

15

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРСКИХ РАВНИН

104

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Вып. 104

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
Vol. 104



MARINE PLEISTOCENE OF SIBERIAN LOWLANDS

Lithological and paleontological
data



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1971

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРСКИХ РАВНИН

Материалы
к литологической и палеонтологической
характеристике



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1971

Сборник содержит основные материалы, полученные при изучении стратиграфии и генезиса плейстоценовых (четвертичных) отложений севера Западной Сибири и западной части Северо-Сибирской (Таймырской) низменности, а также результаты исследования органических остатков (спор, пыльцы, диатомовых водорослей) из опорных разрезов. Проводится ревизия интерпретации генезиса некоторых горизонтов; намечены литолого-минералогические показатели происхождения отдельных типов пород. Выявлен ряд фаз развития растительности в межледниковые эпохи и этап расселения байкальских видов диатомовых в каргинское межстадиальное время.

Сборник представляет интерес для геологов-четвертичников, биостратиграфов, палинологов, географов.

Ответственный редактор

С. Л. Троицкий

Editor-in-chief

S. L. Troitskiy

Исследование плейстоценовых (четвертичных) отложений сибирских равнин приобретает в последние годы все большую актуальность в связи с открытием и развешивающимся освоением богатейших газовых и нефтяных месторождений. Понимание закономерностей строения и формирования плейстоценовых накоплений, представляющих субстрат для сооружений промышленного, коммунального и транспортного назначения и источник местных строительных и технических материалов, необходимо для рациональной организации и успешного проведения проектно-изыскательских и поисково-разведочных работ.

Этап маршрутных и региональных геологических исследований, завершившийся созданием ряда обзорных среднемасштабных геологических карт и карт четвертичных отложений, дал обширную информацию общего геологического характера. Проведенное в последние годы изучение плейстоценовых отложений, выполненное исследовательскими группами ВНИГРИ, Научно-исследовательского института геологии Арктики, Всесоюзного геологического института, 2-го гидрогеологического управления и Московского Государственного Университета на севере Западной Сибири и в Северо-Сибирской (Таймырской) низменности привело к появлению нескольких схем стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений и различных историкогеологических концепций.

Основными дискуссионными проблемами стратиграфии плейстоцена равнинных северных областей Западной и Восточной Сибири стали вопросы о том, какая роль принадлежит морским и ледниковым фациям в сложении разрезов и их соотношениях, а также число, возраст и особенность горизонтов морских отложений.

Начиная с 1961 г. над разрешением некоторых из этих вопросов работает исследовательская группа сотрудников Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР, ведущая комплексное литологическое и палеонтологическое изучение разрезов плейстоцена в нескольких стратиграфических районах — на Обском и Енисейском севере, в бассейне р. Пясины и совместно с Норильской научно-исследовательской экспедицией НИИ геологии Арктики — в Норильском районе. Первые результаты этих исследований были опубликованы в книге В. И. Гудиной (1966 г.) и частично в работе С. Л. Троицкого (1966 г.), а также в ряде статей Е. В. Шумиловой, С. С. Сухоруковой, В. И. Гудиной, Е. Е. Гуртовой, Н. А. Халфиной, С. Л. Троицкого, опубликованных в трудах института, журнале «Геология и геофизика», сборниках «Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири» (1968 г.), «Основные проблемы четвертичной геологии Сибири» (1969 г.) и других изданиях. Последующие публикации подготовлены или готовятся к печати в виде нескольких выпусков трудов Института геологии и геофизики под общим названием «Морской плейстоцен сибирских рав-

пин». Первая книга «Фораминиферы Енисейского севера» (вып. 63) вышла в 1969 г. Предлагаемая вниманию читателя книга содержит результаты литологических и микропалеонтологических исследований.

В статье Е. В. Шумиловой и Ф. С. Бузулуцкова дано первое детальное литолого-минералогическое и петрографическое описание плейстоценовых отложений Енисейской впадины, в пределах которой предполагалось широкое распространение ледниково-морских слоев. Проведенные исследования позволили установить моренную природу валунных суглинков, содержащих обломки морских раковин во вторичном залегании. Авторы статьи устанавливают ряд диагностических признаков моренных отложений и следы ассимиляции ледниками значительных масс рыхлых отложений различного возраста. Особенности минералогического состава отложений позволили выявить этапы ледникового (поперечного по отношению к долине Енисея) переноса обломочного материала с трап-овых плато и межледникового продольного выноса продуктов разрушения пород Енисейского кряжа.

Исследования Е. В. Шумиловой, посвященные петрографическому составу грубых обломков из доказанцевских плейстоценовых слоев Западной Сибири, позволили разделить сферы влияния уральской и сибирской питающих провинций в областях плейстоценовой морской и ледниковой седиментации и выявить существенную роль внутренних источников сноса, сложенных палеогеновыми и меловыми осадочными породами, в формировании отложений.

Литологическое изучение санчуговских морских отложений, выполненное С. С. Сухоруковой, дало возможность выявить некоторые существенные особенности плейстоценового морского полярного литогенеза, восстановить гидродинамическую и геохимическую обстановку накопления отложений. Автор статьи убедительно показала слабость аутигенного минералообразования в санчуговское время, обломочное происхождение ряда минералов, считавшихся ранее аутигенными. Весьма интересны новые методы сбора и обработки информации, примененные С. С. Сухоруковой — получение плотностных характеристик отложений непосредственно на разрезах с помощью портативного приставного гамма-плотномера, классификация пород по их гранулометрическому составу с помощью электронной вычислительной машины, определение терригенной природы глауконита путем измерения его калий-аргонового возраста.

Статьи Е. Е. Гуртовой и Т. П. Левинной посвящены палинологической характеристике плейстоценовых отложений. Е. Е. Гуртовая выполнила первые детальные исследования пыльцы и спор из трех разрезов Мужинского Урала, входивших в число опорных при выделении ряда свит и слоев. Впервые для этого района установлены шесть фаз развития растительности, намечена возможность пересмотра местной стратиграфической схемы. Весьма примечательно выделение фаз, соответствующих, по-видимому, двум ледниковым эпохам, и закономерное изменение характера межледниковых спектров.

Т. П. Левинной получены первые очень подробные диаграммы из хорошо изученных разрезов морских слоев на Енисее, в стратотипическом районе Усть-Порта и на р. Агапе. Установлены перигляциальные и раннемежледниковые (тундровые) спектры из нижней части санчуговской свиты, спектры, соответствующие лесотундре — южной тундре из своеобразных алевроитово-глинистых фаций казанцевского горизонта на р. Агапе (в бассейне р. Пясины). Получены также первые спектры из позднеледниковых морских дюрюсских слоев Таймырской низменности.

Изучение диатомовых из лектостратотипа каргинского горизонта на р. Малой Хете, выполненное Н. А. Халфиной, имело целью уточнить климатическую и геохимическую обстановку формирования межстадиального каргинского аллювия в этом районе, поскольку существуют

представления о его фацциальном переходе в морские слои в 55—60 км ниже по долине, у Каргинского мыса. Результаты исследования показали, что изменение состава диатомовой флоры в верхней части пойменных алевроитов отражает затруднение стока, похолодание, расселение байкальского элемента. Обнаруженные среди пресноводных форм единичные галофильные виды не могут определенно указывать на приустьевое осолонение речных вод. Изменение состава флоры, очевидно, связано с надвиганием ледникового покрова, отложившего морену поверх каргинского аллювия.

Комплексное исследование разреза плейстоценовых отложений на р. Тукаланде предпринималось в связи с предположением о его морском происхождении. Расположение разреза на высоте 300—370 м (в необычных условиях) в горной долине, открытой в сторону Норильской котловины и Таймырской низменности, находки единичных остатков моллюсков, усоногих и фораминифер сулили получение крайне интересной информации, необходимой для ряда стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций. К тому же нижнюю часть разреза под именем тукаландских слоев относили к морскому плиоцену, выходы которого достоверно не известны в Советской Арктике. Интерес же к арктическому и полярному плиоцену весьма велик. Организованное и в значительной мере осуществленное А. В. Гольбертом и В. И. Гудиной тщательное и разностороннее исследование литологических особенностей пород и палеонтологических остатков дало несомненные доказательства формирования отложений в пресноводном приледниковом бассейне, а геоморфологическая позиция самого выхода позволила предположить, что существование Тукаландского озера обеспечивалось временной ледниковой или моренной запрудой, возникшей в ходе последнего оледенения. Все органические остатки морского происхождения оказались переотложенными. По-видимому, они были доставлены ледниками в составе донной морены из коренных выходов морских слоев на дне Норильской котловины и перенесены в озеро талыми ледниковыми водами. Радиоуглеродная дата из средней части разреза подтвердила существование озера в середине зырянской ледниковой эпохи. Исследование отложений на р. Тукаланде позволило, таким образом, снять ряд дискуссионных вопросов и сократить площадь распространения морского плейстоцена в предгорном районе, прилегающем к двум великим равнинам сибирского севера. Вместе с тем был получен наиболее полно изученный разрез приледниковых и межстадиальных отложений, а также важное свидетельство возможности неоднократного переотложения остатков моллюсков и фораминифер при достаточно удовлетворительной сохранности, позволяющей определить их принадлежность тем или иным видам.

Содержание сборника вполне отражает современный этап изучения морского плейстоцена сибирских равнин, для которого характерно стремление к детальному всестороннему исследованию опорных разрезов, проверка различных взглядов на происхождение и возраст слагающих их пород. Вполне естественно, что полученные результаты не только углубляют наши знания о морском плейстоцене, но и уточняют границы самого объекта исследования. При этом из числа морских образований исключаются отдельные слои опорных разрезов и целые разрезы, а некоторые районы оказываются лежащими за границами распространения плейстоценовых трансгрессий.

В современной литературе нет недостатка в гипотезах, трактующих те или иные проблемы геологии, стратиграфии и палеогеографии морского плейстоцена сибирских равнин. Дискуссии по ним вышли уже на страницы массовых научно-технических журналов. В то же время существует явный дефицит новых сведений. Авторы стремились частично восполнить его публикацией статей настоящего сборника.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Правобережье Енисея между станками Чулково на юге и Пупково на севере представляет собою целую серию обнажений, вскрывающих различные горизонты среднего плейстоцена. Они видны на прилагаемом профиле (рис. 1), составленном С. Л. Троицким по материалам полевых наблюдений 1962 г. Эти обнажения (с 37 по 63) неоднократно изучались рядом исследователей и довольно хорошо известны в геологической литературе (Сакс, 1948; Архипов, 1960).

Сложные соотношения отдельных разновозрастных толщ в разных участках района, нередко их противоречивые литологические характеристики, сильно изменчивые гипсометрические уровни отдельных горизонтов и другие признаки вызывают различные толкования природы разных толщ, их возрастных диапазонов, характера физико-географических условий их формирования и т. д.

Для получения более полной характеристики петрографо-минералогического состава горизонтов профиля были проведены тематические исследования, результатам которых и посвящена настоящая статья.

В основании большей части обнажений над бечевником Енисея, поднимающимся до 16 м над уровнем реки, вскрываются глинисто-песчаные и глинисто-песчаные алевроиты, песчаные алевроиты и алевроитистые пески.

В самой южной части района они не вскрыты, и над бечевником и осыпями залегает массивная морена максимального самаровского оледенения. Севернее р. Комсы у с. Алинского выходы ее прекращаются, и на разных гипсометрических уровнях на подморенных песках и алевроитах до северного конца профиля вскрываются образования более молодой морены, мощность которой весьма сильно варьирует. В некоторых местах (Канотовский яр) ее подстилает толща озерно-ледниковых лепточных глин и алевроитов. В Пупковском яру бассейновые озерно-ледниковые отложения расчленяют морену на две части. Лежащие выше толщи, перекрывающие комплексы морен, разнообразны как по составу, так и по генезису и могут быть отнесены к озерно-ледниковым бассейновым отложениям, аллювию террас Енисея или его правых притоков.

Наиболее древние из исследованных нами отложений представлены досамаровскими глинисто-песчаными алевроитами (обн. 59 в 4,3 км ниже устья р. Верхний Имбак). На графике распределения обломочного материала (рис. 2) алевроитов мы видим довольно хорошо отсортированную породу, в которой резкий пик соответствует частицам с диаметром 0,05—0,01 мм (алеврит), количество которых достигает вместе с более крупными алевроитовыми частицами, диаметром 0,10—0,05 мм, 66% (табл. 1). По классификации В. П. Флоренского, порода относится к глинисто-песчаному алевроиту.

Минералогический состав породы в иммерсионных препаратах характеризуется преобладанием кварца (55%) при содержании 27% щелочных

полевых шпатов и плагиоклазов, а среди последних — до 9% основного плагиоклаза. Очень характерно большое количество растительного детрита. Состав тяжелых минералов включает четыре основные группы в порядке убывания их содержания: эпидот-цойзит, ильменит-магнетит, пироксен и амфиболы. Второстепенные минералы разнообразны, в редких случаях достигают 2—3% (табл. 2). Обычно же они встречаются в виде единичных зерен. Окатанность алевроитовых зерен слабая. Сохранность минералов хорошая.

Порода представляет собою типичный речной аллювий. Минералогический состав зерен в основном характерен для транзитных рек Западно-Сибирской низменности. Отличие его заключается в значительной примеси основных плагиоклазов и моноклиновых пироксенов, что вполне естественно для северо-восточных районов, в которые поступает материал с возвышенностей Средне-Сибирского плоскогорья с развитием в них трапповой формации. Высокое содержание растительных остатков в легкой фракции может служить указанием на благоприятные климатические условия времени формирования досамаровского аллювия, по-видимому, отвечающего тобольскому (туруханскому) межледниковью.

Алевроиты и пески, подстилающие верхнюю морену, были исследованы в более северных обнажениях (53, 51, 46, 45, 44 и 43).

Гранулометрический состав по графикам распределения (рис. 2) обнаруживает весьма хорошую и хорошую сортированность обломочного материала в породах. Все графики — одновыпуклые, весьма близки между собой по отдельным типам пород, которые могут быть признаны, по классификации В. П. Флоренского, алевроитистыми песками и песчаными алевроитами. Последние содержат иногда примесь глинистых частиц и создают глинисто-песчаные алевроиты.

Анализ минералогического состава этих подморенных отложений дает возможность подразделить их на три самостоятельные, генетически различные группы пород. Одна из групп охватывает пески и алевроиты, выступающие в обн. 45 в устье р. Стрельной. В другую группу включаются породы обнажений 53, 46 и 44. Третья группа характеризуется породами обн. 43. Пески и алевроиты в устье р. Стрельной представляют типичный речной аллювий, минералогический состав которого весьма своеобразен. Особенно интересен состав тяжелых минералов, среди которых ведущее место принадлежит группам амфиболов и эпидота. Пироксенам отводится сравнительно скромная роль, причем содержание их варьирует от 25 до 6%. Следующей группой нужно назвать ильменит и магнетит (14—26%). Характерно заметное увеличение содержания циркона, граната, сфена, андалузита, а также постоянное присутствие редких зерен хлоритоида.

В легких фракциях доминирует кварц (55—60%). Щелочные полевые шпаты совместно с плагиоклазами достигают 22—27%. Значительно содержание разрушенных зерен (5—12%) и обломков различных, в основном метаморфических пород.

Основная масса зерен имеет полуугловатые очертания; более мелкие зерна угловатые; полускатанные и окатанные — редки, но в обр. 1—1 из нижней части пачки они довольно обычные. Сохранность минералов очень хорошая, лишь в обр. 3 — зерна эпидота, роговых обманок и пироксенов с явными признаками окисления. Растительные остатки бурые, окисленные, встречаются повсюду, но в очень малых количествах.

Аллювий принадлежит, по нашему мнению, крупной транзитной реке; основная часть его принесена с юга, из горных областей с развитием древних метаморфических толщ. Определенная часть его своим возникновением обязана размыту трапповых пород.

Изучение пяти шлифов из образцов подморенных песков и алевроитов, помимо минеральной ассоциации, определенной в иммерсионной жидко-

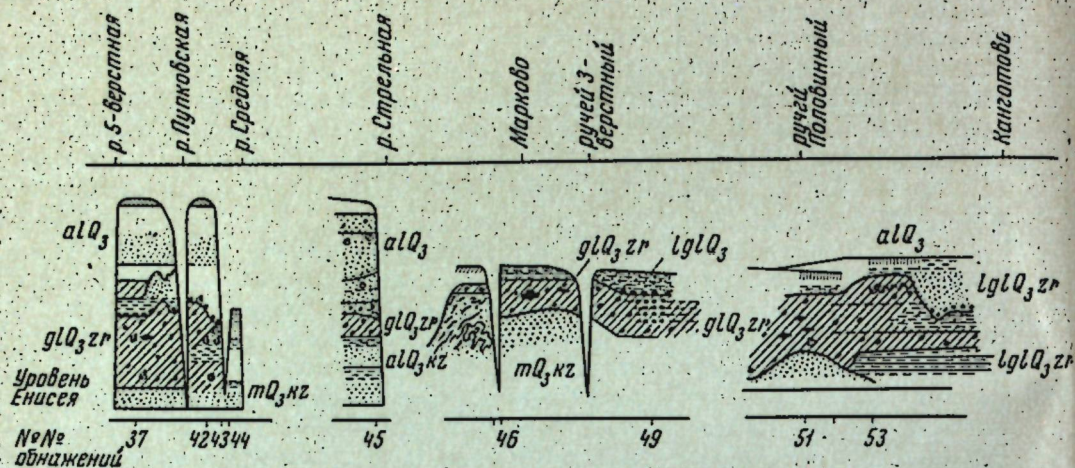
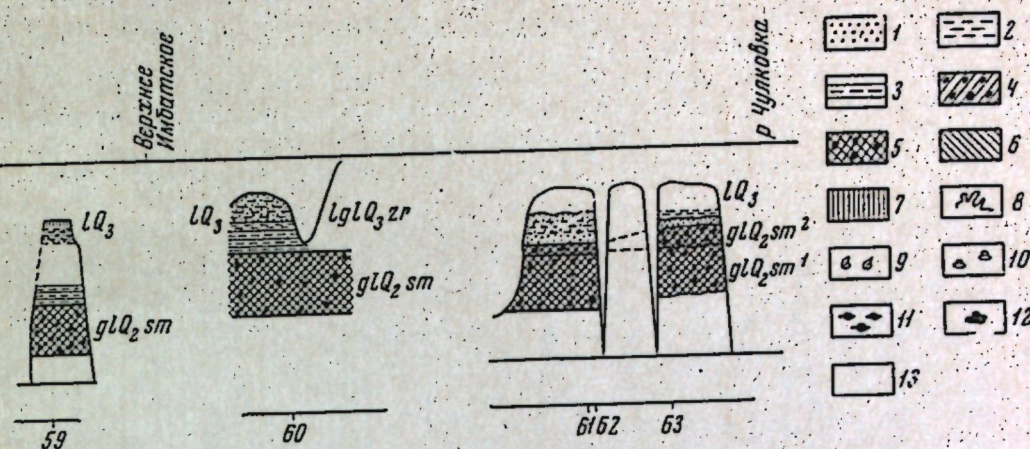


Рис. 1. Разрезы четвертичных отложений правого берега Енисея меж
1 — песок; 2 — алеврит, супесь; 3 — ленточные глины; 4 — эрикская морена; 5 — самаровская
10 — пресноводная фауна; 11 — конкреции;

сти, позволяет дополнить ее обломками эффузивов и кислых изверженных пород, обуглившимися частицами и более часто встречающимися бурыми растительными остатками. Весь обломочный материал в породе распределен неравномерно. Участками скапливаются песчаные зерна; в других местах преобладает более тонкозернистый материал. Вследствие этого цементирующая тонкодисперсная часть породы то образует поровый тип цемента (наполнителя), выполняя промежутки между зернами, то присутствует в минимальном количестве, образуя тип контактового цемента. Состав его — гидрослюдисто-хлоритовый. В нем часто встречаются обособленные зернышки кальцита обычно алевритовой размерности. Почти все они покрыты тонкой лимонитовой корочкой. В шлифе видно значительное количество хлоритов, растительного детритуса, единичные спикулы опаловых губок, обрывки панцирей диатомовых водорослей и зерна переотложенного глауконита. К сказанному выше можно добавить, что в аллювий частично попадали минеральные компоненты и остатки органики из размываемых рекою третичных или мезозойских морских осадочных толщ.

По своему составу и характеру породы должны относиться к речному, возможно дельтовому, аллювию, формировавшемуся в более мягких климатических условиях, нежели ледниковые.

Обратимся к подморенным пескам и алевритам другой группы. О granulометрическом составе их мы говорили выше. Что касается минералогического состава, определенного в иммерсионных препаратах, то, анализируя табл. 2, мы убеждаемся насколько он далек от пород обн. 45. В породах Марковского яра (обн. 46), находящегося в 65 км к югу от обн. 45, пески и алевриты характеризуются обилием основных плагиоклазов, которые вместе со щелочными полевыми шпатами преобладают среди породообразующих минералов или находятся примерно в одинаковых количествах с зернами кварца. Тяжелые минералы соответственно обогащены моноклинными пироксенами (50—72%). В количестве 14—26% содержатся ильменит и магнетит. Что касается эпидота и амфиболов, то они занимают здесь весьма скромное место и не превышают 3—9% от общего состава фракции. Остальные минеральные компоненты встречаются единичными зернами и лишь некоторые из них иногда достигают 1%. Щелочная роговая обманка, силлиманит и хлоритонд почти исчезают.



ду реками Сухой Тунгуской и Чулковкой (по данным С. Л. Троицкого)
морена; 6 — дельвий; 7 — лёссовидный суглинок; 8 — криотурбации; 9 — морская фауна;
12 — валуны; 13 — осыпи

В обн. 53 в 7,5 км ниже пос. Канготново выступают алеврито-песчанистые глины (ленточные), которые обнаруживают тот же минералогический состав алевритовой части пород, как и в обн. 46 (табл. 2). Аналогичный состав минералов характерен и для ленточных глин обн. 44, находящегося в 0,2 км выше устья речки Первой. В прозрачных шлифах эти глины выглядят довольно тонкоотмученными, характеризуются пелитовой структурой, намечающейся слоистостью и отсутствием обломков более грубого материала. Видна примесь тонкодисперсного растительного детритуса, местами образующего волнистые намывы в разных направлениях. Глинистое вещество тонкочешуйчатого строения, но чешуйки в беспорядочном расположении и поляризуют без какой-либо ориентировки, т. е. глинистое вещество в породе не перекристаллизовано. По данным С. Л. Троицкого, глины содержат плоскоэллиптические карбонатно-глинистые конкреции.

В обн. 46 в подморенном слое песков и алевритов близ контакта с вышележащей мореной залегают два прослойка по 0,3—0,5 см светло-серого мергеля. В шлифах они представляют собою песчаник с кальцитовым кристаллическим цементом тонкослоистой текстуры. Состав обломочного материала полимиктовый, полностью соответствует данным иммерсионного анализа. Обломки пород представлены основными изверженными породами, кремнистыми и кремнисто-слюдистыми сланцами, кварцитами, мелкозернистыми известняками, зернами угля. Изредка встречаются красно-бурые сильно окисленные растительные остатки. Кальцитовый цемент выполняет поры между зернами, но в отдельных участках породы, где группируется более грубый песчаный материал, цемент — пленочный, в небольшом количестве. Перекристаллизация цемента полностью в породе не завершилась. Это можно наблюдать в отдельных местах, где известковый материал характеризуется тонкозернистой сгустковой структурой. Кальцит цемента нередко замещает зерна полевых шпатов и кварца. Отдельными участками порода окрашена гидроокисью железа.

В отдельную группу подморенных песков и алевритов выделяются породы обн. 43, которое находится по соседству с обн. 44 в Пупковских ярах. Они отличаются от охарактеризованных выше только по особенно высокому содержанию пироксенов (81—87%) и соответственно — основных плагиоклазов. Из всего известного нам материала по северо-востоку

Западно-Сибирской низменности породы такого состава нами встречены впервые. На долю рудных минералов приходится 6—8%, на долю эпидота — 2—4%, а амфиболов — 1%.

Для обломочного материала характерны очень хорошая сохранность минералов и почти полное отсутствие признаков окатанности. Полуокатанные зерна встречаются только среди цирконов, сфена и рутила. Такие свойства породы могут указывать на основной источник питания

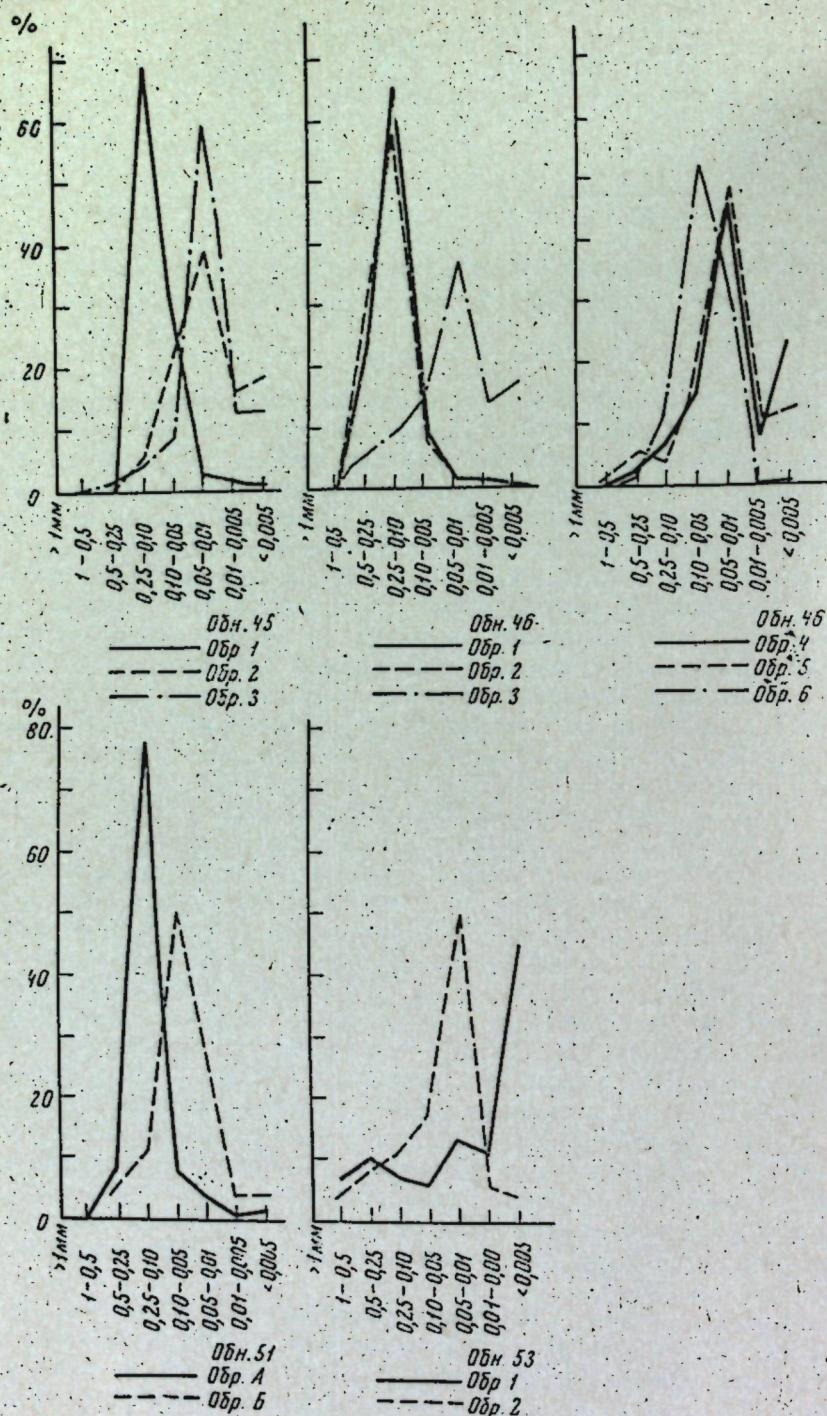


Рис. 2. Графики распределения обломочного материала в подморенных отложениях.

