков.— В кн.: Географические проблемы Сибири. Новосибирск, «Наука», $1972_2$, с. 178—191.

**Троицкий С. Л.** Морские аналоги тобольского горизонта на севере Западной Сибири.— В кн.: Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. Новосибирск, «Наука», $1975_1$, с. 74—82 (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 210).

**Троицкий С. Л.** Современный антигляциализм. Критический очерк. М., «Наука», $1975_2$. 164 с.

**Троицкий С. Л.** Четвертичная система.— В кн.: Мезозой и кайнозой Сибири и смежных регионов. Палеонтология, стратиграфия, палеобиогеография. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 67—127.

**Троицкий С. Л., Даценко В. А.** Результаты тематических полевых работ в низовьях р. Енисея в 1957 году.— «Инф. бюл. НИИГА», 1957, вып. 6, с. 42—45.

**Троицкий С. Л., Кулаков Ю. Н.** Колебания уровня океана и рельеф побережий.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. I. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1976, с. 351—405.

**Троицкий С. Л., Шумилова Е. В.** Стратиграфия и минералого-петрографические особенности четвертичных отложений в разрезе Воронцовского яра в низовьях Енисея.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1974, с. 5—37.

**Уманская А. Д.** Новые данные о неоген-четвертичных отложениях бассейна реки Северной Сосьвы.— В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., изд. НИИГА, 1969, с. 105—109.

**Урванцев Н. Н.** Четвертичное оледенение Таймырского края.— «Природа», 1930, № 4.

**Урванцев Н. Н.** Таймырская геологическая экспедиция 1929 г.— «Труды ГГРУ», $1931_1$, вып. 65. 43 с.

**Урванцев Н. Н.** Следы четвертичного оледенения центральной части севера Сибири.— «Труды ГГРУ», $1931_2$, вып. 113. 54 с.

**Урванцев Н. Н.** Четвертичное оледенение Таймыра.— «Бюл. КИЧП», $1931_3$, № 3, с. 23—42.

**Урванцев Н. Н.** Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 502—508.

**Ушакова М. В.** Находки планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 53—54 (Труды СНИИГГиМС, вып. 2).

**Филатова З. А.** Двустворчатые моллюски.— В кн.: Определитель фауны и флоры северных морей СССР. М., «Советская наука», 1948.

**Филатова З. А.** Общий обзор фауны двустворчатых моллюсков северных морей СССР.— «Труды Ин-та океанологии АН СССР», $1957_1$, т. 20.

**Филатова З. А.** Зоогеографическое районирование северных морей по фауне двустворчатых моллюсков.— «Труды Ин-та океанологии АН СССР», $1957_2$, т. 23.

**Филимонова Л. А.** К истории растительности Иркутского амфитеатра в антропогене.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., «Наука», 1973, с. 103—105.

**Фирсов Л. В., Сухорукова С. С.** О «четвертичном» глауконите мелового возраста в низовьях Енисея.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 4, с. 914—917.

**Флинт Р. Ф.** Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963. 576 с.

**Фольц А. А.** О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Геология и нефтеносность запада Западно-Сибирской

низменности. Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 178—182. (Труды ВНИГРИ, вып. 140).
**Фрадкин М. М.** Петрографический состав валунов на севере Западно-Сибирской низменности.— «Бюл. КИЧП», 1946, № 8, с. 82—94.
**Фрей Д.** Очерк биогеографии других беспозвоночных.— В кн.: Четвертичный период в США. Т. 2. М., «Мир», 1969, с. 217—246.
**Фрейман Е. В.** Планктонные фораминиферы раннего олигоцена на юге Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1969. (Труды СНИИГГиМС, серия регион. геол., вып. 84).
**Френцель Б., Тролль К.** Растительные зоны Северной Евразии во время последнего оледенения.— В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., ИЛ, 1955, с, 22—39.
**Хабаков А. В.** Геологическое строение Карского побережья северо-восточного Пай-Хоя.— «Труды ГГУ Главсевморпути», 1945, вып. 20, с. 56.
**Хейзен Б., Холлистер Ч.** Мутьевые потоки и оледенения.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 83—93.
**Хиббард К., Рей Д., Сэвидж Д., Тейлор Д., Гилдей Дж.** Четвертичные млекопитающие Северной Америки.— В кн.: Четвертичный период в США. Т. 2. М., «Наука», 1969, с. 150—173.
**Хольтедаль У.** Геология Норвегии. Т. 2. М., ИЛ, 1958. 394 с.
**Хотинский Н. А.** Сопоставление схем зонального деления позднe- и послеледникового времени с помощью синхронизирующих уровней.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 1, с. 74—77.
**Хотинский Н. А.** Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта — Сернандера.— В кн.: Голоцен. М., «Наука», 1969, с. 78—90.
**Цейнер Ф.** Плейстоцен. М., ИЛ, 1963. 502 с.
**Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Вигдорчик М. Е., Фаустова М. А., Бискэ Г. С., Вайтенукас П. П., Гуделис В. К., Девятова Э. И.** Главные этапы деградации и краевые зоны.— В кн.: Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965, с. 26—44.
**Чепалыга А. Л.** Комплексы антропогеновых пресноводных моллюсков юга Русской равнины и их стратиграфическое значение.— В кн.: Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии. М., «Наука», 1965, с. 56—67.
**Чепалыга А. Л.** Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1967. 222 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 166).
**Чепулите В. А.** О нижнеплейстоценовых отложениях Юго-Восточной Литвы.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы. М., «Наука», 1967, с. 144—148.
**Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Кинд Н. В., Форова В. С., Сулержицкий Л. Д.** Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР.— «Геохимия», 1964, № 4, с. 315—324.
**Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Кинд Н. В., Форова В. С., Завельский Ф. С., Сулержицкий Л. Д.** Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Сообщ. 2.— «Геохимия», 1965, № 12, с. 1410—1422.
**Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Кинд Н. В., Форова В. С., Сулержицкий Л. Д.** Данные лаборатории геологического института АН СССР. Сообщ. 1—3.— В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966, с. 266—282.
**Чердынцев В. В., Завельский Ф. С. Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д., Форова В. С.** Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Сообщ. 4.— «Бюл. КИЧП», 1969 № 36, с. 172—193.
**Черский И. Д.** К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири.— «Изв. Вост.-Сиб. отдела РГО», 1882, т. 12, № 4—5.
**Черский И. Д.** Описание коллекций послетретичных млекопитающих животных, собранных Новосибирской экспедицией (1885—1886 гг.).— «Зап. АН», 1891, т. 65, прил. № 1. 706 с.
**Чочиа Н. Г.** Основные проблемы современной геологии антропогена СССР.— «Зап. ЛГИ», 1974, т. 67, вып. 2, с. 10—19.
**Чочиа Н. Г., Галеркина С. Г.** Мужинский Урал и его геологическое строение.— В кн.: Геологический сборник, № 6. Л., 1961. (Труды ВНИГРИ, вып. 186).
**Шанцер Е. В.** Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М., Изд-во АН СССР, 1951. 274 с. (Труды Ин-та. геол. наук АН СССР, сер. геол. (№ 55), вып. 135).
**Шанцер Е. В.** Принципы построения и корреляции местных стратиграфических школ четвертичных (антропогеновых) отложений.— «Труды Ком. по изуч. четв. периода», 1957, т. 13, с. 10—20.
**Шанцер Е. В.** О работе VI конгресса Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA) (Польша, 1961 г.).— В кн.: Научные итоги VI конгресса Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. М., «Наука», 1964. с. 7—64.