Таблица 1

Гранулометрический состав пород (в %)

№ обна- жения	№ образ- ца	Гравий и галька	Песок (в мм)			Алеврит (в мм)		Глина (в мм)		Гранулометри- ческие коэффициенты		
			>1,0 мм	1,0—	0,5—	0,25—	0,10—	0,05—	0,01—	<0,005	Md	So
				0,5	0,25	0,10						
Надморенные отложения												
60	1-ф	—	2,3	5,5	6,8	3,7	24,0	19,4	38,3	0,009	2,58	
60	1-ц	—	4,0	4,6	3,6	6,6	26,7	24,6	29,9	0,007	2,64	
53	6-2	—	0,2	0,5	0,6	19,3	69,2	5,7	4,5	0,027	1,82	
53	6-1	—	1,8	2,0	2,3	21,6	61,2	6,3	4,7	0,029	1,96	
53	5	—	1,2	2,6	7,3	10,0	62,7	9,1	7,1	0,036	4,60	
46	19	—	1,1	13,8	20,7	14,0	38,5	5,5	6,4	0,056	3,16	
46	18	—	3,2	8,6	18,9	11,5	17,2	9,9	24,7	0,037	5,30	
Моренные отложения												
63	10	—	6,7	17,4	18,5	16,0	24,3	7,0	10,1	0,074	3,30	
63	9	—	4,0	14,8	19,4	17,6	27,9	8,0	8,3	0,06	3,30	
63	8	—	4,1	14,6	19,8	15,4	29,1	7,6	9,4	0,061	3,32	
63	7	9,7	6,5	14,6	24,8	15,7	18,9	4,0	5,8	0,01	2,73	
63	6	28,6	5,5	13,9	14,4	7,6	16,6	5,5	7,9	0,24	6,00	
63	5	—	10,9	15,6	21,5	10,7	22,4	6,2	12,7	0,09	3,54	
63	4	28,7	3,9	12,4	14,3	10,2	17,2	5,2	8,1	0,21	6,10	
63	3	—	4,2	14,5	18,1	14,7	26,6	7,6	14,3	0,05	4,20	
63	2	—	2,8	11,7	17,8	13,5	29,9	8,3	16,0	—	—	
63	1	—	3,8	14,3	18,1	19,5	24,0	8,4	11,9	0,06	3,20	
60	III-1	12,0	3,4	10,9	19,1	14,5	25,1	7,1	7,9	0,075	3,73	
60	III-2	14,0	3,3	11,2	18,9	6,6	27,3	7,0	11,7	0,062	5,20	
53	2-3	—	1,2	8,1	18,3	19,0	29,0	8,1	16,3	0,036	4,60	
52	A	—	1,8	10,2	21,2	17,1	29,9	6,9	12,9	—	—	
51	2-10	—	8,2	20,2	23,4	17,2	19,2	5,2	6,6	0,12	2,8	
51	2-5	—	1,9	11,1	21,9	19,2	28,7	7,6	9,6	0,05	8,93	
51	2-3	—	3,5	14,1	24,5	20,3	22,0	6,0	9,6	0,072	2,76	
51	2-2	—	6,2	14,1	21,6	17,3	25,5	6,4	8,9	0,071	2,6	
51	2-1	—	3,7	14,0	22,3	18,4	24,7	5,0	11,9	0,07	2,96	
49	1	—	5,4	11,0	14,8	24,5	29,2	7,6	7,5	0,053	3,06	
49	2	23,0	2,3	10,2	17,1	13,9	22,7	5,4	5,4	0,14	6,35	
49	3	—	4,9	13,6	21,4	19,3	25,4	7,2	8,4	0,076	3,0	
46	17	—	3,4	12,8	16,4	12,9	24,4	7,8	22,3	0,057	3,0	
46	16	—	2,6	16,1	30,2	22,3	17,7	4,4	6,7	0,120	2,20	
46	15	—	1,9	14,1	30,9	23,6	19,7	4,6	5,2	0,1	2,23	
46	14	—	1,2	9,8	19,0	15,1	27,1	10,2	17,6	0,03	5,50	
46	13	—	2,5	15,5	29,5	20,2	20,7	4,6	7,0	0,1	2,44	
46	12	—	3,8	14,8	27,5	21,6	21,1	4,2	7,0	0,09	2,52	
46	11	—	2,5	14,1	24,9	23,8	20,9	5,8	8,0	0,074	2,44	
46	10	—	2,5	15,3	30,2	22,1	20,8	4,4	4,7	0,1	2,47	
46	9	—	3,2	14,5	26,7	20,1	24,1	4,3	7,1	0,89	2,78	
46	8	—	1,8	12,6	31,7	22,6	22,2	4,2	4,9	0,09	2,16	
46	7	—	6,1	14,9	19,1	16,4	22,4	7,8	13,3	0,07	3,42	
43	6	25,0	4,0	6,9	7,5	9,4	32,1	9,4	5,7	0,05	8,10	
43	5	—	6,8	17,9	14,7	13,7	25,9	10,2	10,8	0,085	3,20	
43	4	—	10,9	16,6	11,7	18,0	24,9	9,3	9,6	0,06	3,90	

Таблица 1 (окончание)

№ обна- жения	№ образ- ца	Гравий и галька	Песок (в мм)			Алеврит (в мм)		Глина (в мм)		Гранулометри- ческие коэффициенты	
		>1,0 мм	1,0— 0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,10	0,10— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	<0,005	М _d	So
37	6	47,0	13,0	21,0	7,3	3,7	3,4	1,0	3,6	0,8	3,04
37	8	—	11,1	18,2	11,7	15,7	24,9	9,1	9,3	0,149	4,0
37	10	11,0	5,5	15,3	15,4	9,4	24,4	8,1	10,9	0,08	4,6
37	11	—	4,0	10,1	13,9	20,7	32,6	8,2	10,5		
Подморенные отложения											
46	6	—	0,2	1,4	14,5	52,1	30,4	0,2	1,2	0,065	2,3
46	5	—	2,0	5,4	4,0	18,6	47,5	10,0	12,5	0,03	1,26
46	4	—	0,2	2,1	6,6	14,7	46,2	7,3	22,9	0,02	3,90
46	3	—	1,6	6,0	9,8	15,5	37,2	13,0	16,9	0,21	4,46
46	2	—	0,2	32,7	58,2	6,9	1,6	0,2	0,2	0,02	1,39
46	1	—	0,4	23,9	65,3	9,1	1,1	0,1	0,1	0,18	1,36
45	3	—	—	2,9	68,6	24,7	2,3	0,8	0,7	0,16	1,75
45	2	—	—	0,8	5,7	18,9	40,2	15,9	18,5	0,02	3,15
45	1	—	0,3	0,9	4,3	8,8	59,7	13,1	12,9	0,149	1,50
53	1-1	—	6,3	10,9	7,4	6,0	13,4	10,8	45,1	0,02	5,60
59	1-A	—	4,3	8,7	11,2	17,1	48,8	5,7	4,2	0,095	2,00

(и почти единственный) — трапповый комплекс пород, на близость транспортировки обломков и на холодные климатические условия формирования, когда процессы химического выветривания минералов были полностью парализованы.

При изучении прозрачных шлифов была выявлена интересная деталь для отложений, заканчивающих этап накопления подморенных песчано-алевритовых пород. Она зафиксирована в породах обн. 43, 45 и 46 и выражается в следующем (рис. 3). Во всех трех разрезах в кровле подморенных песков и алевритов формировался прослой брекчиевидных мономиктовых пород. В обн. 45 порода состоит из обломков бурых тонкоотмученных перекристаллизованных глин, чешуйки которых поляризуют отдельными лентами. В обломках глин видны тонкие пряди растительных остатков, расположенные беспорядочно. Помимо их в составе глин в значительном количестве присутствует еще тонкозернистый растительный детритус. Размеры и форма обломков глин самые разнообразные. Часто они весьма неправильные, разорванные, растерзанные. Более мелкие обломки глин довольно заметно окатаны. Все они погружены в несортированную основную массу породы, состоящую из песчано-алеврито-глинистого материала и представляющую собою наполнитель или цемент породы. В нем много хлорита, зерен кальцита, некоторые — в железистой оболочке, часты красно-бурные окисленные растительные остатки и более мелкий детрит.

Вся масса значительно окислена и местами сильно окрашена в ярко-бурый цвет. Слоистости в породе не обнаружено. Расположение обломков глин беспорядочное. Приведенные данные свидетельствуют о начавшемся разрушении, охватившем в первую очередь меловые (?) осадочные толщи. Возможно, это начало ледникового выпаживания поверхности, так как непосредственно на этих брекчиевидных породах залегает морена.

В обн. 43 подобная порода в шлифе оказывается несортированной и перемятой. В ней большинство обломков пород представлены также мономиктовыми тонкоотмученными бурыми или серо-бурыми глинами, то чистыми, то с примесью того или иного количества алевритистого материала. Одни обломки глин неслоисты, другие характеризуются тонкой слоистостью. Форма и размеры обломков самые разнообразные. Некоторые из них раздавлены или разорваны. Здесь появились, кроме того, пока еще в небольших количествах грубые обломки кристаллического известняка и эффузивных пород, обычно хлоритизированных, а также обломки алевролита с глинисто-карбонатным цементом. Более мелкие песчаные и алевритовые зерна имеют также полимиктовый состав, который отражен в табл. 2 (обр. 1—4). Цементирующая масса механического выполнения пор того же в общем состава. Характерно высокое содержание в ней карбонатных зерен самой различной размерности. Порода имеет брекчиевидный облик.

Аналогичные породы были встречены в кровле подморенных песков и алевритов и в обн. 46, где обломки меловых глин преобладают, вследствие чего порода имеет мономиктовый состав грубого материала.

Переходим к анализу фактического материала, полученного при изучении моренных отложений. Как говорилось выше, в южной части профиля выступают обнажения древней — самаровской — морены, по единому мнению геологов признанной субаэральным образованием. Типичные свойства моренных отложений вообще очень ярко выразил Д. В. Наливкин (1956) в форме четырех отрицаний: неоднородность, неокатанность, неслоистость и неотсортированность материала. Проследим как эти четыре признака соответствуют характеристике моренных отложений изучаемого района.

За типовой разрез самаровской морены нами было взято обн. 63, находящееся в 8,8 км ниже устья р. Чулковки. По полевому описанию С. Л. Троицкого, здесь над бечевником и осынями, поднимающимися над уровнем Енисея почти на 15 м, выступают темно-бурые суглинки песчаные, щебенчатые, с обильным гравием и галькой различного размера, среди которых встречаются единичные валуны. Изредка встречаются обломки раковин и переотложенные конкреции. Видимая мощность суглинков в расчистке достигает 13 м.

Подобные суглинки выступают и в обн. 60—62 на протяжении правого берега Енисея между с. Верхне-Имбатским на севере и р. Чулковкой на юге.

Гранулометрический состав моренных отложений по обн. 60 и 63 приведен на графиках распределения (рис. 4), где ясно видна многофракционность пород, а стало быть, и полная их неотсортированность. Несмотря на хаотическую, казалось бы, смесь обломочного материала, мы усматриваем в ней и черты определенной закономерности. Они выражаются в подобии всех линий графика для разных образцов, в которых несколько преобладают алевритовые частицы с диаметром 0,05—0,01 мм, а в некоторых случаях и грубый гравийно-галечный материал.

Итак, гранулометрический состав пород по разрезам обн. 61 и 63 сходен по своей разнородности. При сложении соответственно всех гравийно-галечных, песчаных, всех алевритистых и глинистых частиц можно заключить, что несортированные «мусорные» породы морены являются в среднем песчано-алевритовыми, иногда галечно-песчано-алевритовыми. Глинистая часть во всех случаях является значительно подчиненной.

В шлифах были изучены шесть образцов морены из обн. 63. В обр. 1 — гравийный и песчано-алевритовый несортированный материал резко полимиктового минералогического состава (рис. 5а). Обломки пород представлены различными основными эффузивами, зернистыми известняками, песчаниками, роговиками, кремнистыми и кремнисто-слудистыми сланцами;

Т а б л и ц а 2 (окончание)

№ обозначения	№ образца	Выход тяжелой фракции (в %)	Тяжелая фракция																									
			Ильменит, магнетит	Лимонитизированные породы	Лейкоксен	Разрушенные зерна	Циркон	Турмалин	Гранат	Шпинель	Рутил	Апатит	Сфен	Апатит	Ставролит	Дистен	Андалузит	Силлиманит	Роговая обманка		Актинолит, тремолит	Группа слюд	Хлоритoid	Эпидот-нонит	Пироксен моноклиный	Пироксен ромбический	Доломит	Сидерит
																			обыкновенная	базальтическая щелочная								
45	8	10,3	13	+	+	+	1	+	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	+	+	+	+	13	70	+	+	
45	7	12,0	13	1		1	1	+	1	+	+	+	1	+	+	+	+		3	+	+	+	+	10	67	+	+	
43	6	16,0	16	+		+	2	+	+	+	+	+	1	+	+	+			1	+	+	+	+	8	70	+	+	
43	5	10,3	15	1		1	1	+	+	+	+	+	1		+				1	+	+	+	+	7	71	+	+	
43	4	10,6	12	1		+	+	+	+	+	+	+	+			+	+		1	+	+	+	+	11	73	+	+	
43	3	10,3	17	1		1	+	+	+	+	+	+	+			+	+		1	+	+	+	+	7	71	+		
37	6		16	2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			2	+	+	+	+	4	72			
37	7		24	2	+	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			1	+	+	+	+	8	61			
37	8		15	1	+	+	1	+	+	+	+	1	+	+	+				1	+	+	+	+	8	71		+	
37	9		18	+	+	+	1	+	1		+	1	+	+	+				1	+	+	+	+	6	71	+		
37	10		11	1	+	+	+		+	+	+	1	+	+	+				1	+	+	+	+	5	77		1	
37	11		16	1	+	1	1	+	+	+	+	1	+	+	+				1	+	+	+	+	5	73		+	
37	12		16	+	+	+	1	+	1		+	+	+	+	+		+		1	+	+	+	+	3	75	+	+	
37	13		21	+	+	+	+		+	+	+	1		+					1	+	+	+	+	5	70	+		
37	14		16	1	+	+	1	+	+	+	+	+	+	+		+		+	1	+	+	+	+	7	72	1		

Легкая фракция																															
Кварц	Кварц мозаичный	Щелочной полевой шпат	Плагиоклаз основной	Плагиоклаз кислый + средний	Мусковит	Биотит	Зеленая слюда	Опал в обломках	Спинулаи губок	Обломки пород	Разрушенные зерна	Обломки эпидотизированных пород	Хлоритизированные зерна	Серцитизированные зерна	Цолиты	Амфиболиты	Кремни, кварциты	Окашши глины	Обуглившиеся частицы	Растительные остатки	Панцири диатомовых	Радиолярии	Хлорит	Глаукоцит	Кальцит	Ортоклаз пелитизированный	Обломки эффузивов	Обломки станиц	Глаукоцит		
31	+	10	38	1	+	1	+	+		+	5		9		+					+											
29	1	8	30	2	+	+	1	1		1	6		16	1	+								1	+							
20	+	6	55	+	+	1	1	+	+	+	6	+	6	1									2	+							
35	+	10	42	+	+	1	1	1		1	3		6	1									2	+							
30		11	43	+	+	+	+	1			5		4	4									4	+							
27	+	12	37		2	+	2	+		2	4		5									5									
23		9	38	1	1	+	+	+		+	2			1			+					14	+	7							
21		8	59	+	+	+	1	+	+	+	1			1			+		+			4	+	+							
25		10	40	+	1	1	+	2	+	+	4			+	+		+		+			10	+	+	+	+	+				
21		10	40	+	1	+	+	1		+	6			2	+		+		+			9	1	+	+	+	+				
22		7	47	1	+	1	2	+		+	7			1			+		+			7	1	1	1						
20		3	59	+	+	+	1	+		+	3			+			+		+			8	+	2							
26		8	46	+	1		1	+	+	+	3			+	+		+		+			7		4							
24		15	48	+	+	+	+	1		+	+			+			+		+			5			+						
18		8	60	+	1	+	+	+	+	+	4			+	+		+		+			5		+	+						

Подморенные

59	1-A	3,33	25	1	2	+	3	+	2	1	1	+	+	+	+	13	+	1	+	34	14	1		
53	1-2	0,66	23	+	2		1	+	1		1	+	+	+	+	2	+			2	68	+		
53	1-1	0,66	28		1		1		1		+	+	+	+	+	3	+			4	62	+		
46	6	8,0	14	1	1	+	+		+	+	+	+	+	+	+	7	+	+	+	3	72	1		
46	5	1,66	25	1	1	+	1	+	+	+	+	1	+		+	3	+	+	+	4	62	1		
46	4	2,0	32	+	1	+	1	+	+	+	+	+	+		+	3	+		+	4	59	+		
46	3	5,33	40	+	1	+	1	+	+	+	+	1	+		+	3	+	+	+	3	50	+		
46	2	18,0	22	1	1	+	1	+	1	+	+	+	+		+	6	+	+		6	59	1		
46	1	12,66	13	+	1	1	2		+	+	+	+	+		+	9	+			3	68	2		
45	6	12,0	17	+	2	1	1	+	2	+		1	+		+	32	3		1	+	11	24	1	
45	5	6,6	14		+	1	4	+	2	+	+	+	+		+	27	3		1	+	30	9	2	
45	4	9,3	15	1		2	3	+	3	+	+	+	+		1	25	+	+	2	+	30	6	+	
45	3	2,6	21	1	1	1	1	1	2	+	+	+	+		1	31	2	+	3	+	23	14	1	
45	2	5,6	26	+	+	1	3	+	4	+	+	+	+		1	20	1		2	+	34	5	1	
45	1	13,0	18	1	+	2	2	+	3		+	3			1	28	2	+	2	+	23	11	3	+
44	1	0,66	16	2	+	1	1	+	2		+	+	+		1	3	1		1	+	7	65	+	+
43	2	18	8	+		1	1	+	1		+	+	+		+	1	+	+	+	+	4	81	1	
43	1	12,66	6	1		1	1	+	+	+	+	+	+		+	1	+	+	+		2	87	+	

Примечание*. Для обр. 1-А из обн. 59 подморенных отложений растительные остатки подсчита
Состав тяжелых фракций в породах обнажений 46, 49, 52, 53, 60 и 63 приведен по

ОТЛОЖЕНИЯ

[illegible]

ны сверх 100% минералов.
данным Ф. С. Бузулудского.

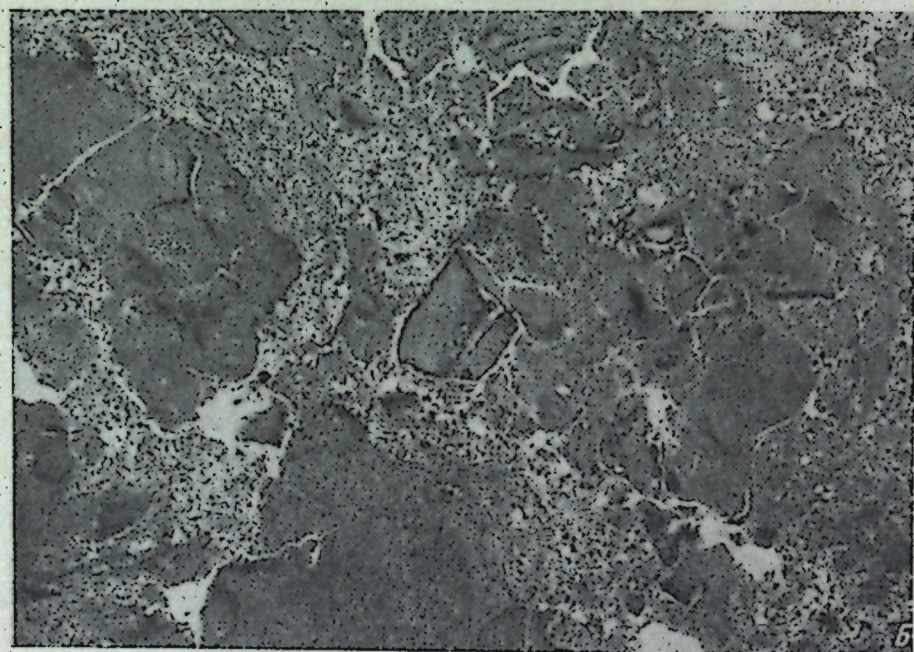
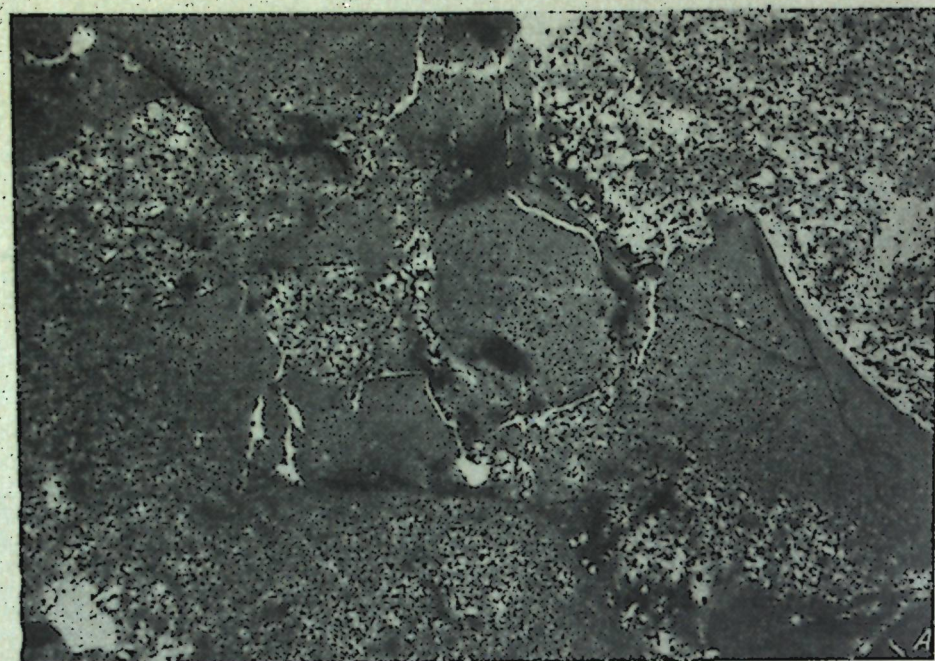


Рис. 3. Разрушение мезозойских глин под мореной. Микрофото. Ст. Марково
(А — обн. 46, обр. 3—4, ув. 54; Б — обн. 45, обр. 3—5, ув. 16)

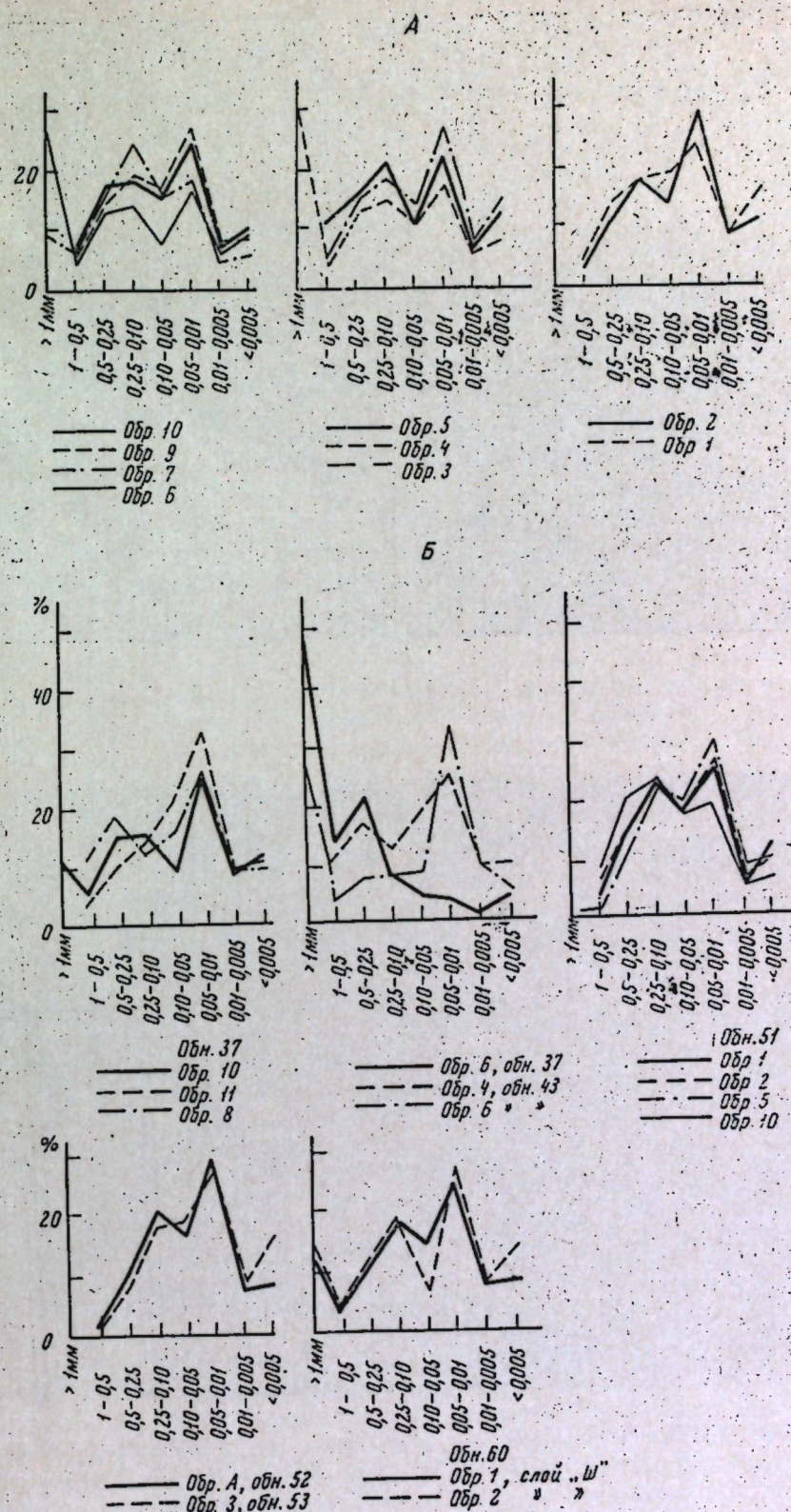


Рис. 4. Графики распределения обломочного материала в моренных отложениях
(А — обн. 63; Б — обн. 37, 43, 51—53, 60)

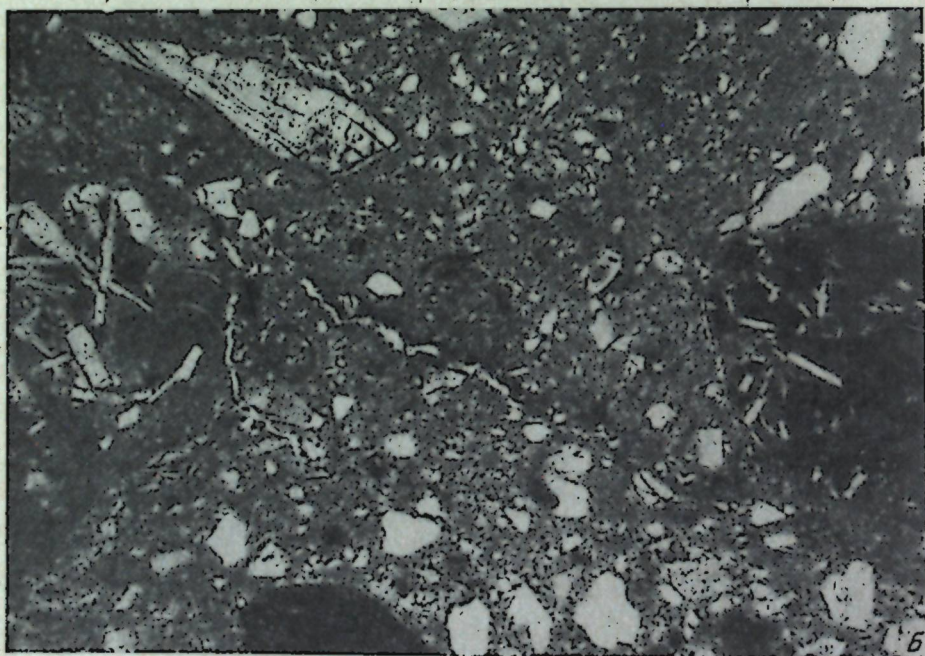


Рис. 5. Самаровская морена. Микрофото (обн. 63, А — обр. 1-1, ув. 54; Б — обр. 4-9, ув. 54)

многие обломки лимонитизированы до неузнаваемости, серицитизированы, пелитизированы или хлоритизированы. Размеры обломков самые разнообразные: от алевритовых частиц через любые песчаные зерна до обломков 1,87, 2,08 и до 4,64 мм в диаметре. Преобладают угловатые зерна, но нередки и полуугловатые, окатанные зерна единичны. Алеврит-глинистая масса породы механически выполняет различные по размеру промежутки между зернами. Состав цементирующей, наиболее мелкозернистой массы, весьма сложный. Он представляет механическую смесь известковистого материала, гидрослюдистых частиц и хлорита, причем в разной степени пропитанную гидроокислами железа.

В обр. 1-2, 1-3 свойства породы аналогичны. Их можно дополнить следующими данными: здесь встречаются гравийные зерна из роговиков, хлоритовых сланцев, туфов, миндалекаменных пород, обломки органогенных известняков, халцедона, доломита. Среди обломков пород преобладают различные основные эффузивы, затем идут кварциты и роговики, реже встречаются карбонатные породы.

В шлифах из обр. 1-6, 1-7 та же несортированная порода, но в большей степени пропитанная гидроокислами железа, проникающими по определенным трещинкам и дающими потеки. Для многих обломков основных изверженных пород характерна сильная окисленность. Многие зерна моноклинного пироксена хлоритизированы и лимонитизированы. Эти явления связаны с присутствием в морене субаэрального горизонта, который был сформирован, по-видимому, при межстадиальной остановке в процессах накопления морены. В условиях поверхностного выветривания развивались в основном процессы окисления, которые и оставили свой след в породах, залегающих близ этого горизонта.

Накопление морены, возобновившееся после короткого перерыва, привело к формированию снова массивных неслоистых неотсортированных пород. В шлифах из обр. 4—8 в состав обломков входит весьма разнообразный комплекс пород. В очень большом количестве присутствуют обломки различных основных изверженных пород, то мелко, то крупнозернистых, обычно хлоритизированных, реже карбонатизированных или лимонитизированных. В меньшем, но довольно значительном содержании, входят кристаллические и тонкозернистые известняки, кварциты и кремнистые разности. Некоторые зерна непрозрачны, весьма сильно изменены. Очень много в породе хлорита зеленого, желтовато-зеленого и бурого. Отдельные его зерна полуугловатые, иногда как бы окатаны. Среди них встречаются зерна с веерообразным строением. Более мелкие частицы хлорита совместно с карбонатным и гидрослюдистым материалом образуют сложную смесь цементирующей массы. Процессы окисления в породе выражены слабо. Угловатый материал преобладает, но наряду с ним довольно частые зерна полуокатаны, а окатанные по-прежнему появляются редко.

Шлиф из обр. 4-9 (рис. 5б) дает возможность сделать некоторые добавления к приведенной характеристике. В породе дополнительно встречены среди обломков пород туфы, доломиты, красноцветные песчаники; впервые по разрезу здесь встречены обломки мезозойских тонкозернистых перекристаллизованных глин, которые вследствие сравнительно слабой плотности раздавлены, деформированы, разорваны, по трещинкам окислены. Раздавленные обломки глин в отдельных участках породы служат ее цементом (такие глины в обломках были нами встречены в кровле подморенных песчано-алевритовых пород в обн. 43, 45 и 46, см. предыдущие страницы). Так же впервые в данном образце были отмечены единичные экземпляры синкул опаловых губок, видимо, перетолженных из морских мезозойских (меловых?) глин.

В отличие от обр. 4-8 здесь снова проявились процессы окисления. Так, многие обломки эффузивов лимонитизированы. Гидроокислы железа

в отдельных участках пропитывают всю породу, создавая коричневатобурюю пятнистость. Цементирующая масса по-прежнему сложного глинисто-хлорит-карбонатного состава.

В шлифе из обр. 4-10 порода близка обр. 4-9. В ней еще интенсивнее проявляются процессы выветривания. В обломках мы здесь часто встречаем окисленные эффузивы, нацело хлоритизированные или лимонитизированные породы, древние полевошпат-кварцевые песчаники с оолитами хлорита, эпидотизированные породы и большое количество зерен моноклинового пироксена, сильно трещиноватого (не по спайности). Здесь исчезли обломки карбонатных пород; нет карбоната и в цементе, столь характерного для всей толщи нижележащих моренных образований. Цементом в породах служит глинисто-хлоритовое вещество, в котором много тонкочешуйчатого материала, часто обволакивающего отдельные зерна. В большей же части породы он образует базальный субстрат, в который погружены обломки гравийного, песчаного и алевритового размера. Часто можно видеть обломки в лимонитовой рубашке. Обломки мезозойских тонкочешуйчатых глин так же присутствуют, как и обр. 4-9. Преобладают зерна с угловатыми очертаниями. Полуугловатые зерна обычны, окатанные редки.

Обратимся к минеральному составу алевритовой части морены. Из табл. 2 можно видеть чрезвычайно выдержанный и устойчивый в основном плагиоклаз-пироксеновый комплекс минералов. Такой распространенный породообразующий минерал, как кварц, не превышает 16—27% от массы легкой фракции. Основные же плагиоклазы составляют 44—61% от легкой фракции. Характерно сравнительно небольшое колебание в содержании моноклинового пироксена (60—78%). Ильменит и магнетит варьируют между 13 и 28%. Эпидоты и амфиболы довольно бедные и не превышают 4—6%. Акцессорные минералы единичны, как и минералы метаморфической группы. Разрушенные, хлоритизированные и серицитизированные зерна в легкой фракции, хотя и слабее чем в шлифах, но отражают процессы выветривания, которым подвергались породы.

По составу алевритовой части моренные отложения очень близки пескам и алевритам, подстилающим в обн. 44, 46, 53 более молодую морену, но резко отличны от нижних песков и алевритов обн. 45 и 59.

Итак, полученный фактический материал по granulометрическому, минералогическому и петрографическому составу моренных отложений самаровского времени в обн. 60 и 63 дает нам право сделать следующие обобщения. По отсутствию слоистости и отсортированности, по разнородности состава и преобладанию неокатанного обломочного материала породы полностью отвечают свойствам моренных отложений. Обломочный материал сравнительно заметной или средней степени окатанности объясняется наследственными признаками морены, которые были свойственны обломочному материалу различных осадочных образований, служивших объектом ассимиляции для ледниковых масс.

Резко полимиктовый состав морены и характерный состав цемента, в который в значительном количестве помимо глинистого и хлоритового вещества входит карбонатный материал, дают право считать эти породы типичными субаэральными образованиями, отложенными ледником.

Переходим к характеристике более молодой морены. Некоторые исследователи (Архинов, 1959, 1960; Архинов и др., 1957) считают, что в направлении с юга на север типичная субаэральная морена постепенно приобретает все более явные признаки ледниково-морских отложений, все чаще появляются слоистые текстуры, раковины морских моллюсков, встречающиеся в породах, находятся на месте естественного захоронения.

Формирование пород в морской подвижной среде несомненно весьма сильно отличается от накопления морены в субаэральных условиях. Это

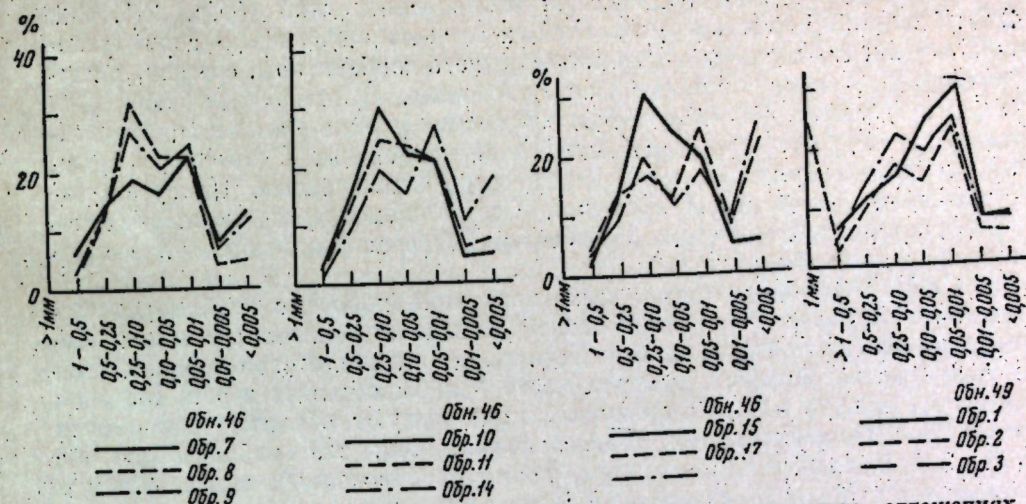


Рис. 6. Графики распределения обломочного материала в моренных отложениях обн. 46 и 49

должно было бы отразиться и на granulометрическом и вещественном составе, на структурах и текстурах отложений, на составе цементирующей массы и т. д.

Приведенные на рис. 46 и 6 графики распределения вещественного состава для моренных отложений по обн. 37, 43, 46, 49—53, находящимся по правому берегу Енисея между р. Комса на юге и р. Семиверстной на севере, показывают несколько видоизмененные, но также многофракционные кривые, в которых одни породы, так же как самаровская морена, имеют незначительный пик, соответствующий частицам алеврита с диаметром 0,05—0,01 мм (обн. 53, 51 и 49), в других случаях этот невысокий пик сдвигается в сторону песка с размером частиц 0,25—0,10 мм (обн. 46) и, наконец, к еще более грубому материалу наряду с алевритистыми частицами. Последнее проявляется в кривых для образцов пород из обн. 37. В основном же все эти породы лишены какой бы то ни было сортированности по размерности частиц. Увеличение вещественного состава морены в направлении к северу, возможно, может быть указателем направления движения ледника. Конечно, для вполне обоснованного заключения о направлении движения ледника проведенный объем исследований не является достаточным.

Глинистый материал в морене изученных обнажений не уменьшается в содержании по сравнению с субаэральной самаровской мореной. Во многих случаях содержание, наоборот, возрастает, как это видно на графиках для пород из обн. 46, 53.

Анализ приведенного материала приводит нас к заключению о том, что порода образовалась в среде, где не происходило какого-либо волнения водных масс и отмыва глинистых частиц, что характерно для прибрежной морской обстановки с движущейся водной средой и что ее нужно признать за морену.

В прозрачных шлифах моренные отложения в направлении с юга на север обнаруживают следующие изменения. В обн. 51 (выше устья ручья Половинного) наблюдаются породы гравийно-песчано-алевритового состава неслоистой массивной текстуры с резко полимиктовым минеральным комплексом в обломочном материале, среди которого более грубые обломки представлены главным образом основными изверженными породами, затем известняками и кварцитами. Здесь появляются известняки со сгустковой структурой. Продолжая в низах толщи изредка встре-

чатся обломки тонко отмученных мезозойских глин (обр. 2-1, 2-2, 2-4). Обломки пород полуугловатые, а песчано-алевритовые зерна угловатые. Цемент базальный, глинисто-слюдисто-карбонатного состава, в значительной степени подвергшийся окислению. В шлифе из обр. 2-5, 2-6 и 2-7 многие обломки эффузивов весьма сильно изменены: лимонитизированы, пелитизированы или хлоритизированы. Единичные зерна окисленного глаукогита здесь были встречены впервые. Присутствуют окисленные растительные остатки. Состав цемента продолжает оставаться глинисто-слюдисто-карбонатным. Встречаются обломки известняков со сгустковой структурой.

В обр. 2-8 того же типа несортированная порода с карбонатно-глинисто-хлоритовым цементом, в разной степени лимонитизированным. Некоторые обломки эффузивов и известняков — в лимонитовой корочке. Тонкочешуйчатый материал цемента часто как бы обтекает зерна, создавая оболочку вокруг них. По-прежнему присутствуют обломки мезозойских глин то неслоистых, то тонкослоистых. Они же наблюдаются и в обр. 2-9. В последнем встречены, кроме перечисленных выше, обломки хлоритовых пород, песчаников с железистым цементом, песчаников полевошпат-кварцевых с известковисто-хлоритовым цементом, зерна которых хорошо окатаны. Есть совершенно измененные неопределимые обломки. Угловатый материал преобладает, полуугловатые зерна обычны, окатанные — редки.

Шлифы из пород обн. 49 (в 1,7 км выше ручья Трехверстного) дают очень близкую характеристику их свойств к породам из обн. 51. По полевому описанию С. Л. Троицкого, суглинки здесь буровато-темно-серые, щебинистые, песчанисто-гравелистые, с обильным мелкообломочным материалом, среди которого преобладают гравий и мелкая галька. Крупная галька встречается редко. Материал распределен беспорядочно. Видимая мощность пород 5 м. В кровле залегает горизонтальный прослой валунов с галькой. Выше продолжает обнажаться тот же суглинок, но валунисто-галечный материал в нем имеет горизонтальную ориентировку. Имеются слои тонкозернистого песка до 0,01—0,02 м. Вся толща разбивается на крупные линзовидные тела прослойками ожелезненной песчанистой супеси. К кровле эти прослойки становятся горизонтальными, толщина их не более 1,5—2 см.

В обр. 4-1 (из низов толщи суглинков) в шлифе видна несортированная масса разнозернистого обломочного материала, сцементированная механической смесью глинисто-хлорит-карбонатного состава, окрашенного в бурый цвет гидроокисью железа. Структура цемента базального типа, но отдельными участками количество его уменьшается, и он сменяется на контактовый тип. Все свойства породы аналогичны образцам пород из обн. 49, поэтому мы избегаем их повторения.

В обр. 2-2 галечно-гравийно-песчано-алевритовая порода с тем же составом обломков и цемента. Можно добавить, что в этом образце были встречены обломки сидерита. Слоистости порода не обнаруживает. Цемент глинисто-хлорит-карбонатный, беспорядочно выполняет поры между зернами. По-прежнему резко преобладают угловатые зерна. Обр. 2-3, взятый из верхней части суглинков обн. 49, — глинисто-песчано-алевритовая порода с резко полимиктовым составом обломков, с цементом сложного состава из гидрослюды, хлоритов, карбонатов кальция и гидроокислов железа. Последние, по-видимому, представляют наиболее поздний компонент цемента. Он пропитывает породу весьма неравномерно, создавая тип выполнения пор между зернами, на отдельных участках — контактовый. Среди обломков пород определены основные изверженные, карбонатные и хлоритовые породы, алевриты с карбонатным цементом, кремни и кварциты, обломки угля, ожелезненные, пелитизированные и хлоритизированные породы, тонкочешуйчатые перекристаллизованные ме-

ловые глины, эпидотизированные породы, полевошпат-кварцевые песчаники с железисто-сидеритовым цементом и все минералы, приведенные в табл. 2.

Как видим, петрографический и минералогический состав моренных отложений по разрезу выдерживается.

В направлении к северу в Марковском яру (обн. 46) нами были просмотрены те же моренные суглинки. Породы гравийно-песчано-алевритоглинистого состава отличаются от охарактеризованных выше составом цемента. Последний здесь бурого цвета, тонкочешуйчатого строения, состоит из глинисто-слюдисто-хлоритовых частиц, среди которых рассеяны отдельные зернышки кальцита. Эта масса равномерно выполняет промежутки между зернами и участками образует базальный тип цемента. Порода значительно лимонитизирована. В обломочном материале тот же состав пород и минералов, какой приведен при характеристике обн. 49 (рис. 7а).

Породы из обн. 45 Черноостровского яра охарактеризованы в поле С. Л. Троицким как темно-бурые песчанисто-гравелистые суглинки щебенчатой структуры с рассеянной по разрезу галькой, очень редкими мелкими валунами, со слабыми следами горизонтальной слоистости. Мощность суглинков здесь снижена до 6,2 м. Из разреза было просмотрено семь шлифов. Обр. 5-7 — разнозернистая неслоистая гравелисто-песчано-алевритовая порода полимиктового состава с глинисто-железисто-карбонатным цементом, выполняющим промежутки между зернами. Гравий представлен эффузивами, разнозернистыми известняками, кремнистыми сланцами, тонкими перекристаллизованными глинами. Песчано-алевритовый материал обогащен основными плагиоклазами и моноклинными пироксенами, слюдами, карбонатами. Окатанность у большей части зерен отсутствует, но среди гравия встречаются сравнительно хорошо окатанные зерна известняков и глин, как более мягких разновидностей пород. Среди же песчаного материала окатанные зерна большая редкость.

В обр. 5-8 среди гравийных зерен встречены, кроме перечисленных, кремнисто-хлоритовые породы и обломки угля. Порода обнаруживает полосчатость в связи с окрашиванием гидроокисью железа по отдельным направлениям. В цементирующей массе — сложная смесь из хлорита, глинистых минералов, карбонатов и лимонита.

В шлифе из обр. 5-9 порода характеризуется аналогичным составом, но более мелкозернистая. Гидроокислы железа в ней распределяются участками неправильной формы. В обр. 5-10 и 5-11 окисление породы значительно ослаблено. Обр. 5-12 характеризуется малым количеством цемента (не более 10%), отчего местами создается контактовый или пленочный тип цемента. Многие обломки основных изверженных пород весьма сильно хлоритизированы и окислены. Обр. 5-13 взят близ кровли моренной толщи. В шлифе это типичная морена. Гравий представлен эффузивными, сравнительно мелкозернистыми породами, микрозернистыми известняками, известняками со сгустковой структурой, кремнистыми разновидностями пород. Размер их достигает в шлифе 1 см. Очертания обломков в той или иной мере сглажены. Обломки эффузивов обычно покрыты тонкой лимонитовой корочкой, от которой окрашивание проникает в близлежащие участки породы. Большая часть этих пород сильно изменена, нередко нацело ожелезнена или хлоритизирована. В последних шлифах обломки тонко отмученных глин встречены не были. Цемент того же глинисто-карбонатно-хлоритового состава; распределение его в породе неравномерное.

В Пупковских ярах нами исследованы моренные суглинки из обн. 37 и 43. В полевом описании С. Л. Троицкого дана следующая их характеристика. В обн. 43 они темно-бурые, гравелисто-песчанистые, щебенчатой структуры, в нижней части содержат эллипсоидальные конкреции

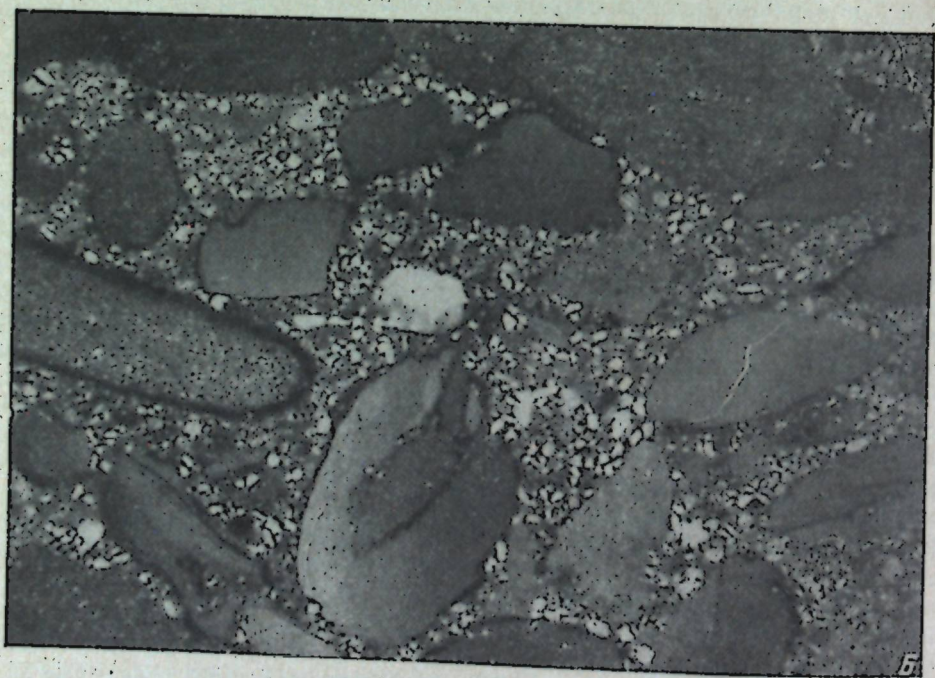


Рис. 7. Зырянская морена. Микрофото. Ст. Пушково (А — обн. 46, обр. 4—7, ув. 16, никели +; Б — обн. 37, слой 1, обр. 6, обломки известняков, ув. 16)

и редкие раковины морских моллюсков. Шлифы из обр. 3-3, 3-4, 3-5 снизу вверх дают представление о несортированной песчано-алевритоглинистой породе полимиктового состава, аналогичного предыдущим описаниям пород. Часть обломков основных эффузивов с сильно измененной основной массой. Наряду с ними встречаются того же состава породы высокой степени сохранности. Слоистости не обнаруживается. Цемент по-прежнему глинисто-карбонатный. Обломки в основной массе угловаты. Изредка встречаются тонкоотмученные меловые глины. В обр. 3-3 встречаются обломки известняка со сгустковой структурой. В обр. 3-4 и 3-5 обломочный материал пополнился хлоритовыми сланцами, обломками угля, полевошпат-кварцевыми алевритами с железистым цементом и эпидотизированными породами. Еще встречаются единичные обломки тонких слоистых мезозойских, по-видимому меловых, глин. По отдельным трещинам наблюдается обильное пропитывание породы гидроокислами железа. Среди крупных гравийных зерен в большом количестве встречаются разнообразные карбонатные породы то мелко, то среднезернистые, то перекристаллизованные. Единичные обломки известняков характеризуются сгустковой структурой. На втором месте среди грубообломочного материала стоят обломки различных эффузивов. Цемент породы глинисто-карбонатный, местами совместно с железистым.

Наконец в самом последнем по профилю к северу обн. 37 в устье р. Пятиверстной морена обладает, по С. Л. Троицкому, следующими характерными литологическими свойствами. Над осынями, поднимающимися над уровнем Енисея, с высоты 11,7 м снизу вверх выходят алевриты песчано-гравелистые, бурые, щебенчатой текстуры. Среди грубого материала преобладают мелкие и средние гальки и гравий. Много разрушенных галек карбонатных пород, окрашенных в различных цвет. По отдельным прослоям галька почти исчезает; порода становится более алевритисто-глинистой, и цвет ее изменяется на серый. В породе найдена одна цельная раковина *Macoma calcarea* (Gmelin) хорошей сохранности, лежащая горизонтально, и несколько обломков четвертичных и мезозойских морских раковин. Видимая мощность толщи 9,3 м. Через вышележащий прослой 2,5 м мощностью более песчаного суглинка и тонкий (0,02—0,04 м) слой разнозернистого гравелисто-галечно-валунного песка выступает толща алеврито-супесей, палево-бурых, с очень малым содержанием грубого обломочного материала, с намечающейся слабой слоистостью, близкой к горизонтальной. Отдельность пород — щебенчатая, у более песчаных слоев — листоватая. На поверхности отдельностей наблюдается яркое окрашивание гидроокисью железа. Мощность этой части пород 4,3 м.

В шлифах из образцов нижней части суглинков преобладают обломки мелко- и среднезернистых известняков; среди них есть известняки со сгустковой структурой. На втором месте находятся обломки основных изверженных пород нередко хорошей сохранности. Редкие обломки представлены тонкими буроватыми глинами чешуйчатой структуры, известняками с лимонитовым вишнево-красным цементом, хлоритовыми сланцами, кварц-известковыми породами, полимиктовыми песчаниками с карбонатно-железистым цементом, кварц-эпидотовыми породами и доломитами. Цементирующая, наиболее мелкая часть породы — глинисто-карбонатного или карбонатно-хлоритового состава. Структура его приближается к типу базального цемента (рис. 76).

Минералогический состав моренных суглинков в алевритовой части, как показало изучение их в иммерсионных препаратах, весьма постоянен. Он может быть охарактеризован как кварц-плагноклазовый в легкой порообразующей части и пироксеновый в тяжелой фракции. Содержание пироксенов чаще всего достигает 70% и несколько больше. Небольшое снижение его отмечается главным образом в породах обн. 46 и 49.

за счет чего здесь заметно увеличивается количество зерен обывковой роговой обманки и эпидота. Легкие фракции явно отражают роль хлорита, разрушенных зерен и кальцита (последний в обн. 37). Почти всюду отмечается слабая сортированность алевроитовой фракции (0,1—0,05 мм), которая изучалась под микроскопом. Основная масса зерен облекает угловатыми очертаниями. Более грубые зерна нередко или изредка полуугловаты и редкие из них окатаны. Последние обычно принадлежат циркону, эпидоту или сфену. Плагноклазы и пироксены отличаются хорошей сохранностью. Щелочной полевошпат заметно пелитизирован. Весьма разнообразен хлорит, чаще он желтовато-зеленоватый, близкий к оливковому, реже светло-коричневый или серовато-бурый, иногда почти соломенно-желтый. Зерна его округлой или овальной формы. Строение тонкочешуйчатое или тонколистчатое, иногда наблюдаются веерообразные волокнистые зерна с различно направленными волокнами по трем-четырем сегментам в зерне. Двупреломление низкое. Изредка встречаются лептохлориты оолитового строения.

Полученный фактический материал по минералогии и петрографии моренных отложений изучаемого района позволяет провести сравнение и дать некоторые заключения.

1. Гранулометрические свойства пород самаровской и зырянской морен весьма близки, во многих случаях аналогичны. Все образцы показали полное отсутствие какой-либо сортированности, все они многофракционные и этим своим признаком вполне соответствуют типу моренных отложений.