**Шанцер Е. В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966. 239 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 161).
**Шанцер Е. В.** О динамике накопления и характерных свойствах морен материковых оледенений.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материковых оледенений. Смоленск, $1968_1$.
**Шанцер Е. В.** О принципах генетической классификации континентальных осадочных образований.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. Доклады советских геологов к XXIII сессии МГК. М., «Наука», $1968_2$, с. 35—40.
**Шараф Ш. Г., Будникова Н. А.** Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 291—293.
**Шарудо Е. А., Троицкая Т. С., Репечка М. А.** Изменение температуры вод Японского моря в позднечетвертичное время (по планктонным фораминиферам).— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., «Наука», 1973, с. 115—124.
**Шацкий С. Б.** Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— «Труды Томского ун-та», 1956, т. 133, с. 115—123.
**Шацкий С. Б.** Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 206—217.
**Шварцбах М.** Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. М., ИЛ, 1955. 252 с.
**Шелкопляс В. Н.** Термолюминесцентный метод и его применение для стратиграфии плейстоценовых субаэральных отложений. Автореф. докт. дис. Киев, 1974. 45 с.
**Шумилова Е. В.** Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их роль в палеогеографических реконструкциях. Новосибирск, 1963. 314 с.
**Шумилова Е. В.** Минералого-петрографическая характеристика четвертичных отложений нижнего течения р. Агапы.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч. 2. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 3—25.
**Шумилова Е. В.** Минералого-петрографическая характеристика четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. М., «Наука», $1971_1$. 157 с.
**Шумилова Е. В.** Петрографический состав грубообломочного материала четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», $1971_2$, с. 37—43. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).
**Шумилова Е. В.** Петрографический метод в изучении четвертичных отложений.— В кн.: Научная конференция — 50-летие геологического образования в Томском университете. (Тезисы докладов). Томск, 1972.
**Шумилова Е. В.** К изучению четвертичных отложений севера Западной Сибири.— «Докл. АН СССР», $1973_1$, т. 210, № 5, с. 1187—1190.
**Шумилова Е. В.** Роль терригенно-минералогических и петрографических исследований в изучении четвертичных отложений.— В кн.: Межведомственный семинар по методике изучения четвертичных терригенных отложений в связи с процессами дифференциации. (Тезисы докладов). Пермь, $1973_2$.
**Шумилова Е. В.** Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений низовий Оби. Новосибирск, «Наука», 1974. 80 с.
**Шумилова Е. В., Бузулуцков Ф. С.** Минералого-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», 1971, с. 8—36. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).
**Шумилова Е. В., Николаев В. А.** Терригенно-минералогические провинции четвертичных пород Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их формирования.— В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, 1964, с. 146—151. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 44).
**Шумилова Е. В., Троицкий С. Л.** Гранулометрический и минералогический состав четвертичных отложений в разрезе у зимовья Пустого.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1974, с. 38—69.
**Эдельштейн Я. С.** Геологический очерк Западно-Сибирской равнины.— «Изв. Зап.-Сиб. отдела РГО», 1926, т. 5.
**Эдельштейн Я. С.** К вопросу об оледенении севера Западно-Сибирской равнины.— «Природа», 1931, № 5.
**Эмилиани Ч.** Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций.— В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеорол. изд-во, 1966, с. 251—269.
**Эмилиани Ч.** Палеотемпературы в плейстоцене.— В кн.: Четвертичные оледенения Земли. М., «Мир», 1974, с. 28—38.
**Эпик Э. Дж.** Ледниковые периоды.— В кн.: Планета Земля. М., ИЛ, 1961, с. 172—196.
**Эпштейн С. В.** К вопросу о сопоставлении четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-сибирского плоско-

горья.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 492—501.

Юрцев Б. А. Гипоарктический ботанико-географический пояс и происхождение его флоры. М.— Л., «Наука», 1966. 95 с.

Яковлев С. А. Наносы и рельеф города Ленинграда и его окрестностей.— «Изв. Науч.-мелиор. ин-та», 1926.

Ambrosetti P., Bonadonna F. P. Revisione dei dati sul Plio-Pleistocene in Roma.— "Atti Accad. Gioenia sci. nat. Catania", 1966 (1967), v. 18, p. 33—72.

Andersen B. J. The Quaternary of Norway.— In: The geologic systems. The Quaternary. V. 1. New York — London — Sydney, 1965, p. 90—138.

Andersen S. T. Vegetation and its environment in Denmark in the early weichselian glacial (last glacial).— "Danmarks geol. undersøgelse", 1961, v. II, N 75.

Andersen S. T. Integlacier og interstadialer i Danmarks kvartaer. Et overblik.— "Medd. Dansk geol. foren.", 1965, v. 15, N 4, p. 486—506.

Andrew J. A., Kravitz S. H. Sediment distribution in Deep Areas of the Northern Kara Sea.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. New York — Heidelberg — Berlin, Springer-Verlag, 1974, p. 231—256.

Arpi B., Utech K. En preliminar diskussion om betydelsen av foraminiferfynd i Bornholmsbüchenets glaciala sediment.— "Svensk naturvet. Statens naturvet. forskingsråd. Årsbok", Stockholm, 1967, 20 årg, p. 266—271.

Ashwell I. Y. Radiocarbon ages of shells in the glaciomarine deposits of Western Iceland.— "Geogr. J.", 1967, v. 133, N 1, p. 48—50.

Baden-Powel D. F. W. The Pliocene-Pleistocene boundary in the British deposits.— In: 18-th Int. Geol. Congress. Pt 9. London, 1948, p. 8—10.

Bahnson H. Lithological investigations of some Danish boulderclay propoles.— "Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. N. S.", 1973, N 5, p. 93—109.

Bahnson H., Petersen K. S., Konradi P. B., Knudsen K. L. Stratigraphy of Quaternary deposits in Skaerumnede II boring: Lithology, mollusks and foraminifera.— "Danm. Geol. Unders. Arbog.", 1973, p. 27—62.

Banner F. T., Blow W. H. Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene.— "Nature", 1965, v. 208, N 5016, p. 1164—1166.

Barsch D. Probleme der Quartärforschung in Europa.— "Geogr. Helv.", 1965, Bd 20, N 2, S. 90—95.

Behre K. E. Untersuchungen zur spätglacialen und frühpostglacialen Vegetationsgeschichte ostfrisland.— "Eiszeitalter und Gegenwart", 1966, Bd 17, S. 69—84.

Berggren W. A. Micropaleontology and the Pliocene-Pleistocene boundary in a deep-sea core from the south-central North Atlantic.— "J. Geol.", 1967 (1968), v. 35, N 2, p. 291—311.

Berggren W. A. Cenozoic chronostratigraphy planctonik foraminiferal zonation and radiometric time scale.— "Nature", 1969, v. 224, p. 1072—1075.

Berggren W. A. Tertiary boundaries and correlations.— In: Micropalaeontology of the Oceans. Cambridge Univ. Press, 1971, p. 693—809.

Blitt A. Essay on the immigration of the norwegian flora during alternating rainy and dry periods. Kristiania (Oslo), 1876.

Blow W. H. Late middle eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.— In: Proceedings of the First International conference on planctonic microfossils. 1969, N 1, p. 199—421.

Borns H. W. Preliminary report on the age and distribution of the late Pleistocene ice in north-central Maine.— "Amer. J. Sci.", 1963, v. 261, N 8, p. 738—740.

Broecker W. S., Ku T. L. Caribien cores P6304-8 and P6304-9. New analisis of absolute chronology.— "Science", 1969, N 166, p. 404—406.

Broecker W. S., Thurber D. L. Uranium series dating of corals and oolites from Bahaman Florida key limestones.— "Science", 1965, v. 49, N 3679, p. 58—60.

Broecker W. S., Thurber D. L., Goddard T., Ku T. L., Matthews R. R., Mesolella K. T. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments.— "Science", 1968, N 159, p. 297—300.

Brøgger W. C. Om de senglaciale og postglaciale hivåforandringer i Kristianiafeltet (Molluskfaunen).— "Norges Geol. undersøkelse", 1900, N 31.



Brotzen A. An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden.— "Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlinger", 1961, Bd 83, H. 2, N 505, S. 144—150.

Buch A. De marine interglacial lag ved Inder Bjergum. Foraminiferfauna og stratigrafi.— "Meddr. dansk. geol. foren.", 1955, N 12, p. 593—652.

Cepek A. G. Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Norsteil der DDR.— "Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss.", 1966, A 12, N 3—4, S. 375—404.

Cepek A. G. Stratigraphie und Paläogeographie des Quarters im Nordlichen Teil der DDR.— In: VIII Congress INQUA. Résumés des Communications. Paris, 1969, p. 186.

Chatwin C. P. British regional geology. East Anglia and adjoining areas. London, 1948. 99 p.