2. Минералогический состав алевроитовой части пород всех моренных отложений одинаков, весьма постоянен и может быть определен как кварц-плагноклазовая ассоциация для породообразующих и как пироксеновая для тяжелых по удельному весу минералов.

3. Обломочный материал галечно-гравийно-песчанистой размерности весьма разнороден и является резко полимиктовым. Для морены самаровского оледенения по группе обнажений, выступающих по правому берегу Енисея между реками Чулковкой и Верхний Имбак, ведущими обломками среди горных пород являются группы основных изверженных пород, кремнистых и кремнисто-слистистых сланцев, кварцитов и роговиков и группа карбонатов. Более редки различные песчаники, в том числе красноцветные, туфогенные породы, халцедоны, доломиты. И только в самых верхних частях морены (в обн. 63) впервые появляются обломки тонкочешуйчатых перекристаллизованных глин, вероятно мелового возраста, которые, как слабые по своей плотности, сильно деформированы, раздавлены или разорваны.

Таким образом, основными источниками питания при формировании моренных отложений самаровского времени служили в основном пермo-триасовая трапповая формация, докембрийские метаморфические формации, палеозойские карбонатные и терригенно-карбонатные формации. В конце ледниковой аккумуляции в состав пород питающих провинций включились толщи морских глин мелового возраста (?).

Последующая ледниковая эпоха ознаменовалась в самом начале своей денудационной деятельности в районе исследований перепахиванием тонкочешуйчатых морских глин мелового возраста. Обломки их в изобилии встречаются в породах близ контакта с подошвой моренных отложений. Эти породы являются мономиктовыми, отличаются брекчиевидной текстурой (обн. 43, 45 и 46) и состоят только из обломков меловых морских глин различных размеров и формы, многие из которых, так же, как и в кровле самаровской морены, являются разорванными, деформированными или раздавленными. В самой морене, во всех ее частях по разрезу эти глины встречаются повсюду, но уже являются второстепенным обломочным материалом.

В обр. 1-1 из обн. 43 вместе с обломками тонкочешуйчатых глин появляются, пока еще в небольшом количестве, грубые обломки кристаллических известняков и основных эффузивов, а также алевролитов, с глинисто-карбонатным цементом. Эти группы пород совместно с кварцитами начинают играть главенствующую роль уже в подошве моренной толщ. Среди разнообразных известняков появляются обломки со ступчатой структурой, которые не были встречены ни в одном образце из пород обн. 63. К перечисленным выше обломкам прибавляются хлоритовые породы, песчаники с железистым цементом, полевошпат-кварцевые песчаники с известково-хлоритовым цементом. В некоторых породах обн. 49 были встречены, кроме того, обломки сидерита, угля, эпидотизированных пород, полевошпат-кварцевых песчаников с железисто-сидеритовым цементом. В самом северном, изученном нами, обн. 37 среди обломков, входящих в состав морены, наиболее распространены различные известняки, в том числе и со ступчатой структурой. На втором месте оказываются, в других образцах всегда преобладавшие, обломки основных изверженных пород. Редкие обломки принадлежат тонкочешуйчатым глинам, хлоритовым сланцам, известнякам с лимонитовым вишнево-красным цементом, кварц-известковистым породам, полимиктовым песчаникам с карбонатно-железистым цементом, кварц-эпидотовым породам и доломитам.

Итак, основными питающими провинциями в период формирования зырянских моренных толщ в пределах изученного района были формации пермo-триасовых траппов, древние метаморфические толщи, карбонатные формации, терригенные древние отложения. Более скромную роль играли меловые морские глинистые толщи, хлоритовые сланцы, доломиты и другие породы. В северной части района в составе морены отмечается весьма активная роль карбонатной серии пород в общем продуктивном балансе питающих провинций. Выходы их по Енисею находятся в 22—25 км к северу от обн. 37. В заключение можно сказать, что в общем для формирования моренных толщ как самаровской, так и зырянской ледниковых эпох служили одни и те же петрографические провинции, но в истории формирования морен существовали и отличительные особенности, которые намечают своеобразные черты в процессе освоения ледниками различных материнских пород ложа.

4. В целом по всем изученным образцам из моренных отложений можно сделать вывод об отсутствии следов окатанности у огромной массы обломочного материала, которая резко преобладает. Обломки с полуугловатыми очертаниями, встречающиеся в небольшом количестве, принадлежат главным образом сравнительно мягким осадочным породам: известнякам, глинам, алевролитам. Наконец, хорошо окатанные зерна, изредка появляющиеся в породах, представлены обычно акцессорными минералами — цирконом, сфеном, рутилом, — которые являются переотложенными из более древних осадочных пород; признак хорошей окатанности для них — унаследованный.

5. Цементирующая часть моренных отложений во всех изученных образцах является механической сложной смесью наиболее мелкодисперсных частиц гидрослюды, хлорита и карбоната кальция. Часто к ним присоединяются гидроокислы железа. Карбонат кальция для моренных отложений вообще весьма показателен. Он возникает от перетирания ледником карбонатных пород и сохраняется от растворения в субэвральном условиях полярного климата. Холодные же морские воды полярных областей, как известно (Кленова, 1948; Кординов, 1952; Лисицын, 1966), характеризуются высоким потенциалом свободной углекислоты и насыщенностью карбонатами кальция, вследствие чего такие воды приводят к полному растворению последних. Это обстоятельство, по нашему мнению, должно служить надежным контролем при решении вопросов с

генезиса тех или иных мореноподобных толщ. Многочисленные образцы пород, просмотренные нами из типично морских отложений санчуговского и казанцевского горизонтов, распространенных в северных районах Обь-Енисейского междуречья, ни в одном случае не характеризуются карбонатным составом цементирующей массы, подобным цементу самаровских и зырянских морен. Если принять, как считают некоторые геологи, гляциально-морское происхождение моренных отложений в северных частях изученного района, то мы неизбежно должны были бы уловить воздействие морских вод на карбонатную часть цемента морены. Этого воздействия, как видим, нет ни в какой мере.

Вопрос о генезисе моренных отложений в самой северной части изученного профиля (ст. Пупково) пока остается открытым. Мы считаем, что нужны дополнительные комплексные исследования для правомерного решения этого вопроса.

6. Большое количество разнообразных хлоритов и в обломочном материале и в цементе морен происходит от сдирания ледником коры выветривания на траппах, в которых химически изменены неустойчивые в условиях земной поверхности оливин, пироксены, частично амфиболы, основные плагиоклазы, превратившиеся в минералы группы хлоритов.

7. Гидрослюдистый состав наиболее мелких — глинистых — частиц, входящих также одним из компонентов в цементирующее вещество морен, своим происхождением обязан в основном самой первой стадии выветривания полевых шпатов и слюд, которым могли подвергаться эти минералы даже в довольно холодных, но влажных условиях севера, особенно в межледниковое время. Значительная часть гидрослюдистого материала попадала из глинистых толщ, подвергавшихся ледниковой ассимиляции.

8. Типы цемента — механического заполнения свободных промежутков между крупными обломками более мелкими песчано-алевритистыми и глинистыми частицами, а также базальный, отличающийся большим его количеством, разъединяющим обломки и зерна так, что они не соприкасаются друг с другом, — главенствующие для моренных отложений района. Такой цемент, как известно, возникает в условиях быстрого накопления в относительно спокойной среде. При подвижной среде, когда действуют морские волнения, происходит вымывание мелких частиц, что приводит к более уплотненному накоплению грубого материала, когда отдельные обломки приходят в соприкосновение. Эти явления в моренных горизонтах также нами не зафиксированы.

С целью сравнения пород по содержанию хлора и степени карбонатности были выполнены анализы (аналитик А. В. Сухаренко) образцов самаровской и зырянской морены, а также образцов морских санчуговских и салемаляских отложений.

Из анализа данных табл. 3 мы вправе заключить, что образцы зырянской морены, характеризующие ее в направлении с юга на север, по содержанию хлора совершенно не различаются друг от друга, а также и от самаровской морены. Этого не могло быть в случае перехода в этом направлении субаэральных ледниковых отложений в гляциально-морские. Что касается степени карбонатности, то она значительно повышается в северных пунктах выходов зырянской морены (оби. 37 и 43), что вполне согласуется с результатами изучения шлифов из пород этих же обнажений, показавших преобладание обломков известняков в крупнозернистом материале, а также связано с коренными выходами палеозоя, размещенными по правобережью Енисея поблизости от морены.

Данные содержания хлора убедительно показывают отличия морских отложений санчуговского (салемаляского) горизонта, где хлора — 1,35—2,25% от моренных отложений, в которых хлор не превышает 0,9% или вовсе отсутствует.

Содержание Cl и CO₂ в санчуговских и салемаляских отложениях

Местонахождение	ММ образ-ца	Содержание (в %)		Наименование горизонта
		Cl	CO ₂	
Оби. 63, в 8,8 км ниже устья р. Чулковки по Енисею	1—2	0,90	3,04	Самаровская морена
Оби. 51, выше устья ручья Половинного	2—2	0,90	1,95	Зырянская морена
Там же	2—4	0,90	1,30	„ „
Оби. 49, выше ручья Трехверстного	2—3	Не обп.	2,71	„ „
Там же	2—2	„	3,21	„ „
Оби. 46 у пос. Марково	4—15	0,90	1,41	„ „
„ „	4—10	0,90	2,39	„ „
Оби. 43, Пупковский яр	3—5	0,90	3,80	„ „
Оби. 37, „	1—11	0,90	5,43	„ „
„ „	1—10	0,90	4,56	„ „
Скв. 10 Бх. гл. 161—170 м		1,35	1,63	Санчуговские морские отложения
Скв. Дублер, с. Тазовское, гл. 54,7 м		2,25	1,35	Салемаляские отложения
Там же, гл. 45 м		2,25	0,21	То же
Скв. 1 кп, профиль р. Щучья—Находка, гл. 111 м		1,80	1,41	„

Для того чтобы показать отличия в литолого-минералогической характеристике моренных отложений среднего Енисея и морских санчуговских отложений Усть-Енисейского района и других районов (Шумилова, 1968, 1969), мы прилагаем ниже следующую сравнительную табл. 4.

Итак, данные табл. 4 свидетельствуют о резком различии в литологических свойствах пород морских и моренных отложений, несмотря на постоянство питающих провинций, что связано с условиями формирования тех и других горизонтов.

Переходим к характеристике надморенных отложений, из которых мы исследовали породы только в оби. 46, 53 и 60. В оби. 60 были изучены, ленточные глины, бурые и серо-коричневые, залегающие в кровле самарской морены. Гранулометрический анализ показал, что они являются алевритовыми с небольшой примесью песчаных частиц (рис. 8). В иммерсии глины показали минералогический состав алевритовой части, родственный составу нижележащих моренных отложений, но значительно измененный. Содержание моноклиновых пироксенов снижено до 55—58%. В легкой фракции — значительный процент бесцветных и зеленых слюд, высокое содержание плагиоклазов, превышающее количество кварца (см. табл. 2). Эти породы отложились в ледниковых озерах.

В оби. 53 над мореной и ленточными глинами зырянского оледенения, по описанию С. Л. Троицкого, залегают светло-желтая супесь с тончайшими листоватыми прослойками светло-серой и пепельно-светло-серой супеси. Близ подошвы виден пропласток аллохтонного торфа с ветками кустарников, слабо разложившимися. Слой прокрашен гидроокисью железа от бледно-желтого до кирпично-красного цвета, обладает пористостью и признаками лёссовидности. Видимая мощность всего слоя до 4 м. Три образца пород, взятые из этого слоя, показали весьма близкий

Сравнительная литолого-минералогическая

характеристика морских отложений и морен

Отложения	Литолого-минералогические свойства пород					Содержание (в %)						
	Гранулометрический состав	Тип породы	Слоистость и тип слоистости	Состав цементующей массы	Тип цемента	Выход тяжелой фракции (в %)	пироксенов,	эпидота, цонзита	амфиболов	циркона, турмалина, граната и сфена в сумме	хлора	CO ₂
Зырянская морена	Отсутствие сортированности или весьма слабый	Хлидолиты, смешанные породы	Слоистость отсутствует. Очень редко намечается слабо горизонтальная слоистость	Глинисто-хлорит-карбонатный (часто с гидроокислами железа)	Базальный и цемент механического заполнения пор	3,66—18,66	60—78	2—13	1—7	Ед. зерна — до 2%	От 0 до 0,9	От 1,3 до 5,43
Морские санчужовские слои	Средняя степень сортированности	Песчаные алевроиты, алевроитовые пески, глинистые алевроиты. Единично несортированные породы	Горизонтальная	Глинисто-гидро-слюдистый, реже глинисто-слюдисто-хлоритовый	Базальный, реже поровый и пленочный	От нескольких зерен до 2,66	31—48	12—26	5—15	5—13	От 1,35 до 2,25	От 0,21 до 1,63

гранулометрический состав (рис. 8). Все они очень хорошо сортированы и относятся к алевроитам с небольшой примесью песчано-глинистых частиц.

Минералогическая характеристика пород совершенно иная, чем у озерно-ледниковых глин. Здесь преобладает кварц над плагиоклазами и щелочными полевыми шпатами, а в комплексе тяжелых минералов в близких содержаниях находятся три основные группы минералов: эпидота, роговой обманки и ильменита с магнетитом. Пироксены занимают весьма незначительное место (не выше 2—3%), как и основные плагиоклазы в легких фракциях. Появился значительный процент хлоритизированных и серицитизированных зерен, а также до 3% растительных остатков.

Комплекс приведенных свойств склоняет нас к заключению об аллювиальном происхождении пород. Река была крупной транзитной артерией, основной обломочный материал приносился издалека, с возвышенностей, сложенных зеленокаменными метаморфическими толщами. Хорошая отсортированность обломочного материала говорит о захоронении его в нижнем течении реки и о многократном перебивании его по пути следования к северу. Местный материал плагиоклаз-пироксенового состава, свойственный северо-восточным окраинам низменности, оказал весьма слабое влияние на общую минералогическую ассоциацию речного аллювия.

Наконец, нами были исследованы образцы надморенных отложений обн. 46. Здесь, по С. Л. Троицкому, на неровной мелковолнистой поверхности зырянской морены залегает толща параллельнослоистых пачек ленточной видной супеси (алеврита), охристо-коричневой и серо-палевой окраски с желтыми мелкозернистыми пылевыми песками (первую преобладают). Верхние 2—3 м породы сильно изменены процессами подзолообразования, местами осветлены, иногда наоборот, прокрашены гидроокисью железа в ржаво-охристые тона и заметно облёсены. Видимая мощность пород 4,8 м.

Нами были исследованы два образца из данной толщи. По гранулометрическому составу они оказались разными. Обр. 18, взятый близ кровли моренных отложений, показал весьма слабую сортированность,

видимо, за счет частичной ассимиляции низележащих несортированных отложений. В нем совмещаются восемь различных фракций, среди которых только тонкие глинистые частицы немного преобладают над содержанием остальных (рис. 8). Что касается обр. 19, взятого на 1 м выше по разрезу, то в нем уже чувствуется, хотя и невысокая, степень сортированности, ибо кривая распределения обломочного материала дает пик над частицей алевроитовой размерности 0,05—0,01 мм. Порода можно назвать песчаным алевроитом.

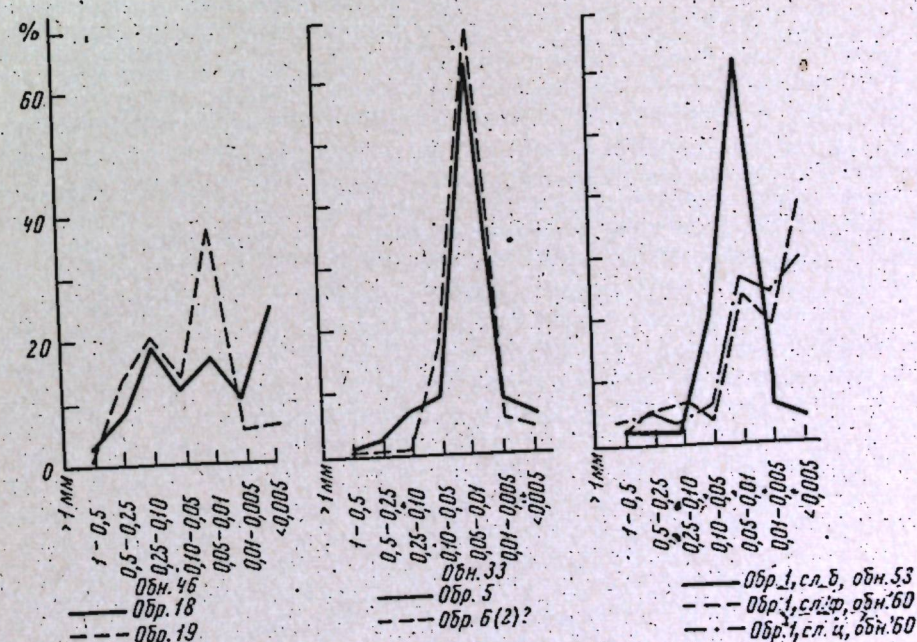


Рис. 8. Графики распределения обломочного материала в надморенных отложениях

В соответствии с различными свойствами гранулометрии того и другого образца, им отвечает различный и минералогический состав. Нижний обр. 18, заимствовавший часть терригенного материала из подлежащей морены, характеризуется смешанным составом минералов, наряду с высоким содержанием кварца (44%) в нем содержится 42% плагиоклазов вместе со щелочными полевыми шпатами. Наряду с большим количеством зерен моноклинных пироксенов присутствует 35% рудных минералов и 18% эпидота вместе с амфиболами. Здесь переплетается материал двух терригенно-минералогических провинций: плагиоклазово-пироксеновой и кварц-полевошпат-эпидот-амфиболовой.

Таким образом, все три объекта надморенных отложений послезырянского возраста, которые были нами исследованы, представляют собою различные генетические типы озерно-ледниковой и аллювиальной речной аккумуляции.

Исследование, наряду с моренными отложениями, осадков, перекрывающих и подстилающих ледниковые накопления, позволило четко выявить, насколько велики различия в их литологическом и минералогическом облике, составе и особенностях, обусловленные спецификой среды отложения и условиями переноса материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. А. 1959. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Архипов С. А. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники в палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Труды ГИН, в. 30.
- Архипов С. А., Зубаков В. А., Лаврушин Ю. А. 1957. О ледниково-водных отложениях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, т. 112, вып. 1.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. 1961. Донные отложения Арктического бассейна. Л., «Морской транспорт».
- Кленова М. В. 1948. Геология моря. М., Учпедгиз.
- Кординов А. А. 1952. Осадки моря Лаптовых.— Труды НИИГА, т. XI.
- Лапина Н. Н., Куликов Н. Н., Семенов Ю. П. 1965. Значение исследования современных донных отложений Северного Ледовитого океана для познания условий формирования четвертичных отложений в Арктике.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода АН СССР (к VII конгрессу INQUA в США). Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР. М., «Наука».
- Лисицын А. П. 1966. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука».
- Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях, ч. I и II. М., Изд-во АН СССР.
- Пустовалов Л. В. 1940. Петрография осадочных пород, ч. II. Л., Гостоптехиздат.
- Пузина Е. В. 1960. Литология морен. Л., Изд-во ЛГУ.
- Пушин Л. Б. 1959. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат.
- Сакс В. Н. 1948. Четвертичный период в Советской Арктике.— Труды Арктического ин-та, т. 201.

Е. В. ШУМИЛОВА

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРУБООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДОКАЗАТЕЛЬСТВ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

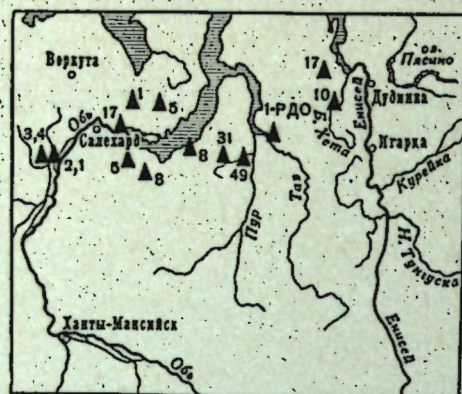
Материалами для проведения гранулометрических, минералогических и петрографических исследований послужили керны скважин (сборы В. И. Гудиной в 1959—1962 гг.). Эти скважины были пройдены Ямало-Ненецкой геологоразведочной экспедицией Тюменского геологического управления по профилям (рис.) р. Щучья — Новый Порт, Салехард — Яр-Сале, Мужик — Тильтим, Полуй — Надым — Пур — Таз. Кроме того, был использован керн скважины Большехетской площади (сборы С. Л. Тропичского).

При изучении пород в прозрачных шлифах особое внимание мы старались обращать на петрографический состав галечно-гравийного и грубопесчаного обломочного материала, входящего в состав доказательств отложений. Совокупность данных, полученных в результате таких наблюдений, сведена в таблице, в которой пункты наблюдений, в данном случае скважины, размещены в направлении с запада на восток (слева направо). При этом, выявилось вполне определенное закономерное расположение обломков пород по петрографическому составу на профиле от Зауралья до бассейна Енисея. Закономерности эти следующие.

В районе Мужик — Тильтим основная часть гравийно-галечного материала представлена бурыми тонкоотмученными монтмориллонитовыми (?) глинами и глинами тонкочешуйчатыми, гидрослюдисто-хлоритовыми с кремнистыми органическими остатками. Подчиненная часть обломков сложена глинами тонкослоистыми с мелкими растительными остатками, опоквидными глинами, глинистыми алевролитами, известковыми песчаниками, глауконит-кварцевыми песчаниками с опаловым цементом, опоками, кристаллическими известняками, окремненными сланцами, кварц-хлоритовыми и кварц-эпидотовыми породами и кислыми изверженными породами. Нужно сказать, что весь этот комплекс обломков определен в породах скв. 2. Лишь редкие обломки пород были встречены в отложениях разреза скв. 1 данного района, среди них были определены глины гидрослюдисто-хлоритовые, аналогичные часто встречающимся глинам в породах скв. 2, и редкие обломки диатомитов и кварцитов.

Приведенный комплекс петрографических разностей пород в основном группируется за счет разрушения и переотложения коренных меловых морских терригенных толщ. Резко подчиненная часть обломков попала сюда с возвышенностей Уральского хребта, где была связана с метаморфическими комплексами пород и с интрузиями кислого состава.

В направлении к северо-западу, в районе Яр-Салинского профиля, по данным изучения обломочного материала пород разреза скв. 17, петрографический состав гравийно-галечного и грубопесчаного материала почти совершенно иной. Здесь преобладают опоки и углистые сланцы. Более редки алевролиты глинистые, алевролиты с глауконитом и кремневой микроорганикой с опоквидным цементом, мелкозернистые и кри-



Обзорная карта с расположением буровых скважин

сталлические известняки, кварциты, кремнистые и кремнисто-серпичитовые сланцы, слюдяные сланцы, эпидотизированные породы, кислые и основные изверженные породы. Основными источниками сноса, как об этом свидетельствует перечисленная ассоциация пород, были меловые морские отложения и палеозойские угленосные толщ Урала. Меньшее значение, как источников сноса, принадлежало массивам, сложенным древними метаморфическими сериями пород, а также изверженным породам.

Петрографический состав грубообломочного материала в дока-

завцевских отложениях скв. 1 и 5 профиля р. Щучья — Новый Порт к северу от Яр-Салинского профиля более разнообразен, а сам материал более обильн и является единым комплексом в исследованном районе. По ряду петрографических различий он тесно связан с Яр-Салинским комплексом пород. Здесь на первом месте по встречаемости находится целая группа пород, имеющая местное происхождение из меловых коренных толщ. Сюда относятся бурые монтмориллонитовые (?) тонкие глины, гидрослюдистые алевроитовые глины с глауконитом, опоковидные глины, кварц-глауконитовые алевролиты с хлорит-глинистым цементом и опоки. В значительном количестве представлены тонкошелушчатые алевроитистые глины и углистые сланцы. Более редкими можно считать алевролиты глинистые с глауконитом, алевролиты с глауконитом и кремнистыми органическими остатками с опоковидным цементом, опоковидные глины, кварцевые песчаники с глинистым цементом, глауконит-кварцевые песчаники с опаловым цементом, шламмовые диатомиты, тонкозернистые известняки, сидеритовые породы, целый ряд метаморфических сланцев и некоторые изверженные породы.

Из перечисленного видно, что основная часть грубообломочного материала произошла в результате разрушения и переотложения весьма разнообразных песчано-алевритово-глинистых пород, диатомитов и опок мела и палеогена. Меньшее значение при этом имели области развития уральских метаморфических, угленосных и изверженных пород.

По данным, приведенным в таблице, можно проследить, что район Яр-Салинского профиля увязывается по составу обломочного материала с районом профиля р. Щучья — Новый Порт; такие различия пород, как опоки, углистые сланцы, метаморфические сланцы, известняки и некоторые другие типы пород, являются общими для названных районов.

Район р. Ярудей охарактеризован нами данными скв. 5. Грубообломочный материал здесь редок; он весьма беден и в качественном отношении. Здесь встречены в небольших количествах лишь тонкошелушчатые алевроитистые глины, глинистые алевролиты с глауконитом, кварцевые песчаники с глинистым цементом, опоки, диатомиты с глауконитом и кислые изверженные породы.

За исключением последней разности, все перечисленные породы своим происхождением обязаны разрушению и переотложению местных коренных пород мела и палеогена. Все породы, кроме диатомитов с глауконитом, встречены были в породах более западных скважин. Приходится констатировать, что в данный район грубый обломочный материал с Урала практически не поступал.