Choubert G., Faure-Muret A., Maarleveld G. C. Nouvelles dates isotopiques du Quarternaire marocain et leur signification.— "C. r. Acad. Sci.", 1967, D 264, N 3.

Cox A. Geomagnetic reversals.— "Science", 1969, v. 163, N 3864, p. 237—245.

Crandell D. R. The Glacial History of Western Washington and Oregon.— In: The Quaternary of the United States. N. Y., 1965, p. 341—354.

Dechend W. Marines und brackisches Eem in Raum der Ems-Mündung.— "Geologisches Jahrbuch", 1958, Bd 76.

Dittmer E. Das nordfriesische Eem. Ein Beitrag zur Geschichte der junginterglazialen Nordsee.— "Kieler Meeresforschungen", 1941, Bd 5, H. 1, S. 169—199.

Dittmer E. Neue Ergebnisse zur Erforschung des nordfriesischen Eems.— "Forsch. Fortschr.", 1941, Bd 17, N 3, S. 25.

Donner J. J. The Quaternary of Finland.— In: The geologic systems. The Quaternary. V. 1. New York — London — Sydney, 1965, p. 199—272.

Dort W. S. Nebraskan and Kansas stages: complexity and importance.— "Science", 1966, v. 154, N 3750, p. 771—772.

Dreimanis A. Proposed local stratigraphy of the Wisconsin glacial stage in the area south of London, Southwestern Ontario.— "Contrib. Dep. geol. univ. West Ontario", 1959. 25 p.

Durcham S. W., MacNeil F. C. Cenozoic migrations of marine Invertebrates through the Bering strait region.— In: The Bering land bridge. Stanford Univ. Press, 1967, p. 326—340.

Easterbrook D. J. Void ratios and bulkdensities as means of identifying pleistocene tills.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1964, v. 75, N 8, p. 745—750.

Easterbrook D. J. Pleistocene chronology of Puget Lowland and San Juan Island.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1969, N 80, p. 2273—2286.

Eberl B. Die Eiszeitenfolge in nördlichen Alpenvorlande. Augsburg, 1930.

Einarsson T., Hopkins D. M. The stratigraphy of Tjörnes, Northern Iceland, and the history of the Bering land bridge.— In: The Bering land bridge. California, Stanford Univ. Press, 1967.

Elson S. A. Radiocarbon dates Mya arenacia phase of the Champlain sea.— "Canad. S. Earth Sci.", 1969, v. 6, N 3, p. 367—372.

Elson S. A. Late Quaternary marine submergence of Quebec.— "Rev. géogr. Montreal", 1969, v. 23, N 3, p. 247—258.

Elson S. A., Elson S. B. Phases of the Chengslian sea indicated by litoral mollusks.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1959, v. 70, N 12, pt 2, p. 1596.

Emiliani C. Pleistocene temperatures.— "J. Geol.", 1955, v. 63, p. 538—578.

Emiliani C., Flint R. F. The pleistocene record. The sea. V. 3. London, 1963. 888 p.

Erd K. Pollenanalytische Einstufung von Einzelproben oder invollständiger Profile aus Quartären Sedimenten.— "Abh. Zentr. geol. Inst.", 1965, N 1, S. 19—28.

Ericson D. B., Wollin G. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments.— "Science", 1968, v. 162, N 3859, p. 1227—1234.

Eriksson K. G., Olsson I. U. Några data från en planerad undersökning av en skalbank vid Linddalsskogen, Väjern, mellersta Bohuslän.— In: Teknik och natur. Stud. tillän. Gunnar Beskow. Göteborg, 1967, p. 149—166.

Erye J. C., William H. B., Rubin M., Black R. F. Definition of Wisconsinian stage.— "Geol. Surv. Bull.", 1968, N 1274-E.

**Ewing M., Fray C., Dahlberg E.** Sediments from Argentina continental shelf, preliminary report. (Abstract).— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1960, v. 71, p. 2094.

**Feyling-Hanssen R. W.** A Late Quaternary correlation chart of Norway.— "Norges geol. undersøkelse", 1964, N 223.

**Fisher M. T., Funnel B. M., West R. G.** Foraminifera and pollen from a marine interglacial deposit in the western North Sea.— "Yorkshire Geol. Soc.", 1969, Proc. 37, p. 311—320.

**Flint R. F.** Glacial and pleistocene geology. New York, 1957. 553 p.

**Flint R. F.** Status of the pleistocene Wisconsin stage in Central North America.— "Science", 1963, v. 139, N 3553, p. 402—404.

**Flint R. F.** Introduction.— In: The geologic systems. The Quaternary. V. 1. New York — London — Sydney, 1965, p. 11—22.

**Flint R. F., Brandther F.** Climatic changes since the last interglacial.— "Amer. J. Sci.", 1961, v. 259, p. 321—328.

**Florschütz F.** The subdivisions of the middle and young pleistocene up to the late glacial in the Netherlands, England and Germany, mainly based on the results of paleobotanical investigations.— "Geol. en Mynbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7, p. 245—249.

**Frye T. C., Glass H. D., Kempton T. P., Willman H. B.** Glacial tills of North-Western Illinois.— "Illinois State Geol. Surv.", 1968, N 437.

**Gadd N. R.** Superifical geology of the Ottawa area. Report of progress.— "Geol. Surv. Canada Paper 61—19", 1961, p. 61—19.

**De Geer G.** Kronologi for istiden.— "Geol. Fören. Stockholm Förhandl.", 1884, v. 7, N 3.

**Gijzel P. van der.** Autofluorescence and age of some fossil pollen and spores.— "Nederl. Akad. van Wetenschappen. Ser. B", 1961, Proc. 64, N 1.

**Gijzel P. van der.** Palynology and fluorescence microscopy.— "Rev. Palaeobot., Palynol.", 1967, v. 2, p. 49—79.

**Gijzel P. van der, Hammen T. van der, Wijmstra T. A.** Long-distance correlations of pleistocene deposits in the South America, Spain and the Netherlands.— "Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.", 1967, v. 3, N 1.

**Gilbert M., Heinzelin J.** La limite Plio-Pleistocene dans le bassin de la Mer du Nord.— "Geol. en Mijnbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7.

**Gladenkov Y. B.** The neogene period in the subarctic sector of the Pacific.— In: Marine geology and Oceanography of the Arctic Seas. New York — Heidelberg — Berlin, Springer-Verlag, 1974, p. 271—281.

**Goldwait R. P., Dreimenis A., Forsyth J. L., e. a.** Pleistocene deposits of the Eric Lobe.— In: The Quaternary of the United States. 1965, p. 85—98.

**Gross H.** Die bisherigen Ergebnisse von $C^{14}$ Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliderung und Chronologie des Jungspleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbregebiten.— "Eiszeitalter und Gegenwart", 1958, N 9.

**Hammen T. van der.** Lateglacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands.— Leidse Geol. Med.", 1951, v. 17, N 71.

**Hammen T. van der.** The stratigraphy of the Lateglacial. Pleistocene correlation between the Netherlands and adjacent areas.— "Geol. en Mijnbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7, p. 250—254.

**Hammen Th. van der.** The Quaternary climatic changes of northern South America.— "Ann. N. Y. Acad. Sci.", 1961, v. 95 (1), p. 676—683.

**Hammen Th. van der., Maarleveld G. C., Vogel G. C., Zagwijn W. H.** Stratigraphy climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Notherlande.— "Geol. en Mijnbow", 1967, v. 46, N 3, p. 79—95.

**Hammen T. van der, Vogel J. C.** The Susaca — Interstadial and the subdivision of the Late — Glacial.— "Geol. on Mijnbow", 1966, N 2, p. 33—66.

**Hansen S.** The Quaternary of Denmark.— In: The geologic systems. The Quaternary. V. 1. New York — London — Sydney, 1965. 90 p.

**Hays J. D.** Radiolaria and the Late Tertiary and Quaternary history of Antarctic seas.— In: Biol. Antarct. seas. V. 2. Washington, 1965.

**Hays J. D.** Faunal extinctions and reversals of the earth's magnetic field.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, v. 82, p. 2433—2447.



**Hays J. D., Berggren W. A.** Quaternary boundaries and correlations.— In: Micropaleontology of the oceans. Cambr. Univ. Press., 1971, p. 669—691.

**Heide S. van der.** Correlation of marine horizons in the middle and upper pleistocene of the Netherlands.— "Geol. en Mijnbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7.

**Heintz A.** New radiocarbon ($C^{14}$) age determinations of mamal remains from the permafrost in Siberia.— "Norsk. geol. tidsskr.", 1966, v. 46, N 2, p. 215—217.

**Heller F.** Die Altersstellung des Villafranchium und seiner Fauna.— "Quartär", 1967, Bd 18, S. 9—23.

**Herman Y.** Arctic ocean sediments, microfauna and the climatic record in Late Cenozoic time.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. New York — Heidelber — Berlin, Springer-Verlag, 1974, p. 283—348.

**Holmes M. L., Creager J. S.** Holocene history of the Laptev sea continental shelf.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. New York — Heidelberg — Berlin, Springer-Verlag, 1974, p. 211—230.

**Holmes C. W., Osmond J. K., Goodell H. G.** The geochronology of foraminiferal ooze deposits in the "Southern Ocean".— "Earth and Planet. Sci. Letters", 1968, v. 4, N 5, p. 368—374.

**Hopkins D. M.** Quaternary marine transgressions in Alaska.— In: Bering land bridge. California, Stanford Univ. Press, 1967.

**Hubbs C. L.** Changes in the fish fauna of western North America correlated with changes in ocean temperature.— "J. Mar. Res.", 1948, N 7, p. 459—482.

**Hubbs C. L.** The marine vertebrates of the outercoast.— In: The biogeography of Baja California and adjacent seas. Syst. zool. (Symposium), 1960, N 9, p. 134—147.

**Hürzeler I.** Nouvelles déconvertes de mamales dans les sédiments fluviolacustres de Villafranca d'Asti.— "In: Inter. Centre nat. rech. sci., Colloq. Paris, 1966. Paris, 1967, N 163, p. 633—636.

**Iversen J.** En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvandslagene ved Norre Lyngby.— "Medder dansk geol. foren.", 1942, Bd 10, H. 2, p. 130—151.

**Iversen J.** The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil.— "Danm. geol. Unders.", 1954, r. 2, N 80.

**Iversen J.** Problems of the early Post-glacial forest development in Denmark.— "Danmarks geol. undersøgelse", 1960, v. IV, pt. 4, N 3.

**Jessen K., Milthers V.** Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jutland and North-West Germany.— "Danmarks geol. undersogelse", 1928, r. 2, N 48.

**Kempf E. K.** Mollusken aus dem Holstein. Interglacial des Niederrheingebietes.— "Arch. Molluskenkunde", 1968, Bd 98, N 1—2, S. 1—22.