Петрографический состав гравийно-галечного и крупнопесчаного материала в доказавцевских отложениях севера Западной Сибири

Петрографический тип породы	Скв. КП-2 Муни — Тильгам	Скв. 1 КП Муни — Тильгам	Скв. 17, Яр-Сале	Скв. 1, р. Щучья Новый Порт	Скв. 5, р. Щучья Новый Порт	Скв. 5, р. Ярудей	Скв. 8, р. Инда Самбург	Скв. 31, р. Инда Самбург	Скв. 49, р. Инда Самбург	Скв. 1-РДО, с. Та- зовское	Скв. 17, Большевес- ская площадь	Скв. 10, Большевес- ская площадь
Глины												
бурые, тонкие, монтмориллонитовые (?) (меловые)	Мп		Р	Р	Мп							
тонкослоистые с. р. о. (меловые)	Р											
темные, полупрозрачные, богатые органикой				Мп						Мп	Р	Р
тонкошелушчатые, алевроитистые				Р	Об	Р					Р	Мп
тонкие с кремнисто-органическим детритом и гумусом							Об	Р	Мп			
гидрослюдистые кристаллические (палеогеновые)				Об	Мп		Мп	Мп	Мп	Мп	Мп	Мп
гидрослюдистые алевроитовые с глауконитом								Об	Об		Р	
тонкошелушчатые гидрослюдисто-хлоритовые с кремнистыми органическими остатками	Мп	Р										Р
опоковидные	Р			Р	Мп		Об	Р	Мп	Об		
Алевролиты												
с глинистым наполнителем	Р		Р	Р						Р	Р	
с глауконит-кремневой органикой, опоковидные										Об		
с глауконитом, с глинистым цементом				Об	Мп							
кварц-глауконитовые с хлорит-глинистым цементом									Р			
с окисленным сидеритовым цементом						Р	Р					
Песчаники												
кварцевые с тонким глинистым цементом						Р	Р					
глауконит-кварцевые с пиритом и спикулами губок								Р				
с известковистым цементом	Р									Р		
с кремнисто-органическим цементом						Р						
глауконит-кварцевые с опаловым цементом	Р			Об	Р	Мп	Р	Мп	Мп	Мп		Р
Опоки												
Диатомиты с глауконитом, чистые			Р		Р							
Диатомиты шламмовые												

Таблица (окончание)

Петрографический тип породы	Скв. КР-2 Муни — Тильтм	Скв. 1 КР Муни — Тильтм	Скв. 17, Яр-Сале	Скв. 1, р. Шучья — Новый Порт	Скв. 5, р. Шучья — Новый Порт	Скв. 5, р. Ярудей	Скв. 8 р. Ныда — Самбург	Скв. 31 р. Ныда — Самбург	Скв. 49 р. Ныда — Самбург	Скв. 1-РДО с. Тазовское	Скв. 17, Большехет- ская площадь	Скв. 10, Большехет- ская площадь
Известняки												
тонкозернистые				Р						Р	Р	Р
мелкозернистые			Р								Р	Ми
кристаллические	Р		Р								Р	
Сидеритовые породы					Р						Р	
Кремнистые породы			Р	Об	Р				Р	Об	Ми	Ми
Кварциты, микрокварциты		Р	Р	Об	Р			Р	Р	Об	Об	Ми
Сланцы												
кремнисто-серицитовые			Р						Р	Р	Р	Р
глинисто-серицитовые										Р	Р	Р
глинисто-хлоритовые												
глинистые										Р		
окремненные	Р								Р			
углистые			Об	Р	Об							
мусковитовые			Р		Р							Р
Породы												
эпидотизированные			Р	Р	Р			Р				Р
хлоритизированные				Р	Р						Об	Р
карбонатизированные							Р					Р
лимонитизированные											Об	Р
разрушенные неопределенные											Об	Об
кварц-хлоритовые	Р											Р
эпидот-хлоритовые	Р											Р
кварц-эпидотовые				Р								Р
Эффузивы				Р								
Основные изверженные породы			Р					Р	Об	Ми	Ми	
Туфы									Р	Об	Об	
Кислые изверженные породы	Р		Р		Р	Р				Р	Р	

Примечание. Ми — много, Об — обычно, Р — редко, мало.

Обратимся к фактическому материалу профиля Ныда — Самбург — Тазовское. Согласно данным таблицы, в породах скв. 8 и 31, подобно району р. Ярудей, почти полностью отсутствуют обломки уральского происхождения. Довольно обильный обломочный материал в разрезах этих скважин принадлежит палеогеновым отложениям — гидрослюдыстым кристаллическим глинам и опокам. Обычны тонкозернистые алевроитовые глины и гидрослюдыстые алевроитовые глины с глауконитом. Редкие обломки представлены глауконит-кварцевыми песчаниками с пиритом.

Из древних пород, принесенных издалека, встречаются редкие обломки кварцитов и хлоритизированных пород.

Мы убеждаемся в том, что ассоциация петрографических типов пород здесь своеобразна, но по таким породам, как опоконидные глины и опоки, она имеет общие черты с ассоциациями пород более западных скважин.

При движении дальше на восток, к скв. 49, пробуренной в Самбурге, мы видим как разнообразится и обогащается состав грубообломочного материала доказательских отложений. К комплексу петрографических типов пород, входящих в состав отложений данного профиля, распространенных западнее скв. 49, вновь прибавилось значительное количество обломков диатомитов с глауконитом, возросло содержание обломков глин, богатых остатками кремневой микрофлоры, и опоконидных глин. В небольших количествах вновь появились обломки алевроитов глинистых с глауконитом, алевролитов с сидеритовым цементом, песчаников с кремнисто-органогенным цементом.

Все эти типы пород характеризуют собой состав коренного ложа, сложенного морским палеогеном в районе, прилегающем к Самбургу.

К перечисленному комплексу палеогеновых пород в отложениях той же скв. 49 вновь добавился обломочный материал из областей сноса, сложенных кремнистыми сланцами, микрокварцитами, кремнисто-серицитовыми сланцами, глинистыми и эпидотизированными сланцами и эффузивами.

В породах разреза скв. 1-РДО, пробуренной в с. Тазовском — самом восточном пункте рассматриваемого профиля, петрографические типы пород грубообломочного материала имеют много общего с комплексом пород других скважин профиля. В прилагаемой таблице это можно проследить вполне отчетливо. Наряду с этим можно увидеть и новые особенности петрографической характеристики обломков. Так, здесь в большом количестве появились обломки из темных полупрозрачных глин, богатых органикой, не встреченных в более западных пунктах профиля. Наоборот, некоторые типы пород здесь исчезли, например, опоки, диатомиты, глины с кремнистыми органогенными остатками и некоторые более редко встречающиеся типы пород. Увеличилось содержание обломков метаморфических пород и эффузивов. Вновь появляются обломки глинистых алевролитов, алевролитов с глауконитом и кремневыми органогенными остатками, имеющими опоконидный цемент, тонкозернистые известняки и основные изверженные породы.

Комплекс пород, представленный грубообломочным материалом в санчуговских отложениях Большехетской площади по разрезам скв. 17 и 10, свидетельствует о наиболее разнообразном петрографическом составе гальки, гравия и грубого песка (см. табл.). Эти пункты являются самыми восточными во всем рассматриваемом профиле. Разнообразие состава обломков сопровождается одновременно повышением их содержания в породах скважин. Кроме того, данные таблицы убеждают нас в том, что комплекс петрографических типов пород этих скважин — единый и отличается только в деталях.

Некоторые типы пород связывают данный комплекс обломочного материала с таким же комплексом по скв. 31 и 49, рассмотренным ранее.

Наиболее характерные черты петрографического состава галечно-гравийно-грубопесчаного материала в породах скв. 10 и 17 следующие.

Резкое сокращение комплекса обломков местного происхождения за счет переотложения коренных пород района. Они представлены большим количеством обломков гидрослюдыстых морских палеогеновых глин, характерных для пород всего профиля Ныда — Самбург — Тазовское, большим количеством тонкозернистых алевроитовых глин, редкими обломками темных полупрозрачных глин, богатых органикой (последние очень часто встречаются в породах скважины 1-РДО, с. Тазовское), редкими обломками некоторых других глин и опок. Этим ограничивается набор пород местного происхождения.

Большое количество обломочного материала представлено допалеозойскими кремнистыми сланцами, кварцитами и микрокварцитами, палеозойскими мелкозернистыми известняками, а также разнообразным ком-

плексом основных изверженных пород пермо-триасового возраста. В несколько меньшем содержании эту группу пород дополняют хлоритизированные, лимонитизированные и неопределимые разрушенные обломки. К более редким относятся обломки топкозернистых известняков, кристаллических известняков, сидеритовых пород, кремнисто-серицитовых, глинисто-серицитовых, глинисто-хлоритовых и глинистых сланцев, мусковитовых сланцев, эпидотизированных и карбонатизированных пород, кварц-хлоритовых, эпидот-хлоритовых и кварц-эпидотовых пород. Большая часть редко встречающихся типов пород появляется здесь впервые, особенно в породах скв. 10 самой восточной из рассмотренных скважин. Из данных приведенной таблицы ясно видно, как в направлении с запада на восток по профилю Ныда — Самбург — Тазовское к скв. 10Бх и 17Бх обломочный материал из группы местных осадочных пород палеогена и мела вытесняется пермо-триасовыми изверженными и допалеозойскими метаморфическими породами и частью палеозойскими карбонатными отложениями.

В распределении наборов петрографических типов пород, характеризующих гальку, гравий и грубые песчаные зерна в доказанцевских отложениях, усматривается определенный порядок. Комплексы пород сменяют друг друга в широтном направлении от Урала до Енисея вполне закономерно в зависимости от смены питающих провинций. В западной половине профиля развиты области сноса, представленные разнообразным комплексом мезозойских пород. На втором месте стоят возвышенные области Урала с древнейшими метаморфическими толщами.

Начиная с бассейна р. Ныды, постоянно нарастая к востоку, питание грубым обломочным материалом осуществляется уже за счет окраин Средне-Сибирской платформы и возвышенностей Таймыра. Большая роль при этом принадлежит также палеогеновым и меловым коренным отложениям района, но значительно отличающимся по петрографическим свойствам от разновозрастных толщ западной части изученного профиля. В отличие от названных выше областей сноса, в направлении с запада на восток поступление обломочного материала из меловых и палеогеновых областей питания значительно сокращается.

В распределении грубообломочного материала по разрезам изученных скважин можно выявить следующие закономерности:

а) по данным скв. 5 профиля р. Щучья — Новый Порт грубообломочный материал явно тяготеет к толще с глубины 177 до 263 м, где породы характеризуются отсутствием сортированности и слоистости. Коэффициент сортированности So в этих породах весьма показателен. Он измеряется величинами от 4 до 10, что соответствует отложениям ледникового происхождения и повторяет величины So , свойственные моренным отложениям, развитым в среднем течении Енисея. Микрофауна по разрезу скважины единична.

б) по данным скв. 8 профиля Ныда — Самбург развит грубый материал, в основном песчаной размерности; в разрезе не дает больших скоплений. Породы характеризуются различной степенью сортированности. Мусорные породы с $So =$ от 3,5 до 4,2 переслаиваются со средне- и хорошо сортированными разностями алевроит-глинистых пород. Микрофауна практически отсутствует.

в) такие же соотношения пород наблюдаются по разрезам скв. 49 и 1-РДО того же профиля. Совершенно несортированные прослои пород выявлены в скв. 49 на глубинах 35 м и 128—130 м, где So достигает 5,46 и 4,72, а в скв. 1-РДО — на глубине 75,5 м и 108,7—112 м, где коэффициент So в породах равен 3,24—4,50. В скв. 49 фауна отсутствует, а в скв. 1-РДО встречается весьма редко.

г) несортированные и весьма слабо сортированные разности пород — весьма частое явление для доказанцевских пород скв. 17Бх. Грубообломочный материал в большом количестве встречается почти по всему

разрезу, за исключением слоев с морской фауной. Коэффициент сортированности наибольший ($So = 3,9—4,43$), характерен для пород на глубине 59,7—79 м. По-видимому, эти несортированные и слабосортированные пачки пород обязаны своим формированием размыву и перетолжению более древних ледниковых накоплений. Слабо сортированные породы с So от 3,05 до 3,49, кроме того, залегают в низах разреза на глубине 94—120,65 м.

*

Нам сейчас ясно, что закономерное распределение петрографических разностей галечно-гравийно-грубопесчаного обломочного материала пород на большой, хотя и узкой, территории от Урала до Енисея может служить доказательством невозможности приноса этого материала только айсбергами или плавающими льдами. В последнем случае состав обломков должен был бы подвергаться в полной мере случайному скоплению петрографических типов пород, в особенности на участках, удаленных от коренных выступов.

Нам также представляется, что в бассейне осадконакопления большую роль играли местные источники питания обломочным материалом, которые были обусловлены весьма расчлененным дочетвертичным рельефом с отдельными положительными структурами, сложенными меловыми и палеогеновыми толщами. Они могли служить длительное время источниками питания, причем, для некоторых территорий — единственными.

Материалы по геологическому строению и тектонике северных районов Западной Сибири свидетельствуют о том, что и в настоящее время существуют выходы меловых и третичных отложений на земную поверхность. Так, в свое время мы имели возможность исследовать литолого-минералогический состав меловых и палеогеновых отложений, выходящих в бассейнах рек Малой и Большой Хеты — левых притоков Енисея, — разрезающих Большехетское поднятие. Здесь выступают морские кампан-маастрихтские пески и песчаники, а также континентальные угленосные песчаные горизонты датского яруса — палеоцена. Песчано-глинистые отложения датского яруса — палеоцена известны в естественных выходах также по среднему течению р. Таз, в бассейнах рек Тольки и Ратты — левых притоков р. Таз.

Третичные отложения — опоквидные глины — известны в устье р. Ныды, в районе озера Лазаль-ту (бассейн р. Тольки) и других местах; здесь они обогащены кремневыми скорлупками диатомовых и обломками спиккул губок, содержат аутигенный глауконит и являются типичными морскими образованиями.

Такие выступы дочетвертичных пород служат и в настоящее время источниками питания для современных аллювиальных осадков, создавая в них своеобразные терригенно-минералогические провинции, резко отличающиеся от провинций, формирующихся в значительной мере за счет денудации траппов Сибирской платформы.

Нам совершенно ясно, что процесс осадконакопления был чрезвычайно сложным. В нем несомненно играли роль как процессы ледникового накопления материала, так и процессы морской седиментации.

Сложнее решить вопрос о взаимоотношении тех и других явлений во времени. Для решения этой задачи нужны еще многие и многие факты, которыми в настоящее время мы не располагаем. В частности, необходимо расширить проводимые исследования на большие территории севера, нежели это выполнено до сих пор.

Судя по некоторым данным, мы приходим к предварительному заключению о том, что для северо-западных районов Сибири ледниковые и морские фации отложений формировались последовательно с преобладанием первых в низах доказанцевской серии.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ САНЧУГОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЕНИСЕЙСКОМ СЕВЕРЕ

На севере Западно-Сибирской низменности в естественных обнажениях и скважинах вскрывается песчано-алевритовая, прослоями содержащая валуны и гальку, плейстоценовая толща, мощностью 100—200 м. Строение и минеральный состав этих отложений, фациальная изменчивость, сопутствующие комплексы микро- и макрофауны описаны в многочисленных работах, где широко освещаются и обсуждаются резко отличные и даже противоположные представления о стратиграфии и условиях образования ее отдельных горизонтов.

В настоящем сообщении рассматриваются литогенетические особенности отложений санчуговского горизонта, морское происхождение которого не вызывает сомнений, но стратиграфическое положение остается неясным. Их считают средне-верхнеплейстоценовыми (Сакс, 1953; Троицкий, 1966; Гудина, 1969; Архипов, 1967), стреднеплейстоценовыми (Троицкий, 1969) и плейстоценовыми (Загорская и др., 1965; Суздальский и др., 1967).

Автором изучены естественные обнажения санчуговских отложений по правому берегу Енисея, в районе пос. Усть-Порт (против острова Никитинского, на р. Санчуговке, у Селякина мыса), у сел Казанцево, Караул, а также севернее, у пос. Ладыгин яр, в устье р. Яковлевой, у развалин зимовья Пустого, у пос. Кареповское, Воронцово (рис. 1).

Детальный анализ гранулометрического, петрографического, минералогического и химического составов осадков показал, что в плейстоценовом санчуговском море имели место процессы терригенной седиментации. Морские отложения представлены разнообразными песками, алевритами и отчасти глинами. Для того, чтобы выявить гранулометрический состав более 200 образцов пород. Разделение этого множества гранулометрических данных на типы пород с учетом процентного содержания всех выделенных фракций было проведено на электронно-счетной машине с помощью метода распознавания образов (Елкина и др., 1967). В результате было выделено шесть гранулометрических типов пород, состоящих из 15 подтипов (табл. 1).

Первые три типа включают пески средне-, мелко- и тонкозернистые, в основном хорошо сортированные. Медианный размер зерен (Md) изменяется от 0,2 до 0,05 мм, коэффициент сортировки (So) соответственно — от 1,41 до 2,81. К четвертому типу отнесены алевриты, имеющие преобладающий размер зерен 0,05—0,01 мм, хорошо и среднесортированные с коэффициентом сортировки (So), равным 2,05—3,74. Пятый тип породы образуют плохо сортированные песчано-глинистые алевриты с характерной двугорбой кривой распределения фракций или примерно равным содержанием (20—25%) фракций, размером 0,1—0,05—0,01 мм. Для них нельзя выделить преобладающий размер зерен; средний диаметр частиц (Md), равный 0,05 мм, становится формальной величиной,

а коэффициент сортировки изменяется от 3,59 до 4,92 и даже 6. Шестой тип представлен тонкими глинами ($Md = 0,001$, $So = 1,45$) и алевритистыми глинами ($Md = 0,004$, $So = 4,15$).

Среди санчуговских отложений широко развит четвертый тип пород — алевриты. Большой интерес с точки зрения условий формирования представляет пятый тип пород — несортированные песчано-глинистые алевриты, которые слагают многие типичные санчуговские разрезы естественных обнажений и прослеживаются в верхней части разрезов скважин в районах Сопочной Карги, Усть-Порта, рек Большой и Малой Хеты, 1. Дудинки. Пески образуют многочисленные прослои в нижней и средней частях санчуговского горизонта, в некоторых разрезах (Усть-Порт, Пустое, Кареповское) они сохранились от размыва в верхах санчуговского горизонта. Прослои тонких глин в санчуговских отложениях встречаются редко.

Примеры последовательности и сочетания выделенных типов пород в разрезах показаны на профиле (рис. 2) и приведены при описании отложений района Усть-Порта и зимовья Пустого (Сухорукова и Гудина, 1969).

В соответствии с гранулометрическим составом пород находятся их текстурные особенности. Хорошо сортированные пески, алевриты и глины обладают разнообразными типами слоистости: косой, тонкой линзовидной, горизонтальной. Плохо сортированные песчано-глинистые алевриты всегда неслоистые, имеют характерную оскольчатую отдельность. Микроструктура этих пород также неслоистая, здесь беспорядочно распределены и перемешаны частицы всех размерностей.

Важной структурно-текстурной особенностью неслоистых несортированных алевритов пятого типа является гравий, галька и валуны, которые расположены послойно, беспорядочно рассеяны или образуют линзы. Количество обломочного материала, подсчитанное при полевых описаниях, невелико и изменяется в пределах 1—2 или 5%, что соответствует 15—100 кг/м³ породы. Валун и галька представлены основными породами трапповой формации Средне-Сибирского плоскогорья — долитами, базальтами (80—90%) и палеозойскими и мезозойскими осадочными породами (10—20%): песчаниками, кварцитами, кремнистыми сланцами, обломками угля, окатышами глин.

Минеральный состав песчано-алевритовой терригенной составляющей санчуговских пород (Сакс, 1953; Загорская и др., 1965; Шумилова, 1968; см. статью Ф. С. Бузулуцкова в настоящем сборнике) очень характерен для плейстоценовых отложений Енисейского севера. Легкая фракция представлена кварцем, большим количеством полевых шпатов.

Тяжелая фракция сложена преимущественно широксенами, много энидота, значительное количество роговой обманки, пльменита.

Изучение глинистых минералов, проведенное М. Ф. Соколовой и С. С. Сухоруковой, с помощью рентгеноструктурного и химического ана-

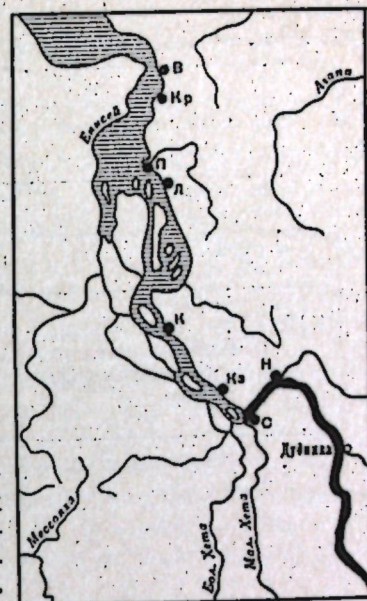


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

В — Воронцово,
Кр — зимовье Кареповское,
П — зимовье Пустое,
Л — Ладыгин яр,
К — Караул,
Ка — Казанцево,
С — Селякин мыс,
Н — Никитинский яр

Таблица 1

Гранулометрические типы пород санчуговского горизонта Усть-Енисейского района

Группа пород	Тип породы и название	Преобладающая фракция, мм	$\frac{Md}{So}$	Местонахождение данного типа пород
Пески	Ia. Песок среднезернистый	0,25	$\frac{0,315}{1,41}$	Встречены прослоями в алевроитах Никитинского разреза, почти целиком слагают разрез Кареповский
	16. То же, плохо сортированный, со значительной примесью тонкого песка	Нет	$\frac{0,20}{5}$	Обр. 4/13, встречен на границе между тонкими глинами и несортированными алевроитами в Никитинском разрезе
	II. Песок мелкозернистый	0,1	$\frac{0,1}{1,3}$	Слагает песчаный слой в основании Никитинского разреза, встречен в горизонтах с фауной <i>Portlandia arctica</i> у зимовья Пустого в разрезе под триангуляционным пунктом 46,7 м. В Кареповском разрезе слагает линзы
	IIIa. Песок тонкозернистый, очень хорошо сортированный	0,05	$\frac{0,5}{2,05}$	Встречен в прослоях Никитинского разреза и лентных прослоях ленточно-слоистой толщи разреза у зимовья Пустого
	IIIb. То же, среднесортированный	0,05	$\frac{0,07}{2,81}$	Наблюдаются в верхних частях разрезов Никитинского, Ладыгина яра и др.
Алевроиты	IVa. Алевроит крупный, очень хорошо сортированный	0,01	$\frac{0,01}{2,05}$	Встречен в разрезе Селякина мыс, очень широко развит в слоистых отложениях Караула, в зимних прослоях ленточно-слоистой толщи зимовья Пустого
	IVб. Алевроит крупный, сильно глинистый	0,01	$\frac{0,015}{3,3}$	Слагает отложения Никитинского разреза, обнажений Селякина мыс, Караул
	IVв. Алевроит крупный с примесью тонкого песка	0,01	$\frac{0,025}{2,45}$	В прослоях Кареповского разреза
	IVг. То же, с большой примесью тонкого песка	0,01	$\frac{0,028}{3,74}$	Встречен в обнажении Селякина мыс, зимовье Пустое
	IVд. Алевро-песок, равное количество крупного алевроита и тонкого песка	Нет	$\frac{0,04}{2,99}$	Встречен в обнажениях Караул, Никитинский яр, зимовье Пустое
	Va. Алевроит песчано-глинистый, очень плохо сортированный	»	$\frac{0,05}{3,29}$	Слагает типичные санчуговские отложения в стратотипическом разрезе на р. Санчуговке (обл. 29, В. Н. Сакс), в Никитинском разрезе и др.
	Vб. Алевроит с большой примесью песка	»	$\frac{0,05}{4,92}$	Встречен в обнажении Селякина мыс

Таблица 1 (окончание)

Группа пород	Тип породы и название	Преобладающая фракция, мм	$\frac{Md}{So}$	Местонахождение данного типа пород
Глины	VIa. Глина хорошо отмученная	0,001	$\frac{0,001}{1,45}$	Прослой в отложениях Никитинского разреза и Селякина мыса
	VIб. Глина алевроитистая	0,005	$\frac{0,004}{4,15}$	То же

лизов показало, что в районе Усть-Порта они представлены главным образом монтмориллонитом с небольшой примесью гидрослюда, хлорита, каолинита. В то время как в более северных районах (зимовье Пустое, Кареповское, Воронцово) в глинистой фракции морских отложений преобладает гидрослюда. Такое распределение глинистых минералов по площади связано вследствие разной гидрофильности монтмориллонита и гидрослюда с разными глубинами водоема и не противоречит представлению о их обломочном происхождении.

Приведенные факты характеризуют структуру, текстуру и состав основного терригенного материала пород санчуговского горизонта. Петрографо-минералогическое изучение шлифов в совокупности с количественным определением карбонатности, аморфного кремнезема, органического вещества и форм железа показало, что санчуговские отложения содержат очень небольшой (количественно и качественно) комплекс аутигенно-диагенетических минералов.

Отложения практически бескарбонатны. Содержание CO_2 изменяется от 0,11% в песках и песчаных алевроитах до 0,27—0,70% в несортированных песчано-глинистых алевроитах и достигает максимальных значений, равных 0,87—1,36%, в глинах. В шлифах видно, что карбонаты представлены редкими неправильными зернами кальцита, ромбиками доломита и сидеритом в виде тонкозернистых скоплений, неправильных зерен, розеток. Многие зерна кальцита покрыты лимонитовыми корочками. Совместное нахождение этих минералов, требующих различных условий образования, особенности морфологии зерен позволяют думать об обломочном происхождении кальцита и доломита и диагенетическом происхождении тонкозернистых скоплений и розеток сидерита.

Составляя ничтожную долю породы, карбонаты, как правило, не образуют заметных скоплений в морских алевроитах санчуговской толщи. Находки глинисто-кальцитовых конкреций (при содержании углекислоты в породе около 2% и немного больше) приурочены главным образом к сильно опресненным отложениям озерного типа, примером которых являются горизонтально-слоистые алевроиты Селякина мыса.

Содержание аморфного кремнезема, определенное в пятипроцентных содовых вытяжках — небольшое и колеблется в пределах 0,01—0,98%. В шлифах наблюдается очень небольшое количество спикул губок, диатомей с опаловым скелетом, которые большей частью переотложены из палеогеновых пород и поэтому имеющееся небольшое количество аморфного кремнезема имеет обломочное происхождение.

При изучении шлифов, а также тяжелой и легкой фракций морских плейстоценовых отложений севера Сибири были обнаружены расклеванные зерна глауконита, которые, по мнению некоторых исследователей (Суздальский, Комарова, 1964; Загорская и др., 1965; Гольберг и др., 1965), являются аутигенным новообразованием. Однако определение абсолютного возраста глауконита, выделенного из санчуговских от-

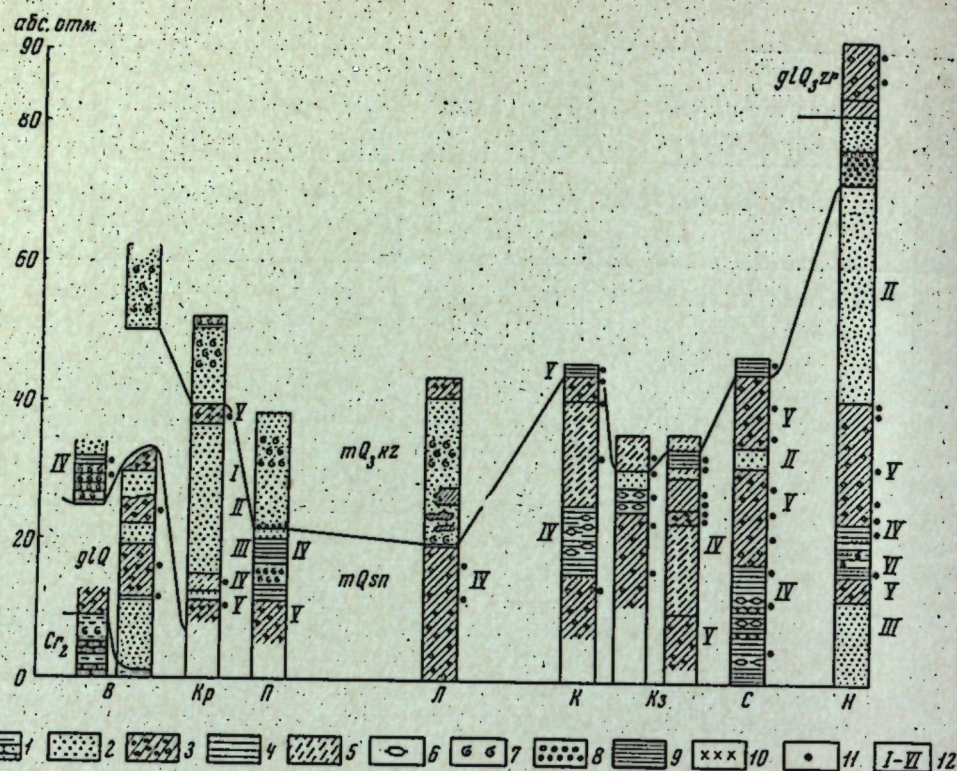


Рис. 2. Схема разрезов санчуговского горизонта Усть-Енисейского района

- | | |
|---|--|
| 1 — песчанники, алевролиты; | 8 — галечник; |
| 2 — песок; | 9 — глина; |
| 3 — алевроит неслоистый с галькой и валунами; | 10 — растительный детрит; |
| 4 — алевроит горизонтально-слоистый; | 11 — точки изучения глинистых минералов; |
| 5 — алевроит песчанистый; | 12 — I—IV — типы пород (см. табл. 1). |
| 6 — глинисто-карбонатные конкреции; | В, Кр, П, Л, К, Кз, С, Н — обозначение разрезов; см. на рис. 1 |
| 7 — фауна; | |

ложений обнажения Ладыгина яра в низовье Енисея, который оказался равным 81 млн. лет, позволило установить его обломочное происхождение из верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины (Фирсов, Сухорукова, 1968).