**Kind N. V.** Radiocarbon chronology in Siberia.— In: The Bering land bridge. Stanford Univ. Press, 1967.

**Kjartansson G.** Nokkar nýjar $C^{14}$ aldursákvardanir.— "Natturufraedingurinn", 1966, v. 36, N 3, p. 126—141.

**Kowalsski K.** Rongeurs pleistocene de la grotte Neioperzowa en Pologne.— In: Abstracts of papers International association on Quaternary research. Congress 6-th. Warszawa, 1961.

**Ku T. L., Broecker W. S.** Atlantic deep-sea stratigraphy, extension of absolute chronology to 320 000 years.— "Science", 1966, v. 151, p. 448—450.

**Lang S.** A pleistocen szakaszos felszinfejlödés.— "Földz. ért.", 1967, v. 16, N 2.

**Létolle René.** Datation par la méthode potassium-argon des terrains Pliocenes et Quaternaries.— "Rev. géogr. phys. et géol. dynam.", 1968, t. 10, N 1, p. 65—76.

**Ložek V.** Quartärmollusken der Tschechoslovakei. Praha, Vyd. Ušt. ústavu geol. Naklad. Česk. akad. věd., 1964. 362 s.

**Lundqvist J.** The Quaternary of Sweden.— In: The geologic systems. The Quaternary. V. 1. New York — London — Sydney, 1965, p. 139—198.

**Luttig G.** Festschrift zum 70. Geburtstag von Paul Woldstedt.— "Sonderdruck aus dem geol. Jahrbuch", 1958, Bd 76.

**MacFadyen W. A.** Foraminifera from some Late Pliocene and glacial deposits of East Anglia.— "Geol. Mag.", 1932, v. 69, N 821, p. 481—497.

**MacNeil F. S.** Evolution and distribution of the genus *Mya* and tertiary migrations of Mollusca.— "Geol. Surv. Prof. Paper, 483-g", 1965.

**MacNeil F. S.** Cenozoic pectinids of Alaska, Iceland and other northern regions.— "Geol. Surv. Prof. Paper, 553", 1967.

**Madsen V., Nordmann V., Anderssen J., Boggild O. B., Callisen K., Jessen A., Jessen K., Mertz E. L., Milthers V., Ravn S. P. S., Ödum H.** Summary of the geology of Denmark.— "Danmarks geol. undersogelse", 1928, v. 5, N 4.

**McCormick H. W., Allen T., Young W. E.** Shadows in the sea. The sharks, skates and rays. London, 1964.

**McCulloch D. S.** Quaternary geology of the Alaskian Shore of Chukchi Sea.— In: The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press, 1968, p. 91—120.

**McDonald B. C.** Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of southeastern Quebec.— "J. Geol.", 1968, v. 76, N 6, p. 664—677.

**Middendorff A. Th.** Reise in den äußersten Norden und Osten Siberiens während der Jahre 1843 und 1844. Bd I. 1. SPb., 1848—1875.

**Montfrans H. M. van.** Paleomagnetic dating in the North sea basin.— "Earth and Planet. Sci. Letters", 1971, v. 11.

**Müller-Beck H.** Bemerkungen zur Stratigraphie des mitteleuropäischen Jungpleistozäns.— "Eiszeitalter und Gegenwart", 1959, Bd 10, S. 144—160.

**Musil R., Valoch K.** Beitrag zur Gliederung des Würmes in Mitteleuropa.— "Eiszeitalter und Gegenwart", 1966, Bd 17.

**Nilsson E.** Södra Sweriges senkvartära historia geokronologi, isslöar och landhöjning.— "Kgl. swen. vet. handl.", 1968, v. 12, N 1.

**Nilsson T.** Standartpollendiagrame und $C^{14}$ Datierung aus dem Ageröds Mosse im Mittleren Schonen.— "Lunds Univ. Årsskrift, N. F.", 1964, Avd. 2, Bd 59, N 7.

**Oyen P. A.** Postglacial(og glacial)-tiden i Skandinavien.— "Norsk Geol. Tidsshrift", 1920, r. 5.

**Parker F.** Late Tertiary biostratigraphy (planctonic Foraminifera) of tropical Indo-Pacific deep-sea cores.— "Bull. Amer. Paleontol.", 1967, v. 51 (253), p. 115—208.

**Penk A., Brückner E.** Die Alpen in Eiszeitalter. Leipzig, 1909.

**Pike K., Godwin H.** The interglacial at Clacton-on-Sea, Essex.— "Quar. J. Geol. Soc. London", 1953, v. 108, pt. 3.

**Post L. van.** Skogsträpollen i sydsvenska torvmosselagerföljder. Forh. 16, Kristiania (Oslo), Skand. naturforkermøte, 1916. 433 p.

**Radiocarbon** dates V.— "Geol. Surv. Canada", 1966, p. 48—66.

**Richards H. G.** Studies on the marine Pleistocene.— "Trans. Amer. Philog. Soc. N. S.", 1962, v. 52, pt. 3. 141 p.

**Richards H. G., Werner E.** Invertebrate fossils from cores from the continental shelf off New Jersey.— "Notuale Naturae", 1964, N 373, p. 1—7.

**Sauramo M.** Die Geschichte der Ostsee. Helsinki, 1958. 522 p. (Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, v. 3, N 51).

**Schell J. J.** Recent evidence about the nature of climate changes and its implications.— In: Solar variations, climatic changes and related geophysical problems. N. Y., 1961. (Ann. N. Y. Acad. Sci., v. 95. art. 1).

**Schmidt Fr.** Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthcadavers von der Academie der Wissenschaften und der Unteren Jenissei ausgesamten Expedition. SPb, 1872. 194 p. (Mem. Acad. Sci., ser. 7, t. 18, N 1).

**Schmoll H. R., Szabo B. J., Rubin M., Dobrovolny E.** Radiometric dating of marine shells from the Bootlegger Cove Clay, Anchorage area, Alaska.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1972, v. 83, N 4, p. 1107—1114.

**Selli R.** The pliocene-pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies.— "Progr. Oceanogr.", 1967, v. 4, p. 67—68.

**Shakleton N. J.** The last interglacial in the marine and terrestrial records.— "Proc. Roy. Soc. London", 1969, B 174, N 1034, p. 135—154.

**Shotton F. W.** The problems and contributions of methods of absolute dating within the Pleistocene period.— "Quater. J. Geol. Soc. London", 1966 (1967), v. 122, pt 4, N 488.



**Sim V. W.** A note on high-level marine shells on Foshein Peninsula, Ellesmere Island, N. W. T.— "Geogr. Bull.", 1961, N 16, p. 120—123.

**Soergel W.** Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters.— "Fortschr. Geol., Paläontol.", 1925, Bd 13.

**Stanley E. A.** The problem of reworked pollen and spores in marine sediments.— "Mar. Geology", 1966, N 4, p. 397—468.

**Stearns C. E., Thurber D. L.** 230 Th/234-U dates of Late Pleistocene marine fossils from the Mediterranian and Maroccan littorals.— "Quaternaria", 1965, v. 7, p. 29—42.

**Stephens N.** Late-glacial sea-levels in North-East Ireland.— "Irish. Geogr.", 1963, v. 4, N 5.

**Szafer W.** Miocenska flora ze starych, gliwic na Slasku.— "Inst. geol. prace", 1961, t. 33.

**Tauber H.** Copenhagen radiocarbon dates VII.— "Radiocarbon", 1966, v. 8, p. 221.

**Tesch P.** Les principes de la subdivision générale du pléistocène en Europe.— "Geol. on Mijnbow. N. S.", 1957, N 7. 230 p.

**The geologic** systems. The Quaternary. V. 1. New York — London — Sydney, 1965.

**The Quaternary** of the USA. Prinston. N. Y., 1965. 967 p.

**Thurber D. L., Broecker W. S., Blauchard R. L., Potratz H. A.** Uranium series ages of Pacific atoll coral.— "Science", 1965, v. 149, N 3679, p. 55—58.

**Troitskiy S. L.** Subarctic pleistocene molluscan fauna.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. New York — Heidelberg — Berlin, Springer-Verlag, 1974, p. 257—270.

**Undas I.** On the Late-Quaternary history of Møre and Trøndelag.— "Kgl. Nat. Vid. Selsk. Skr.", 1942.

**Veeh H. H., Valentine J. W.** Radiometric ages of Pleistocens fossils from Caycos, California.— "Bull. Geol. Soc. America", 1967, v. 78, N 4, p. 547—549.

**Verwoerd N. J.** Stratigraphic classification. A critical review.— "Trans. and proc. Geol. Soc. South. Africa", 1964, v. 67.

**Vlerk J. M. van der.** Correlation between the Plio-Pleistocene deposits in East Anglia and in the Netherlands.— In: Rep. 18-th sess. I. G. C. London, 1948, v. 9, N 101.

**Vlerk J. M. van der.** Pleistocene correlation between the Netherlands and adjacent areas. (Symposium).— "Geol. en Mijnbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7, p. 230.

**Vlerk J. M. van der.** Problems and principles of Tertiary and Quaternary stratigraphy.— "Quart. J. Geol. Soc. London", 1959, v. 115, pt 1, N 457.

**Voorthuysen J. H. van.** The plio-pleistocene boundary in the North sea basin.— "Geol. en Mijnbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7, p. 263—266.

**Voorthuysen J. H. van, Toering K., Zagwijn W. H.** The plio-pleistocene boundary in the North sea basin. Revision of the position in the marine beds.— "Geol. en Mijnbow", 1972, v. 51, N 6, p. 627—639.

**Vries Hl. de.** Contribution of radiocarbon dating and mersurement of paleotemperatures to pleistocene correlations.— "Geol. Mijnbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7.

**Wagner F. J. E.** Published references to Champlian sea faunas 1837—1966 and list of fossils.— "Geol. Surv. Can.", 1967, Paper, 67—16.

**Weiler W.** Die Fischfauna des interglazialen Beckentons von Bilshausen bei Göttingen.— "Neues Jahrb. Geol., Paläontol. Abhandl.", 1965, Bd 123, N 2, S. 202—219.

**West R.-G.** The Quaternary deposits of Hoxne, Suffolk.— "Philosoph. Transact. Royal Soc. London. Ser. B", 1956, v. 239, N 665.

**Williams H. S.** The correlations of geological faunas.— "U. S. Geol. Surv. Bull.", 1903, N 210, p. 1—147.

**Woldstedt P.** Die Klimakurve der Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa.— "Eiszeitalter und Gegenwart", 1954, Bd 4/5.