Морские осадки содержат мало органического вещества. Распределение его четко согласуется с гранулометрическим составом пород от 0,29% в песках до 1,64% в глинах. Каких-либо прослоев и горизонтов с резко сниженным содержанием органического вещества, которое, возможно, отвечало бы периодам похолодания, не наблюдается. Некоторые связи наблюдаются между характером органического вещества и типом породы. Так, горизонтально-слоистые, хорошо сортированные алевроиты содержат тонкие прослои растительного детрита. С несортированными неслоистыми алевроитами ассоциируются беспорядочно рассеянный растительный детрит, обломки угля, скопления гумусового вещества. Общее количество органического вещества немного ниже, чем в горизонтально-слоистых алевроитах, обогащенных прослоями растительного детрита.

Содержание железа в породах санчуговской свиты колеблется в кларковых пределах в соответствии с гранулометрическим составом пород, увеличиваясь с возрастанием содержания глинистой фракции (табл. 2). Песок мелкозернистый имеет 2,37% железа валового, песок мелкозерни-

стый, алевроитистый, содержит его 3,37%. В алевроите валовое железо повышается до 4,8%. Наибольшее количество валового железа, равное 7,3%, отмечается в сильно глинистом алевроите.

Определение содержания окисного, закисного, пиритного и обломочного железа, по методике Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955), показывает большую долю (30—40%) железа обломочного происхождения, входящего в состав терригенных минералов. Количество его возрастает при приближении к уступам Средне-Сибирского плоскогорья до 50% и более. Остальные 70—50% от валового количества железа составляет реакционноспособное закисное и окисное железо, легко растворимое в 2% HCl. Концентрация закисного железа почти во всех выделенных типах пород изменяется в небольших пределах от 1 до 1,5%, иногда до 2% от веса породы или от 19 до 50% от валового железа породы.

Колебания содержания окисного железа происходят в соответствии с гранулометрией пород в пределах 0,5% в песках, 3% в глинах от породы или 11—40% от валового железа породы. Это главным образом гидроокислы железа, которые пронизывают глинистое вещество породы, окрашивая его в бурый цвет. Содержание окисного железа обуславливается, помимо гранулометрического состава, количеством органического вещества. С увеличением органического вещества содержание окисного железа падает. Это отчетливо наблюдается на примере пород одинакового гранулометрического состава, например, в сильно глинистых алевроитах Усть-Портовского района.

В песчаных и алевроитовых породах отношение Fe^{++}/Fe^{+++} поднимается до 5—9. В сильно глинистых алевроитах и глинах это отношение <1 . Большое количество окисного железа в глинистых породах не является результатом окисления в зоне выветривания, так как образцы отбирались из глубоких расчисток, и наблюдается зависимость содержания окисного железа в соответствии с гранулометрией пород и количеством органического вещества (Страхов, 1961). Преобладание окисного железа в глинистых породах скорее связано с первоначальной обогащенностью их гидроокислами железа и слабостью процессов разложения органического вещества в условиях холодного климата и, следовательно, возникающим недостатком энергии для восстановления припесенного количества гидроокислов железа в закисную форму. В дальнейшем отрицательную роль играла мерзлота, способствовавшая консервированию органического вещества и подавлению восстановительных процессов.

По содержанию валового и реакционноспособного железа санчуговские отложения близки к современным осадкам Карского моря, по железистых и железо-марганцевых конкреций в санчуговских отложениях не найдено.

Содержание пирита, определенное по количеству пиритной серы, в изученных отложениях незначительно — 0,01—0,3%, иногда 0,73—1,55% от веса породы, соответственно относительное количество его изменяется от 2—4 до 10% от валового количества железа. Результаты минералогического изучения дают основание предполагать, что наряду с пиритом-марказитом, представленным округлыми зернами, размером 0,05—0,1 мм, образующих скопления и цепочки, образовавшиеся в раннем диагенезе, присутствует пирит обломочного происхождения в виде неправильных окатанных зерен песчано-гравийного размера. Минералогическое изучение шлифов показало полное сходство их строения со строением пиритовых конкреций, извлеченных из подстилающих меловых отложений.

Таким образом, широкий круг минералов — опал, кальцит, доломит, сидерит, арагонит, глаукоцит, глинистые минералы, турмалин, пирит, гипс, — отнесенных О. В. Суздальским и А. Е. Комаровой (1964) к аутигенным образованиям морских четвертичных отложений,

Таблица 2

Содержание форм железа по типам пород

Тип породы и название	Содержание валового железа в процентах от породы	Формы железа в % от валового железа			
		Fe _{обл.}	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	Fe _{пир.}
I. Песок среднезернистый	2,20	15	11,3	71	1,36
II. а) песок мелкозернистый	2,18—2,57 2,37 (2)	17—29 24	14—15 14	51—65 58	5,4—2,3 3,5
б) То же	3,07—3,67 3,37 (2)	30	11—11 11	51—52 51	7,5—5,0 6,7
III. а) песок тонкозернистый	2,46—2,88 2,72 (4)	34—36 32	17—22 20	40—49 45	0—3
б) песок тонкозернистый, слабо алевроитистый	2,35—4,70 3,71 (4)	29—32 30	22—32 27	41—49 45	2—4 3
IV. а) алевроит	4,36—5,02 4,8 (9)	33—38 35	13—37 25	18—20 19	4—2 3
б) алевроит сильно глинистый	6,64—7,60 7—3 (3)	38—42 40	37—36 36	18—20 19	2—5 3,5
в) алевроит с примесью тонкого песка	3,50—4,25 3,89 (3)	38—43 41	12—19 15	36—45 41	0—4
г) алевроит с большой примесью тонкого песка	4,36—4,50 4,42 (3)	37—36 37	24—31 27	32—37 34	2—5 3,5
V. Несортированные породы:					
а) алевроит песчано-глинистый	2,59—4,98 3,5 (14)	37—44 41	20—27 24	28—33 30	0,5—20 5
б) алевроит песчаный	2,85—3,48 3,1 (4)	29—33 30	15—14 14	44—47 45	II
VI. Глина	5,98—8 6 (2)	30	33	35	7

Примечание. В числителе — пределы колебаний; в знаменателе — среднее значение; в скобках — число определений.

следует ограничить для санчуговских отложений пиритом-марказитом и сидеритом.

Плейстоценовые санчуговские отложения содержат характерный комплекс гипергенных новообразований. К числу гипергенных минералов можно отнести гипс, который образуется при выветривании пирита.

Химическое определение содержания гипса послойно во многих разрезах Усть-Енисейского района показало его небольшое количество от 0,02 до 0,3% и приуроченность к глинистым прослоям, обогащенным пиритом.

В пизовых Енисея, на р. Большой Хете, в санчуговских отложениях и синхронных осадках на р. Почоре описаны мелкие и крупные обломки конкреций пирита, замещенные по периферии гипсом или полностью превратившиеся в радиальнолучистые стяжения гипса. По мнению автора, такие выделения являются не сингенетическими, как указывали некоторые исследователи (Данилов, 1963; Суздальский, 1965), а вторичными новообразованиями.

Вокруг выветривающихся пиритовых конкреций часто наблюдаются новообразования ярко-желтого порошкообразного минерала — ярозита, — подтвержденного рентгенографически.

Своеобразным гипергенным новообразованием являются солевые выцветы в естественных обнажениях на поверхности пород. Микроскопическое изучение этих солевых выцветов и сухого остатка водных вытяжек из пород обнаружило в их составе $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, изредка NaCl . Химическое определение состава воднорастворимых вытяжек из пород указывает на преобладание солей $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и сложной смеси бикарбонатов и хлоридов кальция, натрия, магния. Состав катионов следующий: Ca^{++} от 0,50 до 108 мг/экв, Mg^{++} — 0,12—0,75 мг/экв, Na^+ — 0,65—6,31 мг/экв. Состав анионов: CO_3^{--} — нет, HCO_3^- — от 0,40 до 1,16 мг/экв, Cl^- от 0,22 до 1,99 мг/экв, SO_4^{--} — от 0,51 до 5,68 мг/экв.

Видимо, выцветы солей являются результатом испарения естественно минерализованной грунтовой воды, которая в условиях вечной мерзлоты, вымораживаясь, образует белесые щеточки по морозным трещинам, а на оттаявшем слое пород при высыхании создает выцветы этих солей.

Перечисленные выше особенности структуры, текстуры, состава отложений — такие как терригенность пород, бедность аутигенно-диагенетического комплекса минералов — дают представление об особенностях процесса терригенной седиментации в санчуговском водоеме, которые обусловлены его мелководностью, суровым климатом высоких широт и специфической физико-географической обстановкой санчуговского времени.

Совершенно очевидной особенностью санчуговского водоема является его мелководность, принадлежность к типу платформенных шельфовых морей. Максимальные его глубины, как указывал В. Н. Сакс (1953), видимо, не превышали 200 м. Сравнение гранулометрического состава пород санчуговской толщи с современными осадками Карского моря, проведенное В. Н. Саксом (1951), А. А. Кордиковым (1953), Н. Н. Куликовым (1961) и нами, показывает их однотипность. Пески и алевроиты (первого — четвертого типов) наблюдаются в прибрежной мелководной зоне и на Центральной Карской возвышенности, где глубины достигают 100 м. Вблизи берега Харитона Лантева, в районе Центральной Карской возвышенности, на крайнем севере моря на глубинах от 47 до 370 м залегают несортированные песчано-глинистые алевроиты, аналогичные санчуговским алевроитам пятого типа. Среди санчуговских пород очень редки и малочисленны прослои тонких глин, широко развитых ныне в Новоземельской депрессии и желобах северной окраины Карского моря, где глубина достигает 500—800 м.

Судя по размещению типов пород, относительно глубоководными участками санчуговского водоема были районы Усть-Порта, рек Большая Хета, нижняя Обь, где в отложениях наблюдаются прослои тонких глин и общая большая глинистость. Более мелководными были районы зимовья Пустого (устье Енисея). Отложения в этих районах значительно опесчанены. Разными глубинами водоема объясняется различный состав глинистых минералов. Ввиду своей большой гидрофильности монтмориллонит выносятся в более удаленные от берега и глубоководные участки водоема (район Усть-Порта, р. Большая Хета). Гидрослюда, имеющая меньшую гидрофильность и большие размеры частиц, осаждалась на более мелководных участках (устье Енисея).

Давно доказано, что основная масса осадочного материала поступала в санчуговский бассейн со Средне-Сибирского плоскогорья, огромное влияние которого, как области сноса, восстановлено по преобладанию пироксенов в тяжелой фракции, большому количеству полевых шпатов в легкой фракции и долерит-базальтовому составу валунов и галек. Бедность кремнекислотой основных пород трапповой формации Средне-Си-

бирского плоскогорья обусловила, видимо, низкое содержания аморфного кремнезема в санчуговских отложениях.

Кроме того, формирование осадков происходило при участии подстилающих меловых пород, являвшихся источником рассеянных зерен глаукопита и обломков пиритовых конкреций, которые встречаются в санчуговских алевроитах.

У исследователей плейстоценовых отложений севера Сибири не вызывает сомнений представление о суровости климатических условий в период существования санчуговского моря. Доказательство этому — плохая сортированность пород, содержащих валуны и гальку, низкое содержание карбонатов вследствие повышенной растворимости их в холодной воде, бедность аутигенно-диагенетического комплекса. Все эти признаки образуют характерные черты полярного литогенеза, по данным многих исследователей (Кленова, 1948; Страхов, 1961, т. II; Белов, Лапина, 1961; Куликов, 1961), и сближают санчуговские отложения с современными осадками Карского моря. Некоторые различия, например отсутствие в санчуговских отложениях железо-марганцевых конкреций, широко развитых в желобах Карского моря, связано с мелководностью и высокой скоростью осадконакопления в санчуговском море. Можно думать о сходстве температурного режима санчуговского и современного Карского морей и климатических условий их существования. Однако часть исследователей считает возможным усиление суровости климата на суше до условий оледенения (Попов, 1959; Зубаков, 1967). При этом авторы большое внимание уделяют, обычно, происхождению грубообломочного материала, а в предлагаемой схеме осадконакопления большая роль отводится деятельности шельфовых льдов и айсбергов (Зубаков, 1967). Другая группа исследователей, к которой присоединяется и автор, полагает, что санчуговское море начало существование в период потепления, последовавшего за самаровским оледенением (Сакс, 1953; Троицкий, 1966; Архипов, 1967). По мнению В. Н. Сакса, при максимуме трансгрессии возрастало количество атмосферных осадков, что приводило к усилению тепловой эрозии моренных отложений и, следовательно, к мобилизации большого количества терригенного вещества. В холодное время года море покрывалось льдом, и грубообломочный материал разносился припайными и речными льдами.

Представление о существовании оледенения в период санчуговской трансгрессии кажется маловероятным. Примеры современных ледниково-морских айсберговых осадков, отложений шельфовых подводных морен указывают на плохую сортировку гранулометрического состава, неоднородность литологии, пятнистость распределения типов пород по площади (Лисицын, 1958). Та часть отложений санчуговского горизонта, которая представлена неслоистыми несортированными песчано-глинистыми алевроитами, содержащими лишь 1—5% гравийно-галечниковой примеси, формирование которых связывается с периодами оледенений, сохраняют постоянным свой гранулометрический и литологический состав на большой площади. Поэтому неслоистые несортированные алевроиты санчуговского горизонта по своим фациальным признакам не сопоставляются с оледенением. Кроме того, трудно представить мобилизацию ледниками на Средне-Сибирском плоскогорье и Таймыре такого песчано-алеврито-глинистого материала, который содержал лишь 1—5% обломочного материала, к тому же удивительно постоянного в своей несортированности.

Мобилизация такого материала на суше была возможна, видимо, во время таяния ледника, в период начавшегося потепления и при размыве берегов. Наиболее вероятным примером аналогичных условий может быть северо-восточная часть Берингова моря, где современные осадки представлены несортированными неслоистыми алевроитами, материал для образования которых принесен реками из ледниковых областей Аляски.

Своеобразие физико-географической обстановки этого района и ее большое влияние на осадкообразование подчеркивает тот факт, как указывает А. П. Лисицын (1966), что реки, текущие из ледниковых областей Аляски, несут $\frac{9}{10}$ всего взвешенного материала, поставляемого в бассейн, и только $\frac{1}{10}$ часть приносится из других областей.

В период потепления, начавшегося вслед за оледенением, создавались аналогичные благоприятные условия для мобилизации и поступления в санчуговское море больших масс терригенного материала в виде грязевых потоков большой плотности. При смешивании с соленой водой они быстро коагулировали без дифференциации частиц по крупности, образуя характерные неслоистые текстуры санчуговских песчано-глинистых алевроитов. Высокие скорости осадконакопления, о которых свидетельствует анализ мощностей (Загорская и др., 1965; Суздальский, 1965) и колебание содержания бора в глинистой фракции (Сухорукова и Гудина, 1969), вполне естественны при таких условиях. Сохранению отложившегося осадка способствовала слабая приливно-отливная и волновая деятельность санчуговского моря, его ледовитость.

Происхождение грубообломочного материала, видимо, связано с ледовитостью санчуговского моря, а не с оледенением суши и с айсбергами. Отмеченное количество обломочного материала ($15-100 \text{ кг/м}^3$ породы) свободно поднимается и переносится льдом, грузоподъемность которого $300-400 \text{ кг/м}^3$ (Лисицын, 1966). Среди обломочного материала несомненно морских санчуговских отложений не отмечены валуны таких размеров, для объяснения происхождения которых потребовалось бы присутствие айсбергов.

Распределение обломочного материала по площади также свидетельствует о его ледовом, а не айсберговом, происхождении. Действительно, если принять ледниковое (айсберговое) происхождение обломочного материала, становится неясным, почему в районе Енисейского севера, где можно предположить большую мощность ледников и айсбергов, содержание валунов, гальки и их размеры невелики. Почему нет скопления айсбергового материала в более мелководных районах, например, у залива Пустого.

Ледовое происхождение обломочного материала кажется более вероятным. Видимо, берега санчуговского моря, идущие вдоль уступов Средне-Сибирского плоскогорья и гор Бырранга, были приглубыми, не имели широких пляжей, поэтому не было благоприятных условий для захвата и подъема обломочного материала припайными и береговыми льдами, который скапливался при размыве морен. Видимо, много обломочного материала приносилось льдами боковых притоков и пра-Енисеем. Несомненно, что новые данные о количественном распределении на площади, сортировке, окатанности грубообломочного материала восстановят более полно пути поступления обломочного материала в санчуговский бассейн.

Изложенный материал приводит к выводу, что характерные черты состава пород санчуговской свиты — терригенность, бедность аутигенно-диагенетическими минералами — объясняются условиями осадконакопления мелководного платформенного моря и суровым климатом высоких широт даже в периоды потепления, когда происходило поступление огромного количества терригенного материала с юга за счет рек, с севера и востока со стороны гор Бырранга и Средне-Сибирского плоскогорья — материала, мобилизованного тающим ледником.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВЬЕВ ЕНИСЕЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

- Архипов С. А. 1967. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с ее геологической историей.— В кн.: Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных и корреляционных схем для Западной Сибири. Новосибирск.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. 1961. Донные отложения Арктического бассейна. Л., «Морской транспорт».
- Гольберг А. В., Гудина В. И., Лесковская Г. М. 1965. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири.— В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука».
- Гудина В. И. 1969. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. М., «Наука».
- Гудина В. И., Гольберг А. В. 1969. Стратиграфия морского плейстоцена северной Сибири по фораминиферам.— В сб.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука».
- Данилов И. Д. 1963. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры, № 6, М., Изд-во МГУ.
- Ежикова В. П., Ежиков Е. А., Загоруйко Н. Г. 1967. О возможности применения методов распознавания образов в палеонтологии.— Геол. и геофиз., № 9.
- Загорская Н. Г., Яшина З. П., Слободин В. Я. и др. 1965. Морские неоген (?) — четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей.— Труды НИИГА, вып. 144.
- Зубаков В. А. 1967. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири.— Бюлл. комис. по изуч. четв. периода, № 34.
- Касенова М. В. 1948. Геология моря. М., Учпедгиз.
- Кординов А. А. 1953. Осадки Карского моря.— Труды НИИГА, т. 56.
- Куликов Н. Н. 1961. Осадкообразование в Карском море. Современные осадки морей и океанов.— Труды совещания 24—27 мая 1960. М., Изд-во АН СССР.
- Лапина Н. Н., Белов Н. А. 1961. Особенности процесса осадкообразования в Северном Ледовитом океане.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР.
- Лапина Н. Н., Куликов Н. Н., Семенов Ю. П. 1965. Значение исследования современных донных отложений Северного Ледовитого океана для познания условий формирования четвертичных отложений Арктики.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука».
- Лисицын А. П. 1958. О типах морских осадков, связанных с деятельностью льдов.— Докл. АН, т. 118, № 2.
- Лисицын А. П. 1966. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука».
- Попов А. И. 1959. Четвертичный период в Западной Сибири.— В сб.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ.
- Сакс В. Н. 1952. Условия образования донных осадков в арктических морях СССР.— Труды НИИГА, т. 35.
- Сакс В. Н. 1953. Четвертичный период в Советской Арктике.— Труды НИИГА, т. 77.
- Страхов Н. М. 1961. Основы теории литогенеза. Т. II. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Суздальский О. В. 1965. О генезисе мореноподобных отложений на севере Западно-Сибирской низменности.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 133.
- Суздальский О. В., Комарова А. Е. 1964. Аутигенные минералы морских послепалеогеновых отложений низовьев реки Енисей.— Уч. записки НИИГА, серия региональная геол., вып. 4.
- Суздальский О. В., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Лев О. Э. 1967. Новая стратиграфическая схема плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины.— Уч. записки НИИГА, серия регион. геол., вып. 10.
- Сухорукова С. С. и Гудина В. И. 1969. Некоторые условия образования осадков и проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука».
- Троицкий С. Л. 1966. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., «Наука».
- Троицкий С. Л. 1969. Общий обзор морского плейстоцена Сибири.— В сб.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука».
- Фирсов Л. В., Сухорукова С. С. 1968. О «четвертичном» глауконите мелового возраста в низовье р. Енисей.— Докл. АН СССР, т. 183, № 4.
- Шумилова Е. В. 1968. Материалы к литолого-минералогической характеристике четвертичных отложений Усть-Енисейского района.— В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука».

В 1965 г. автор совместно с С. С. Сухоруковой и Т. П. Левиной проводил изучение четвертичных отложений в низовьях Енисей на участке протяженностью около 200 км между островом Никитинским и пос. Ладыгин Яр. Для литолого-минералогических исследований были избраны наиболее характерные разрезы морских, ледниковых и речных отложений, стратиграфическая принадлежность которых была вполне определенной, а для независимого определения условий их формирования и возраста имелись достаточно представительные сборы органических остатков: раковины морских и пресноводных моллюсков, фораминиферы, а также спорово-пыльцевые спектры и комплексы диатомовых.

Подробно исследованы полевыми и лабораторными методами породы из шести обнажений: на правом берегу Енисей выше пос. Усть-Порт у о. Никитинского (Никитинский яр, обн. 4 и 5), на том же берегу, в 13 км ниже Усть-Порта на Селякином мысе (обн. 20 и 21) и около пос. Ладыгин Яр (обн. 10), а также на р. Малой Хете (обн. 3) в 17 км от устья (или в 1 км ниже впадения в нее р. Подъяха).

Исследованный район представляет собой окраинные части Северо-Сибирской (Таймырской) и Западно-Сибирской низменностей, условно разделенные Енисеем, а по геоструктурному положению расположен в пределах Усть-Енисейской впадины, выполненной огромной толщей рыхлых юрских и меловых отложений, перекрытой четвертичными накоплениями мощностью до 100 м и более.

Рельеф характеризуется обширными полевыми возвышенностями и низинами. Возвышенности образованы холмисто-грядовыми формами рельефа, оставленными последним покровным оледенением. Низины заняты плоскими террасами позднеледниковых водоемов, поймой Енисей и его притоков. Реки прорезают поверхность возвышенностей и низин, образуя глубокие долины с многочисленными обнажениями, в которых выходят средняя и верхняя части разреза четвертичной толщи. Ее основание лежит на десятках метров ниже уровня рек. Пять из шести исследованных обнажений вскрывают строение морских и ледниковых четвертичных слоев, слагающих возвышенности, лежащие по правому берегу Енисей, и только в разрезе на р. Малой Хете обнажены накопления обширной низины: аллювий, перекрывающая его морена и лептосные глины. Строение четвертичных отложений этого района подробно описано В. Н. Саксом и К. В. Антоновым (1945), В. Н. Саксом (1953), С. Л. Троицким (1966, 1967), В. А. Алексеевым, Н. В. Кипид, О. В. Матвеевой и С. Л. Троицким (1965). Результаты литолого-геохимических и микропалеонтологических исследований образцов из обнажений Никитинского яра и Селякиного мыса освещены С. С. Сухоруковой и В. И. Гудиной (1969). Общая литологическая характеристика санчуговских отложений (С. С. Сухорукова), палинологические данные (Т. П. Левиной) и сведения о диатомо-

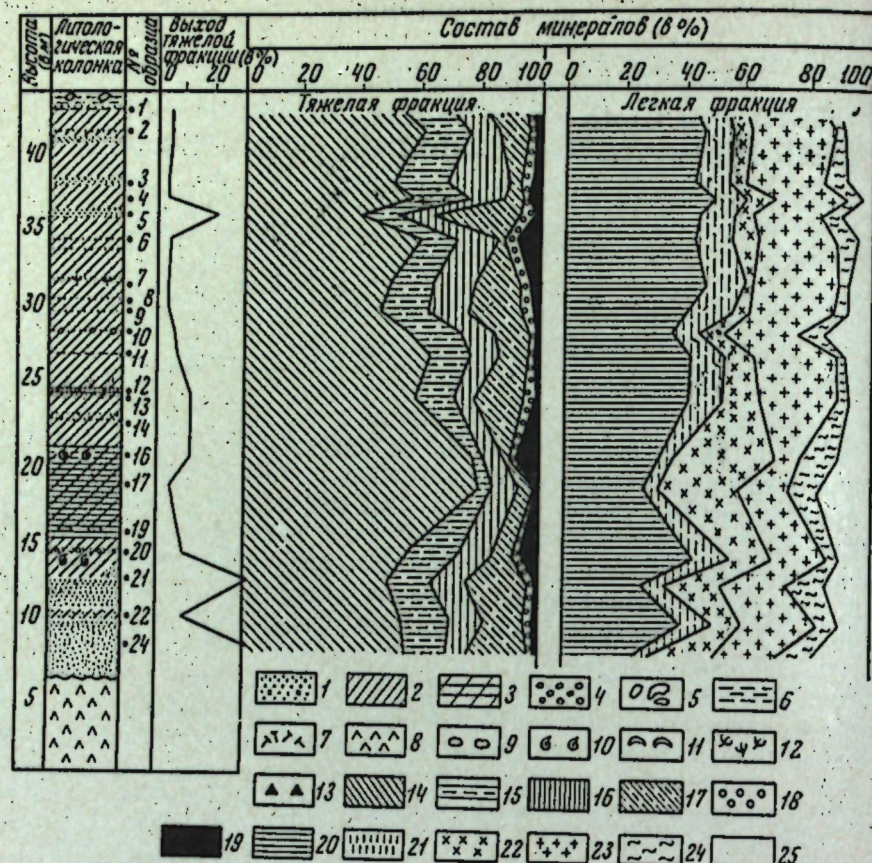


Рис. 1. Распределение минералов в санчуговских отложениях Никитинского яра (обн. 4)

- 1 — песок;
2 — алевроит;
3 — глина алевроитовая;
4 — галечник, гальки;
5 — валуны;
6 — суглинок;
7 — торф;
8 — бечевник;
9 — конкреции;
10 — раковины моллюсков;
11 — остракоды;
12 — растительные остатки;
13 — обломки угля;
14 — пироксены;
15 — амфиболы;
16 — эпидот-цоизит;
17 — альменит, магнетит;
18 — циркон, турмалин, гранат;
19 — прочие минералы;
20 — кварц;
21 — калиевый полевой шпат;
22 — основной плагиоклаз;
23 — кислый, средний плагиоклаз;
24 — разрушенные неопределимые зерна;
25 — прочие минералы

вых из разреза на р. Малой Хете (Н. А. Халфина) изложены в статьях, помещенных в этом же сборнике.