**Woldstedt P.** Das Eiszeitalter. Bonn. Bd I, 1958; Bd II, 1961.

**Woldstedt P.** Die letzte Eiszeit im Nordamerika und Europa.— "Eiszeitalter und Gegenwart", 1960, Bd 11, S. 148—165.

**Woldstedt P.** Der Ablant des Eiszeitalters.— "Eiszeitalter und Gegenwart", 1966, Bd 17, S. 153—158.

**Zagwijn W. H.** Vegetation, climate and time-correlations in the Early Pleistocene of Europe.— "Geol. en Mijnbow. N. S.", 1957, v. 19, N 7.

**Zagwijn W. H.** Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Maastricht, 1960.

**Zagwijn W. H.** The Pliocene-Pleistocene boundary in Western and Southern Europe.— "Boreas", 1974, N 3.

**Zagwijn W. H., Montfrans H. M., Zandstra J. G.** Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands: Pollen-analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology.— "Geol. en Mijnbow", 1971, v. 50, N 41.

**Zeman A.** Absolutui Staři günzského zaledněki.— "Věst. Ust. ŭstavu geol.", 1968, r. 43, N 6.

**Zeuner F. E.** The Pleistocene period, its climate, chronology and faunas successions. London, 1959.

**Zoller H.** Pollenanalytische Untersuchungen zur vegetations Geschichte der insubrischen Schweiz.— "Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.", 1960, Bd 83, Abh. 2, S. 45—156.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

*Предисловие* . . . . . 3
*Введение* . . . . . 5
Глава I. *Общие сведения о морском плейстоцене сибирских равнин* . . . 9
Географическое распространение . . . . . —
Общая геологическая характеристика плейстоцена . . . . . 14
Глава II. *Формирование и развитие стратиграфических представлений* . . 36
Первые исследования и возникновение местных схем . . . . . —
Становление первой региональной схемы . . . . . 38
Стратиграфическая дискуссия и становление современных представлений . . . . . 42
Глава III. *О северосибирском неогене и эоплейстоцене* . . . . . 63
О нижней границе четвертичной системы и возрасте «послеолигоценовых» морских отложений Северной Сибири 64
О морском и континентальном неогене на севере Сибири . . . 67
Глава IV. *О теоретических основах разделения и корреляции отложений четвертичной системы* . . . . . 76
О некоторых особенностях четвертичной системы . . . . . —
Возможности эволюционной биостратиграфии . . . . . 79
Миграционно-климатическая концепция . . . . . 85
Глава V. *Общая изученность разрезов плейстоцена в области распространения морских фаций* . . . . . 141
Глава VI. *Стратотипы и опорные стратиграфические разрезы* . . . . . 166
Нижний плейстоцен . . . . . 167
Средний плейстоцен . . . . . 234
Краткие сведения об отложениях верхнего плейстоцена и голоцена 237
*Приложение* . . . . . 239
*Литература* . . . . . 265

*Сергей Леонидович Троицкий*

**МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРСКИХ РАВНИН**
**Стратиграфия**

Ответственный редактор
*Станислав Анатольевич Архипов*

Редактор издательства *Е. Ф. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *В. А. Князева, М. В. Ржевцева*

ИБ № 10000

Сдано в набор 10.07.78. Подписано к печати 04.06.79. МН-10246. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл.-печ. л. 25,9+2 вкл. Уч.-изд. л. 28. Тираж 1000 экз. Заказ № 208. Цена 4 р. 70 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

**готовятся к выпуску следующие книги:**

**История** развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть СССР.
**История** развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия.
**История** развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток.
**Нижний карбон** Средней Сибири.
**Еганов Э. А., Советов Ю. К.** Каратау — модель региона фосфоритонакопления.
**Палеобиогеохимия** морских беспозвоночных.
**Цикличность** формирования субаэральных пород.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22, Магазин «Наука».*

**Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:**

480091 **Алма-Ата,** ул. Фурманова, 91/97;
370005 **Баку,** ул. Джапаридзе, 13;
320005 **Днепропетровск,** проспект Гагарина, 24;
734001 **Душанбе,** проспект Ленина, 95;
375009 **Ереван,** ул. Туманяна, 31;
664033 **Иркутск,** ул. Лермонтова, 289;
252030 **Киев,** ул. Ленина, 42;
252030 **Киев,** ул. Пирогова, 4;
252142 **Киев,** проспект Вернадского, 79;
277001 **Кишинев,** ул. Пирогова, 28;
343900 **Краматорск,** Донецкая обл., ул. Марата, 1;
660049 **Красноярск,** проспект Мира, 84;
443002 **Куйбышев,** проспект Ленина, 2;
192104 **Ленинград,** Д-120, Литейный проспект, 57;
199164 **Ленинград,** Таможенный пер., 2;
199004 **Ленинград,** В/О, 9-я линия, 16;
220072 **Минск,** Ленинский проспект, 72;
103009 **Москва,** ул. Горького, 8;
117312 **Москва,** ул. Вавилова, 55/7;
630076 **Новосибирск,** Красный проспект, 51;
630090 **Новосибирск,** Академгородок, Морской проспект, 22;
142292 **Пущино,** Московская обл., «Академкнига»;
620151 **Свердловск,** ул. Мамина-Сибиряка, 137;
700029 **Ташкент,** ул. Ленина, 73;
700100 **Ташкент,** ул. Шота Руставели, 43;
700187 **Ташкент,** ул. Дружбы народов, 6;
634050 **Томск,** Набережная реки Ушайки, 19;
450059 **Уфа,** ул. Р. Зорге, 10;
720001 **Фрунзе,** бульвар Дзержинского, 42;
310003 **Харьков,** Уфимский пер., 4/6.