Автор выполнил литологическое, гранулометрическое и минералогическое изучение пород, сосредоточив основное внимание на санчуговских морских отложениях (обн. 4, 5, 10, 20, 21); в меньшей степени освещены галечники Никитинского яра (обн. 5), казанцевские морские (обн. 10), каргинские речные, позднелыринские ледниковые накопления и позднеледниковые ленточные глины (обн. 3).

Типы пород устанавливались в соответствии с классификацией Л. В. Пустовалова, М. К. Кашкая, С. Г. Саркисяна для средне- и мелкообломочных разностей (Преображенский, Саркисян, 1954). Минералогический состав определялся во фракции 0,1—0,05 мм иммерсионным методом.

Обнажение Никитинского яра на правом берегу Енисея напротив острова Никитинского одно из лучших и наиболее полно изученных разрезов санчуговских слоев. Судя по соотношению с разрезом расположенной поблизости скв. 18, санчуговские отложения вскрыты в нем почти от подошвы, располагающейся примерно на уровне Енисея (5 м над уровнем моря). Они состоят из нижних песков, слабо отделяющихся от подстилающих песчаных мессовских слоев, глины и алевроитов средней части разреза и верхней песчаной пачки. По мнению С. Л. Троицкого, исследовавшего разрез в 1960 и 1962 гг., санчуговские слои вместе с мессовскими образуют полный седиментационный ритм и соответствуют началу, максимуму и спаду уровня обширной санчуговской морской трансгрессии. Для верхней песчаной пачки¹ он предложил название «никитинские пески».

Обнаженный участок Никитинского яра состоит из берегового обрыва около устья р. Зырянки высотой до 50 м, опирающегося на енисейский бечевник (обн. 4), и стенки эрозионных цирков, врезающихся в склон прибрежной возвышенности в 1—1,3 км от берега (обн. 5). Бровка цирков,

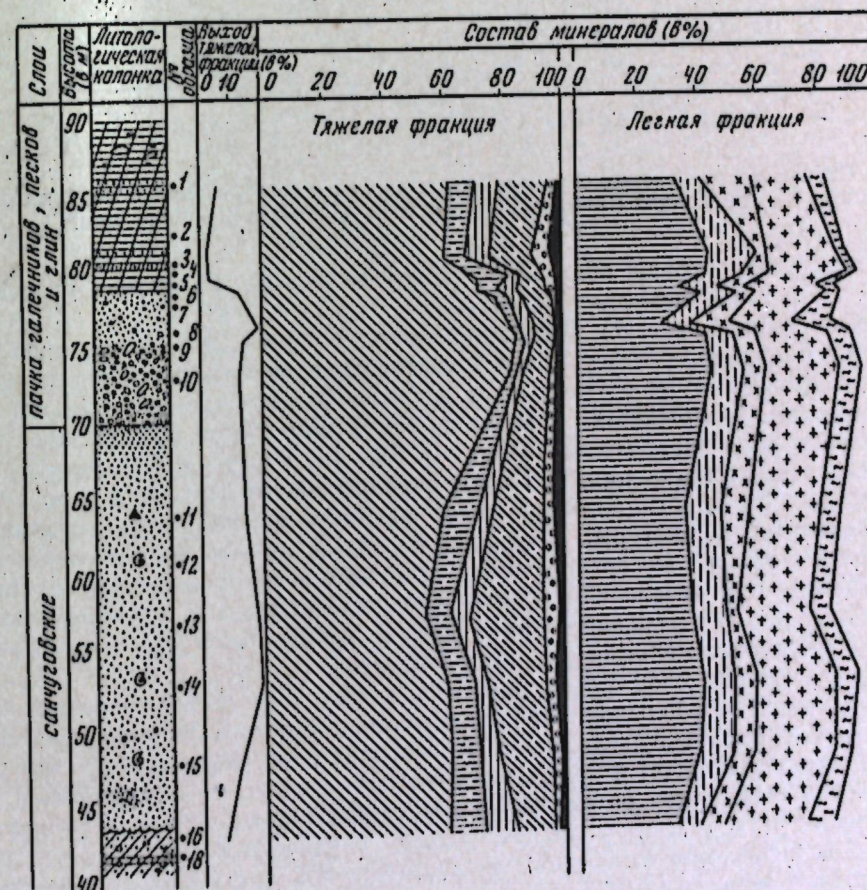


Рис. 2. Распределение минералов в санчуговских отложениях и в перекрывающей их пачке галечников, песков и глины Никитинского яра (обн. 5)

Условные обозначения см. на рис. 1

¹ В. И. Саке и К. В. Антонов относили ее к зырянскому горизонту.

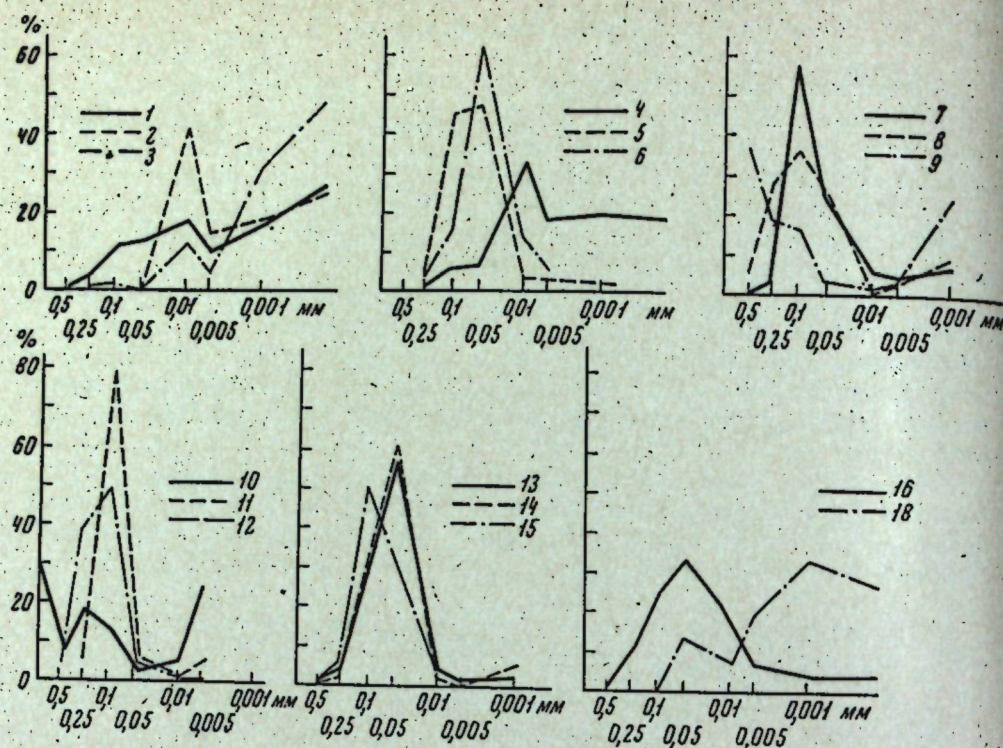


Рис. 3. Кривые распределения обломочного материала в санчуговских и перекрывающих их отложениях Никитинского яра (обн. 5, 1—18 номера образцов)

представляющая кровлю обнажения, лежит на высоте 110 м над уровнем моря (105 м над Еписеем).

Разрез (обн. 4, рис. 1) начинается (снизу) береговыми, очень хорошо отсортированными мелкозернистыми горизонтально-слоистыми серыми песками с прослоями несортированных песчано-глинисто-алевритовых пород (обр. 24—20), содержащих раковины *Portlandia*. Выше песков залегает пачка плитчатых алевритовых глин (обр. 19—16) с фауной (*Portlandia*) и известковистыми конкрециями. Глины перекрываются серыми и серовато-буроватыми песчано-глинистыми, реже глинисто-песчаными алевритами с оскольчатой текстурой. Последние в разрезе преобладают и содержат небольшие прослои несортированных глинисто-песчано-алевритовых пород и линзы или прослойки мелко-среднезернистого и неравномерно-зернистого песка с галькой (обр. 14—2). В кровле слоя прослеживается прослой суглинка с мелкими валунами долеритов.

Более высокие слои прослеживаются в обн. 5 в стенке эрозионного цирка (рис. 2). Небольшой слой глинисто-песчаного, крупнозернистого алеврита с галькой, лежащей в основании разреза, перекрывается мощной пачкой серых и серовато-буроватых средне-мелкозернистых и мелкозернистых песков со слабой горизонтальной слоистостью, с редкими обломками угля. Сортированность песков улучшается снизу вверх по разрезу и колеблется от средней до хорошей. На кривых распределения обломочного материала песков (рис. 3) видно, что преобладают фракции 0,1—0,25 и 0,25—0,50 мм: при этом первая составляет 17—84%. По granulometricкому составу глин (рис. 4) можно заметить, что снизу вверх по разрезу повышается содержание алевритовой примеси от 5 до 46%. Песчанисто-глинистые и глинисто-песчаные алевриты (рис. 4) имеют среднюю степень сортированности; при этом мелкозернистый песок в них составляет 10—34%, а глинистые частицы — 12—29%.

Изучение минералогического состава пород из обн. 4 показало, что основными минералами легкой фракции являются кварц (23—49%), калиевые полевые шпаты (4—15%) и плагиоклазы, представленные основными (2—34%), кислыми и средними (7—28%) разностями. Здесь же содержатся серицитизированные зерна (2—8%), цеолиты? (6%), представляющие продукты выветривания основного плагиоклаза, разрушенные неопределимые минералы (2—13%), бесцветные, зеленые и бурые слюды (3%), нередко заметно измененные, ярко-зеленый глауконит хорошей сохранности или реже желтовато-зеленоватый, заметно окисленный. Среди обломков пород встречаются кремнистые породы и кварциты, кварц-амфиболовые породы, эффузивы. Найдены редкие обломки кремневых спикул, губок и панцири диатомовых водорослей. Глауконит для данных осадков — переотложенный из меловых пород минерал. Это было доказано определением абсолютного возраста глауконита из санчуговских отложений Ладыгина яра, оказавшегося равным 81 млн. лет (Фирсов, Сухорукова, 1968).

Содержание тяжелой фракции колеблется от 4,76 до 31,87%, особенно высоко оно в песках. Среди тяжелых по удельному весу минералов,

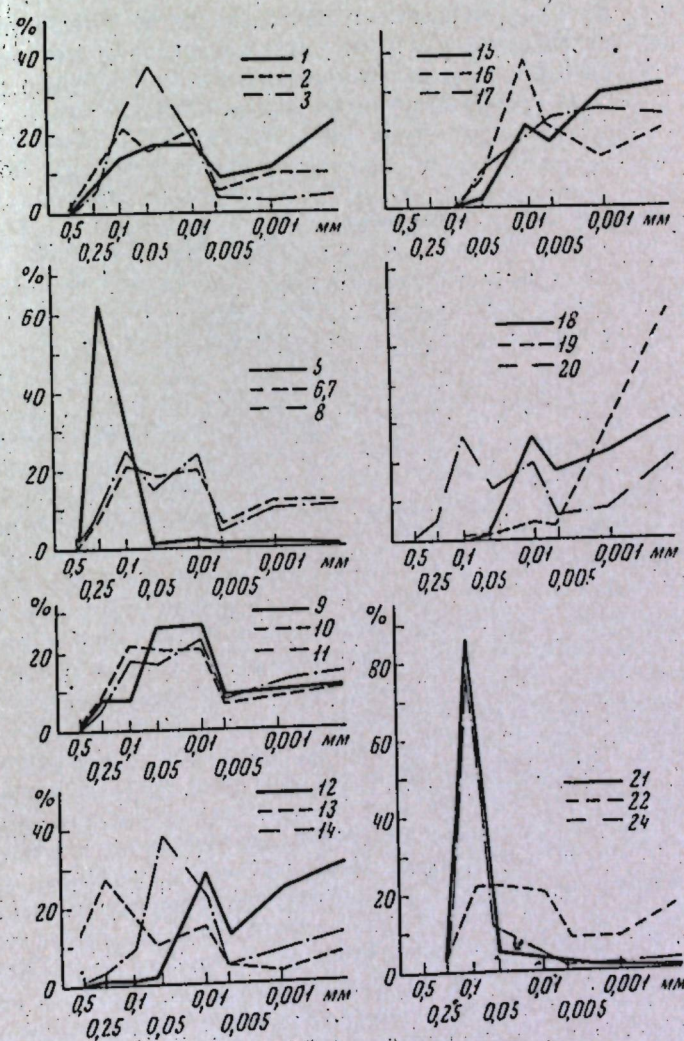


Рис. 4. Кривые распределения обломочного материала в санчуговских отложениях Никитинского яра (обн. 4, 1—24 — номера образцов)

имеющих в целом разнообразный состав, выделяется четыре группы, составляющие основную часть фракции: моноклинные пироксены (40—80%), группа эпидота — цонзита (7—21%), обыкновенная роговая обманка (3—17%) и рудные минералы (ильменит, магнетит — 1—30%). Такие минералы, как лейкоксен, циркон, гранат, турмалин, рутил, сфен, андалузит, базальтическая роговая обманка, ромбический пироксен и актинолит, содержатся в небольших количествах, каждый не превышая 3% от фракции. Лимонит, шпинель, анатаз, ставролит, дистен, силлиманит, щелочная роговая обманка, тремолит, слюды и хлоритойд присутствуют только в виде единичных зерен. Окатанность зерен слабая, в основном они угловатые и полугловатые; очень редко встречаются полуокатанные и окатанные зерна, главным образом среди ильменитовых и магнетитовых.

По литологическому и минералогическому составу (с учетом свойств минералов) в разрезе обн. 4 выделяются две пачки пород: нижняя (обр. 24-16) и верхняя (обр. 14-1).

Нижняя пачка состоит из слоя песков, перемежающихся со смешанными песчано-глинисто-алевритовыми породами (пизы), и слоя алевритовых глин (верхи).

Верхняя пачка образована переслаиванием смешанных глинисто-песчано-алевритовых пород с прослоями алевритов и песчаных пород.

Различие в содержании тяжелых фракций (в %) в грубоалевритовой части пород этих двух основных пачек весьма значительно:

	Нижняя пачка	Верхняя пачка
Смешанные песчано-глинисто-алевритовые породы	8,82—9,88	4,76—7,62
Алевриты	—	4,91—5,42
Пески	31,77—31,87	12,8—22,0
Глины	5,4—12,5	—

Минералогический состав легких фракций из пород нижней пачки характеризуется значительно более низким содержанием кварца, более высоким содержанием основного плагиоклаза и продуктов его изменения (цеолиты?), большим содержанием разрушенных неопределимых зерен и различных обломков пород, листочков измененного биотита. Совершенно не встречены скелеты радиолярий и лишь единично — обломки спикул губок. Окисленный глаукоцит редок. Различие наблюдается и в некоторых свойствах минералов. Например, для нижней пачки весьма характерны продукты выветривания основных плагиоклазов. Под микроскопом видны постепенные переходы от хорошо сохранившегося плагиоклаза через сильно трещиноватые зерна к бурому, эпизко преломляющему и низко двупреломляющему (цеолитизированному) минералу, содержание которого достигает 6%. Породы верхней пачки содержат такие минералы в количестве не более 1%, и в ней гораздо ярче отражены изменения полевых шпатов и обломков пород в результате пелитизации и хлоритизации зерен. Обломки пород (эффузивы, метаморфические породы — амфиболиты, эпидотизированные разности и другие) присутствуют в сравнительно меньшем количестве или вообще отсутствуют. Для нижней пачки пород более характерна фацциальная изменчивость, вследствие чего количественные соотношения отдельных минералов во фракциях довольно сильно колеблются. Это можно заметить главным образом по содержанию основных плагиоклазов и группы кислых и средних плагиоклазов. Содержание легких и тяжелых минералов (в %) в породах нижней и верхней пачек приводится ниже:

	Нижняя пачка	Верхняя пачка
Легкие минералы		
Кварц	23—43	35—49
Ортоклаз хорошей сохранности	2—9	5—9
Плагиоклаз основной	9—34	2—12
Плагиоклазы кислые и средние	7—25	22—28
Разрушенные зерна	4—13	2—8
Серицитизированные зерна	2—8	2—6
Бурый минерал (продукт изменения основных плагиоклазов)	2—6	Ед. зерна до 1%
Тяжелые минералы		
Пироксены моноклинные	49—80	40—63
Эпидот-цонзит	7—12	7—21
Обыкновенная роговая обманка	3—16	10—17
Ильменит	1—22	4—30

Из сравнения минералогического состава пород можно заключить, что за время отложения нижней пачки в бассейн поступал резко полимиктовый обломочный материал, при этом происходил усиленный снос из области распространения основных эффузивов.

Верхняя пачка литологически также весьма разнородна. Глины почти отсутствуют, их редкие прослои весьма засорены песчаным и алевритовым материалом. Условий для высокой механической дифференциации здесь не было. Несмотря на это, минералогический состав легких минералов в породах верхней пачки можно считать весьма устойчивым как в качественном, так и в количественном отношении. Степень полимиктовости терригенного материала здесь значительно снижена. Более устойчив и состав тяжелых минералов, который не обнаруживает каких-либо качественных изменений в сравнении с породами нижней пачки, но указывает на несколько большее участие группы эпидота — цонзита и амфиболов за счет снижения содержания пироксенов.

Мощная пачка песков (обр. 16-11), которая венчает разрез санчугонских отложений в обн. 5 (см. рис. 2), имеет прибрежно-морское происхождение, содержит редкие раковины *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* L., *Macoma calcarea* (Chemn.). Пески сложены в основном зернами кварца (32—41%), калиевых полевых шпатов (8—12%), основных плагиоклазов (7—9%), кислых и средних плагиоклазов (24—28%). Содержатся также зерна глаукогита (2%) как хорошей сохранности, так и окисленного, а также серицитизированные (2—5%), хлоритизированные (1—5%) и разрушенные неопределимые (5—9%) зерна минералов. Кроме того, единично или в количестве не более 1% присутствуют зеленые и бесцветные слюды, измененный биотит, цеолиты (?), обломки кварцитов, метаморфических, амфиболовых и эпидотовых пород.

Тяжелые минералы составляют 6,9—18,75% от крупноалевритовой фракции. Они состоят в основном из моноклиновых пироксенов (52—61%), ильменита (13—25%), обыкновенной роговой обманки (8—11%) и эпидота — цонзита (4—11%), обычны здесь циркон (1—3%), гранат (1—2%), лейкоксен (1—2%). В количестве до 1% также постоянно присутствуют рутил, сфен, ставролит, базальтическая роговая обманка, тремолит, ромбический пироксен и лимонит. Почти постоянно встречаются единичные зерна анатаза, дистена, андалузита, силлиманита. Очень редки актинолит, щелочная роговая обманка, хлоритойд и шпинель.

Для данной пачки песков характерна равномерная сортированность; режим осадконакопления был устойчивым. Об этом говорит и минерало-

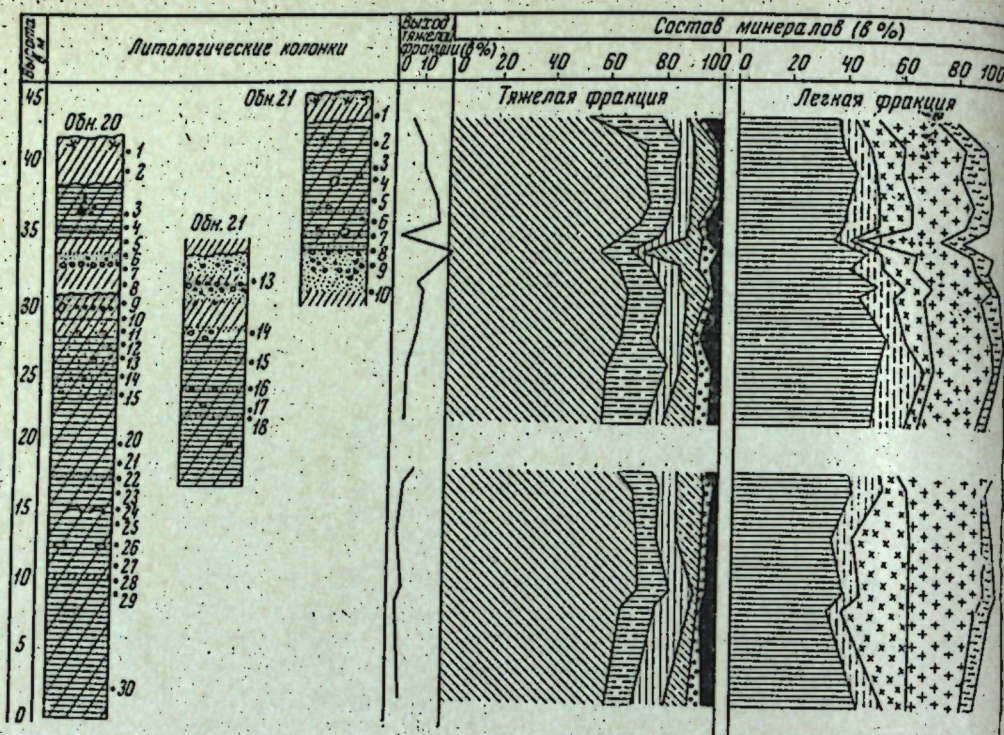


Рис. 5. Распределение минералов в санчуговских отложениях, Селякино (обн. 20, 21, цифры у колонок — номера образцов)

Условные обозначения см. на рис. 1

гический состав. В песках наблюдается повышенное содержание ильменита, циркона, граната, т. е. группы устойчивых минералов. Здесь более ярко наблюдаются процессы серицитизации плагиоклазов; повышается содержание разрушенных зерен, но-видимому, за счет изменения калиевых полевых шпатов. Кроме того, постоянно встречаются хлоритизированные зерна и перерожденный, главным образом окисленный глауконит.

Санчуговские отложения в обн. 20 и 21 (рис. 5) на Селякином мысу (в 13 км ниже Усть-Порта) имеют несколько иную характеристику. Это в основном серые и темно-серые алевроитовые, иногда песчано-алевритовые глины и реже буровато-серые глинистые алевроиты, общей мощностью до 45 м. Они обладают оскольчатой отдельностью, выше по разрезу содержат редкие гальку и валуны. В нижней части породы имеют тонкую горизонтальную слоистость. Слоистая текстура подчеркивается тонкими светлыми алевроитовыми слоями и намывами темного растительного детрита. К глинам послойно приурочены крупные эллипсоидальные карбонатные конкреции (обр. 26). Встречена одна раковина пресноводной ostracode *Limnocytheridea* sp. (обр. 24). В песчано-алевритовых глинах (обр. 18—15) найден бедный комплекс фораминифер, очень близкий к комплексу, собранному из санчуговских глин стратотипического разреза на р. Санчуговке (около Усть-Порта). В глинах на высоте 30 м над уровнем Енисея прослеживается пачка песчано-глинистых алевроитов с галькой, сменяющаяся выше средне-мелкозернистыми песками с галькой, косо, реже горизонтально-слоистыми. Мощность всей фацально неустойчивой пачки плохо сортированных и несортированных пород достигает 4 м.

Кривые распределения обломочного материала в алевроитовых глинах и глинистых алевроитах имеют двувершинное строение. Породы характеризуются средней и хорошей степенью сортированности (рис. 6).

В алевроитовых глинах и глинистых алевроитах селякинского разреза наблюдается тот же комплекс минералов, который характерен для Никитинского яра. Содержание кварца достигает 35—52%, калиевых полевых шпатов — 5—17%, основных плагиоклазов — 3—25%, кислых и средних плагиоклазов — 19—30% и разрушенных неопределимых зерен 1—11%. Процессы пелитизации калиевых полевых шпатов проявляются здесь слабо, однако наблюдается серицитизация плагиоклазов, особенно в породах верхней и нижней частей разреза. Почти к самой верхней части разреза приурочены большей частью измененные слюды (7%). В песчано-глинистых алевроитах, песках и несортированных породах содержание кварца повышается с 36 до 55%, несколько уменьшается количество калиевых полевых шпатов (5—13%), основных (5—13%), а также кислых и средних плагиоклазов (20—28%). Разрушенные неопределимые зерна составляют 5—8% (см. рис. 5).

В тяжелых фракциях группы ведущих минералов в алевроитовых глинах и глинистых алевроитах составляют моноклинные пироксены (51—74%), обыкновенная роговая обманка (7—23%), эпидот-диопсид (5—13%) и ильменит (2—11%). Эти тяжелые минералы преобладают и в пачке алевроито-песчаных и смешанных пород. Породы пачки, в отличие от глины, имеют повышенное содержание тяжелой фракции, в которой количество ильменита увеличивается до 22%. Циркон, гранат, лейкоксен также содержатся в повышенных количествах. Кроме того, среднее

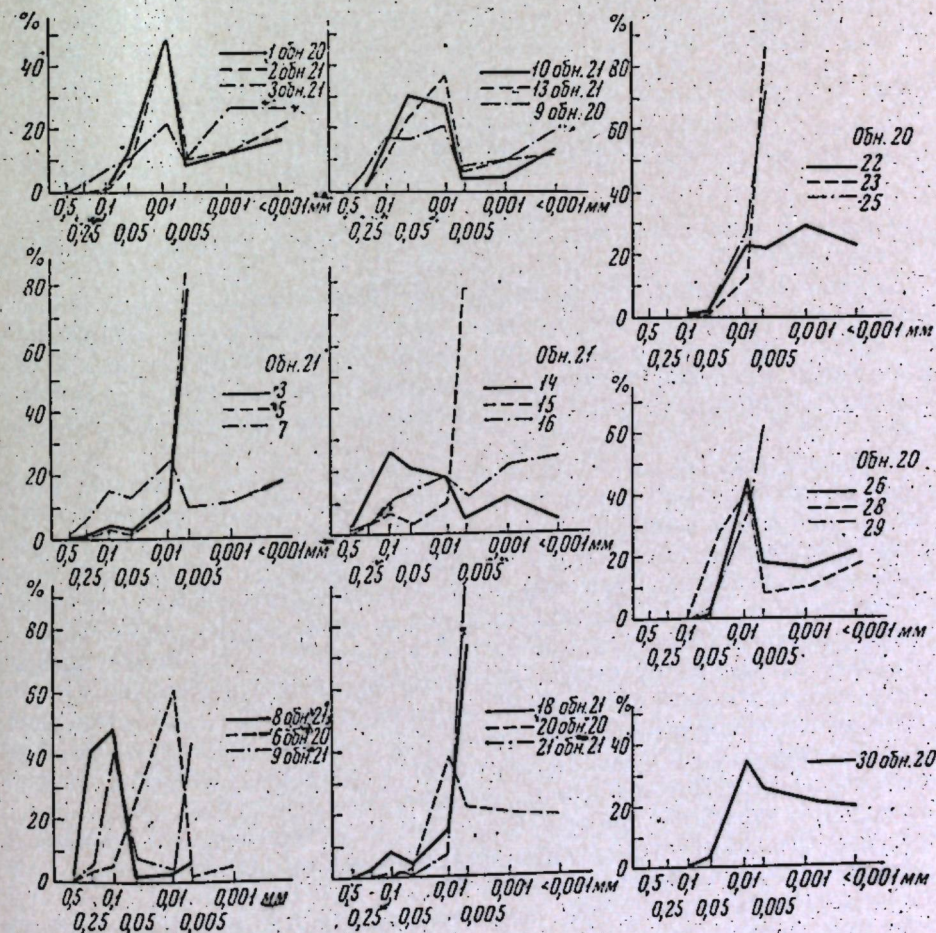


Рис. 6. Кривые распределения обломочного материала в санчуговских отложениях, Селякино (обн. 20, 21)

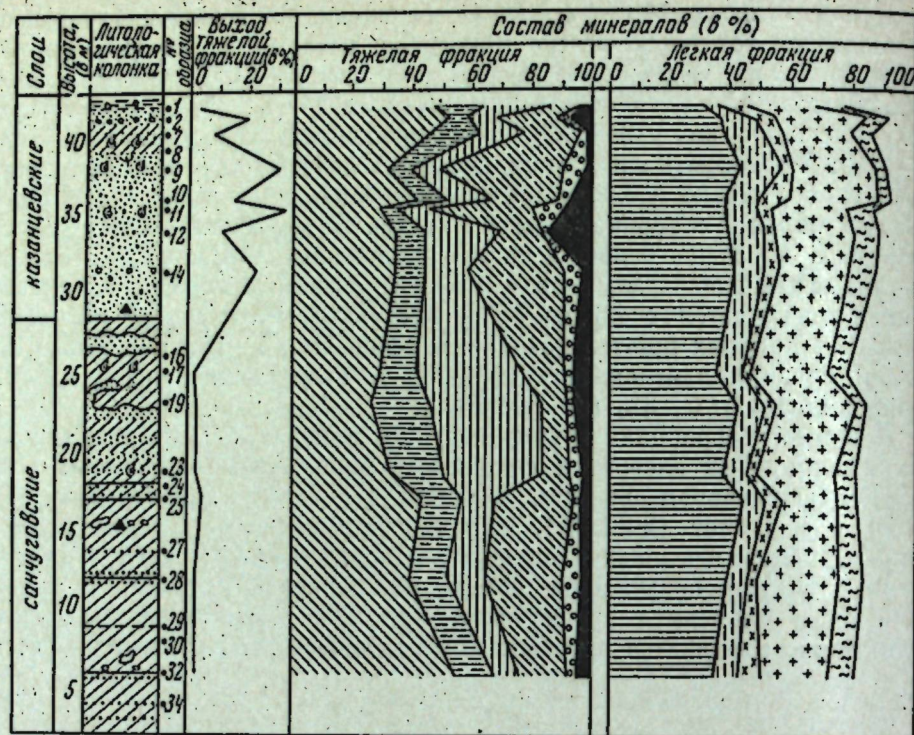


Рис. 7. Распределение минералов в санчуговских и казанцевских отложениях Ладыгиня яра (оби. 10).
Условные обозначения см. на рис. 1

содержанию кварца составляет здесь 44%, тогда как в глинах оно достигает только 29%.

Алевритовые глины, покрывающие пачку алеврито-песчаных пород с галькой, очень близки к алевритовым глинам нижней пачки, однако наблюдаются и некоторые отличия. Верхняя пачка содержит примесь песка, имеет большее содержание тяжелой фракции, в которой количество моноклиновых пироксенов и разрушенных минералов значительно увеличивается.

В районе пос. Ладыгиня Яр в оби. 10 (рис. 7) санчуговские отложения представлены в нижней части (обр. 34—24) несортированными песчано-глинисто-алевритовыми породами с тонкими редкими прослоечками мелкозернистого песка. Они содержат гальку, валунички, обломки угля, иногда раковины фораминифер и иглы морских ежей. Выше залегает пачка (обр. 24—16) переслаивающихся серых, темно-серых, буровато-серых песчано-глинистых, глинистых и глинисто-песчаных алевритов с мелкозернистыми песками. Алевриты обладают оскольчатой отдельностью и горизонтальнолинзовидной или неправильной слоистостью, часто сильно деформированной. На некоторых участках слойки поставлены почти вертикально. Изредка в алевритах встречаются обломки мелких морских раковин. Породы или не сортированы или весьма слабо сортированы, что видно по кривым распределения обломочного материала (рис. 8); только прослойки глинистых алевритов обладают средней степенью сортированности.

Комплекс минералов в этих отложениях довольно близок приведенному выше, тем не менее в нем можно уловить некоторые изменения в количественных соотношениях некоторых минералов (рис. 7). Содержание кварца здесь несколько снижено по сравнению с породами Селякина

мыса. Он составляет 34—44%, калиевые полевые шпаты — 7—9%, основные плагиоклазы в небольшом количестве — от 2 до 7%, количество кислых и средних плагиоклазов близко к их содержанию в породах Селякина мыса и Никитинского яра — 18—26%. Здесь больше слюд (3—9%), обычно измененных, переотложенного глауконита (5%), серицитизированных (5—9%) и хлоритизированных (3—6%) зерен. Разрушенные минералы постоянно встречаются примерно в тех же количествах (3—8%), что и в породах Селякина мыса.

Среди тяжелых минералов преобладают моноклиновые пироксены (53%), затем — эпидот-диопсид (37%), ильменит (26%) и обыкновенная роговая обманка (19%). Лейкоксен, циркон, гранат, базальтическая роговая обманка, ромбический пироксен встречаются постоянно, но не превышают 1—6%. Метаморфические и титанистые минералы отмечаются в виде единичных зерен. Кроме того, здесь постоянно встречаются сидерит (3%) в форме «снопиков», «лепестков» или вытянутых и полуокруглых зерен и очень редко марказит в форме мелких конкреционных образований. Следы окатанности зерен или отсутствуют или проявляются слабо.

По минералогическим особенностям санчуговские отложения Ладыгиня яра можно подразделить на две пачки: нижнюю (обр. 34—24) и верхнюю (обр. 24—16). Породы нижней пачки, в отличие от верхней, богаче ильменитом и моноклиновыми пироксенами. В них соответственно значительно снижается содержание эпидот-диопсида и амфиболов.

Подводя итог изучению санчуговских отложений, можно отметить, что в районе Никитинского яра они подразделяются на три основные пачки, из которых нижняя содержит пески с прослоями смешанных алевритовых пород, перекрытые слоем глин.

Для нижней пачки пород характерны фациальная изменчивость (вследствие чего содержание минералов сильно меняется), относительно

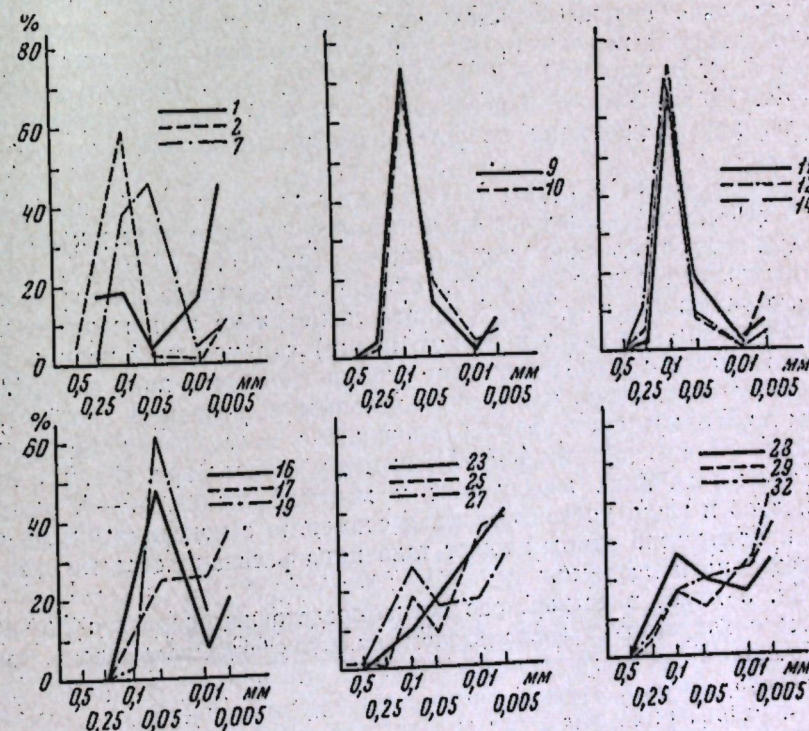


Рис. 8. Кривые распределения обломочного материала в санчуговских и казанцевских отложениях Ладыгиня яра (оби. 10)

большое количество продуктов выветривания основного плагиоклаза (целикитизированного) и полимиктовый обломочный материал.

Средняя пачка алевроитов с прослоями разнозернистых песков с галькой и смешанных пород характеризуется более устойчивым как в количественном, так и в качественном отношении комплексом минералов, развитием пелитизации калиевых полевых шпатов и хлоритизации обломков пород. Для верхней пачки мелкозернистых песков обычна хорошая сортированность, постоянное присутствие глауконита, в ней более ярко отражены процессы серитизации плагиоклазов и хлоритизация обломков. Породы санчуговских отложений Никитинского яра характеризуются пироксеновым комплексом минералов.

Санчуговские отложения в районе Селякина мыса в отличие от Никитинского яра имеют более однородный литологический состав. Это алевроитовые глины и реже глинистые алевроиты. Разрез в районе Селякина мыса разделяется небольшой пачкой смешанных песчано-галечно-алевритовых пород; при этом верхняя и нижняя глинистые пачки почти одинаковы по свойствам и составу минералов, различаясь лишь по присутствию в породах верхней пачки примеси песчаного материала. Породы Селякина мыса имеют пироксеновый комплекс минералов, как и породы Никитинского яра.

Санчуговские отложения Ладыгина яра подразделяются на две пачки: нижнюю смешанных песчано-глинисто-алевритовых пород и верхнюю песчано-глинистых алевроитов с прослоями мелкозернистых песков. Характерно, что алевроиты обладают здесь неправильно-слоистой текстурой, часто сильно деформированной. Породы характеризуются эпидот-пироксеновым комплексом тяжелых минералов.

Отличительной особенностью пород Ладыгина яра является снижение содержания моноклиновых пироксенов и увеличение количества эпидота-цонзита, сравнительно высокое содержание перестроенного глауконита, а также усиление процессов серитизации и хлоритизации зерен.

Санчуговские отложения Ладыгина яра по литолого-минералогическим особенностям параллелизуются с санчуговскими отложениями, изученными Е. В. Шумиловой (1968) по общ. 7 у пос. Караул и нижней части общ. 34 выше мыса Каргинского. Там они, как и в районе Ладыгина яра, характеризуются эпидот-пироксеновым комплексом тяжелых минералов.

Галечники, пески и глины Никитинского яра (в верхней части разреза) представляют особый интерес с точки зрения условий формирования и стратиграфического положения (см. рис. 2).

Пятиметровый пласт ржавого, сильно сцементированного крупного валунного галечника с резкой границей ложится на мелкозернистые никитинские пески (верхнюю песчаную пачку) санчуговской толщи. Пласт галечника вместе с подстилающими слоями изогнут в виде резкой, почти опрокинутой складки, и с четким угловым несогласием перекрыт зырянским валунным суглинком, слагающим с поверхности прибрежную возвышенность с отметками 110—115 м над уровнем моря. В месте погружения слоя галечника между ним и мореной лежит 10—12-метровая пачка песков и глин, дислоцированная совместно с подстилающими слоями. По простиранию единый пласт галечника расслаивается на два про-слоя, разделенные песками.

В общ. 5 пласт в свежей расчистке представлен серовато-бурым галечником с валунами и заполнителем из разнозернистого песка. Размеры обломков в среднем увеличиваются к его кровле, достигая 10 см. В галечнике заметна грубая слоистость; сортированность как галечника, так и разнозернистого песка слабая, или они совершенно не сортированы. Перекрывающие грубообломочный слой серые разнозернистые или мелко-среднезернистые пески с тонкими прослоечками темной глины и

сменяющие их выше по разрезу серые и буровато-серые алевроитовые глины с редкими прослойками алевроита и мелкозернистого песка, также сортированы слабо. В верхней части глинистого слоя встречаются галька и валуны. Среднюю сортированность обнаруживают только отдельные прослои из мелко-среднезернистых песков и глин (см. рис. 3).

Основными минералами песчанисто-глинистых пород в легких фракциях являются кварц (28—45%), калиевые полевые шпаты (8—16%), основные плагиоклазы (6—18%), кислые и средние плагиоклазы (18—26%). Постоянно присутствуют серицитизированные зерна (2—8%) в основном плагиоклазов, разрушенные неопределимые зерна (3—18%), слюды (3%), чаще измененные, и цеолиты? (3%). Редко встречаются глауконит и обломки опала. Характерны обломки различных пород: кварциты, кремнистые, метаморфические амфиболсодержащие или эпидотсодержащие породы, а также разнообразие основных эффузивы.

Содержание тяжелой фракции составляет 2—18,67%, причем в глинах оно понижается до 2—5,55% (см. рис. 2). Преобладающие минералы: моноклиновые пироксены (60—84%), ильменит с магнетитом (8—17%), эпидот-цонзит (2—8%) и обыкновенная роговая обманка (2—10%). Постоянно присутствуют циркон, гранат, лейкоксен (1—5%), а количество зерен сфена, базальтической роговой обманки и ромбического пироксена не превышает 1%.

Окатанность зерен в основном отсутствует или слабая. Итак, для данных пород характерен пироксеновый комплекс тяжелых минералов при большом участии ильменита.

По литолого-минералогическому составу эти отложения расчленяются на две пачки: нижнюю галечниково-песчаную в интервале 70—79 м и верхнюю глинистую в интервале 79—90 м. Для нижней пачки характерно повышенное содержание пироксенов, разрушенных минералов и пониженное ильменита, эпидота-цонзита, обыкновенной роговой обманки и граната. Породы из верхней части разреза Никитинского яра по своим литолого-минералогическим свойствам существенно отличаются от подстилающих санчуговских несортированных или слабой сортировкой обломочного материала, резко повышенным содержанием пироксенов и пониженным амфиболов и эпидота-цонзита.

С. Л. Троицкий полагает, что галечник либо флювиогляциальный по происхождению, либо образовался в результате размыва морены, перекрывавшей никитинские пески. Это предположение основывается на невозможности формирования их за счет подстилающих пород (песков, алевроитов, глин) и наибольшей вероятности доставки грубообломочного материала, пошедшего на их построение, ледником покровного оледенения. Об этом же, возможно, свидетельствует высокое содержание в породах обломков основных эффузивов и обилие пироксенов в тяжелой фракции.

КАЗАНЦЕВСКИЕ СЛОИ

Вещественный состав казанцевских отложений изучался нами только по общ. 10 (Ладыгин яр). Они залегают там на санчуговских породах (см. рис. 7) и представлены (в нижней части) средне-мелкозернистыми, чаще мелкозернистыми песками с редкими прослоями крупнозернистых песчанистых алевроитов. Разрез заканчивается светлыми буроватыми суглинками с рассеянной галькой, которая, кроме того, образует в подошве слоя маломощный песчано-галечный прослой. Цвет пород меняется (снизу вверх) от светло-бурого до серого и желтовато-серого. Породы характеризуются горизонтальной, реже косой слоистостью. Встречаются растительные остатки, крошки обугленной древесины и ра-

ковины морских моллюсков: *Arctica (Cyprina) islandica* (L.), *Macoma baltica* (L.), *M. calcarea* (Chemn.), *Astarte borealis* (Chemn.). Сортированность песков хорошая, что видно по односторонности кривых распределения обломочного материала. Фракция размером 0,25—0,1 мм составляет 58—74%. Алевриты и суглинки, наоборот, характеризуются низкой степенью сортированности (см. рис. 8).

Комплекс минералов, входящих в состав казанцевских отложений, довольно близок к комплексу подстилающих санчуговских пород, но как в количественном, так и в качественном отношении имеет свои особенности. Породообразующие минералы: кварц (43%), калиевые (часто пелитизированные) полевые шпаты (14%), основные плагиоклазы (10%), кислые и средние плагиоклазы (30%). Кроме того, в составе легких минералов постоянно присутствуют переотложенный глаукоцит (4%) в виде зеленовато-бурых, сильно измененных зерен, разрушенные минералы (9%), серицитизированные (6%) и хлоритизированные (6%) зерна, а также листочки измененного биотита (2%), содержание которого в суглинках у самой кровли разреза достигает 16%.

Одна из характерных черт казанцевских отложений — высокая степень дифференциации обломочного материала, значительно большее содержание разрушенных минералов и пелитизированных калиевых полевых шпатов, по сравнению с санчуговскими породами. Следующими характерными их признаками нужно считать значительную окисленность зерен глаукоцита и относительно более высокое его содержание, повышенное количество устойчивых минералов, обилие растительного детрита, более частое нахождение фаунистических остатков и большее содержание тяжелых минералов. Сравнение некоторых характеристик санчуговских и казанцевских слоев Ладыгина яра приводится ниже (содержание, %):

	Казанцевские слои	Санчуговские слои
Пироксен	29—52	26—54
Ильменит	8—42	8—26
Эпидот-диопсид	9—25	8—37
Амфиболы	1—17	1—20
Циркон	1—6	1—3
Гранат	1—5	1—3
Лимонит	Ед. зерна — 5	Ед. зерна
Разрушенные минералы	Ед. зерна — 3	Ед. зерна — 1
Сидерит	Ед. зерна — 1	Ед. зерна — 3
Выход тяжелой фракции	7,7—33,2	1,61—3,87

Кроме указанных минералов, в казанцевских, так же как и в санчуговских осадках, присутствуют метаморфические и титанистые минералы (от единичных зерен до 1%). Иногда на зернах ильменита наблюдаются лимонитизированные и лейкоксенизированные участки. Окатанность зерен легких и тяжелых минералов по-прежнему остается очень слабой.

Для казанцевских отложений в целом характерен эпидот-ильменит-пироксеновый комплекс минералов. По литолого-минералогическим особенностям пород казанцевские отложения можно подразделить на две пачки: нижнюю (обр. 14-8) мелкозернистых песков и верхнюю (обр. 8-1) алевритов, песков, суглинков. Породы нижней пачки, в отличие от верхней, имеют однородный литологический состав, хорошо отсортированы и характеризуются повышенным содержанием ильменита, циркона, граната и пониженным — эпидот-диопсита, амфиболов и пироксенов.

Казанцевские пески и алевриты мы наблюдали также по правому берегу Енисея около пос. Караул. Минералогический состав их был изу-

чен Е. В. Шумиловой (1958), они прослеживаются также и в обл. 34 у мыса Каргинского. По минералогическим особенностям казанцевские отложения подразделяются там также на две пачки и характеризуются, как и в районе Ладыгина яра, эпидот-ильменит-пироксеновым комплексом тяжелых минералов.

КАРГИНСКИЕ СЛОИ

Каргинский аллювий обнажен по правому берегу р. Малой Хеты, где он, по данным С. Л. Троицкого (1967), перекрывается позднеряпскими ледниковыми отложениями. Мы провели исследование пород по обл. 3, на правом берегу р. Малой Хеты вблизи устья ее притока р. Подъяхи. Там на глинистых алевритах нижней части разреза лежит толща серовато-бурых и темно-серых алевритовых горизонтально-слоистых глин с обильными растительными остатками и мелкими слюисто-торфянистыми прослойками. В глинах часто встречаются раковины пресноводных моллюсков. Глины перекрыты лёссовидными суглинками, в кровле которых имеется торфянистый прослой мощностью в 0,8 м. Над ним лежат серые глинистые алевриты с редкими валунами и линзочками песка (рис. 9). В них постоянно содержатся глинистые частицы; иногда содержится примесь мелкозернистых песчаных частиц (до 16,79%). Степень сортированности алевритов низкая.

Глины содержат 33—45% алевритовой фракции (рис. 10). В шлифах они обнаруживают алевропелитовую структуру. Основная масса сложена тонкоочешуйчатыми гидрослюдами с показателем преломления выше 1,54. Алевритовый материал представлен угловатыми и полуугловатыми зернами кварца и полевых шпатов. Весьма редкие зерна имеют размеры больше 0,1 мм в диаметре. По всему шлифу рассеяны мелкие зернышки сидерита, участками видны скопления его кристалликов и сгустков причудливой формы желтовато-коричневого цвета. Часто заметны вытянутые волокна окисленной растительной ткани.

Изучение глинистых и алевритовых пород в иммерсионных препаратах показало, что содержание кварца в них составляет 40—47%, калиевых полевых шпатов — 5—12%, основных плагиоклазов — 17—28%, кислых и средних плагиоклазов — 11—25%. В глинах наблюдается относительно повышенное содержание зеленой слюды (6%) как чистой, так и

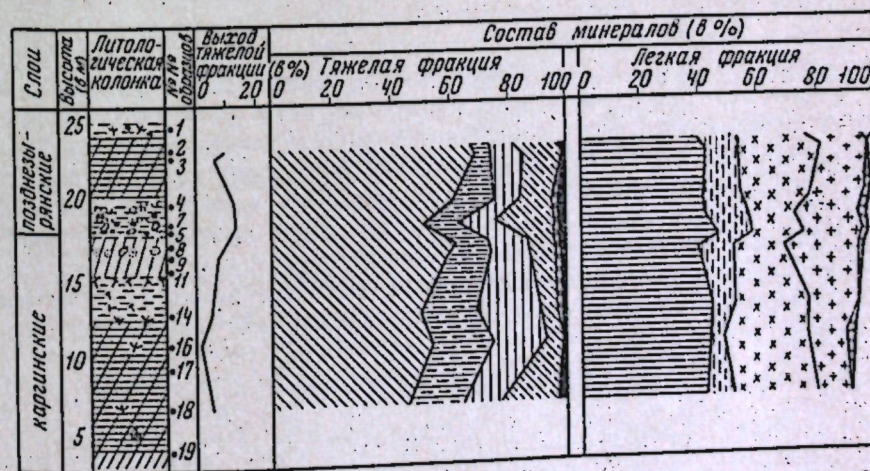


Рис. 9. Распределение минералов в каргинских и зырянских отложениях вблизи устья р. Подъяхи (обл. 3)
Условные обозначения см. на рис. 1

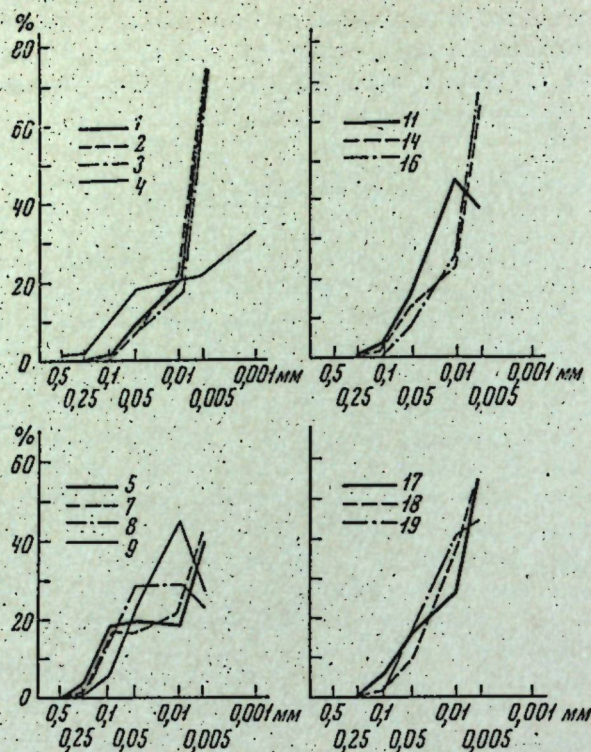


Рис. 10. Кривые распределения обломочного материала в каргинских и зырянских отложениях вблизи устья р. Подъяхи (обн. 3)

с включением мельчайших кристалликов сидерита. Кроме того, в любых породах постоянно содержится глауконит (3%), чаще окисленный. Характерно обилие растительных остатков, спикул губок и панцирей диатомовых водорослей.

Среди тяжелых минералов в глинистых и алевроитовых породах преобладают моноклинные пироксены (46—62%), обыкновенная роговая обманка (10—20%), эпидот-цоизит (12—22%) и ильменит (6—20%); характерен для всех пород аутигенный сидерит, достигающий 5—13% в алевроитах и 4—50% в глинах. Сидерит здесь окисленный, имеет желтовато-коричневую окраску, чаще причудливой произвольной формы, в мелких агрегатах, иногда в сферосидеритовых стяжениях. Обилие растительных остатков, дающих достаточное количество активной углекислоты в этих породах, создавало благоприятную среду для образования сидерита. В отложениях визуально наблюдались мелкие включения вивинита.

Для пойменных фаций каргинского аллювия, выходящих в разрезе на р. Малой Хете, характерен амфиболово-пироксеновый комплекс тяжелых минералов и постоянное присутствие сидерита в повышенном количестве. Окатанность минеральных зерен слабая или отсутствует вовсе.

ПОЗДНЕЗЫРЯНСКИЕ СЛОИ

На р. Малой Хете в том же обн. 3 каргинские отложения перекрываются позднезырянскими серыми суглинками, содержащими лпизы песка, большое количество валунов и гальки. Над ними залегают алевроитовые ленточно-слоистые глины, сменяющиеся прослоем (0,4 м) суглинка с галькой, обломками древесины и мелкими растительными остатками.

Глина в шлифе по структуре алевропелитовая. Основная масса породы гидрослюдистая, топкошешчатая. Алевроитовый материал распределен в породе неравномерно и представлен обломками кварца и полевых шпатов. Изредка наблюдались кристаллики кальцита. Гранулометрический анализ показал, что все породы этих слоев, за исключением ленточных илин, отличаются низкой степенью сортированности или она отсутствует (см. рис. 10).

Породообразующими минералами лежащих ниже суглинков (см. рис. 9) являются кварц (42—43%), калиевые полевые шпаты (13—14%), основные плагиоклазы (16—23%), кислые и средние плагиоклазы (18—21%). Постоянно встречаются в небольших количествах зерна глауконита (3%), большей частью окисленного, и разрушенные неопределимые обломки (2%). Обломки кремней, кварцитов и листочки слюды встречаются также постоянно, но не превышают 1%, нередко в слюдах видны новообразования сидерита.

Легкая фракция в ленточных глинах представлена тем же комплексом минералов и отличается только несколько повышенным содержанием основных плагиоклазов. Кроме того, в них наблюдаются единичные зерна кальцита и опала. Для позднезырянских пород, так же как и для каргинских, характерно преобладание минералов группы полевых шпатов (в которой преобладают основные плагиоклазы) над кварцем. По всему разрезу встречаются остатки пресноводных диатомовых и спикулы губок.

В состав тяжелой фракции глин и суглинков входят моноклинные пироксены (51—69%), ильменит с магнетитом (11—21%), эпидот-цоизит (8—13%) и амфиболы (1—13%). В глинах содержание моноклиновых пироксенов повышается, а ильменита, магнетита, эпидот-цоизита и амфиболов понижается. Устойчивые минералы и лейкоксен постоянно присутствуют, но каждый не превышает 2%. Титанистые и метаморфические минералы очень редки. Из аутигенных минералов во фракциях позднезырянских пород постоянно присутствует сидерит, содержание которого повышается в суглинках до 1—3%. Вероятно, он переотложен из подстилающих каргинских слоев. Во всех разностях пород преобладают угловатые зерна.

Итак, для позднезырянских отложений характерен пироксеновый комплекс минералов.

ВЫВОДЫ

Исследование и сравнение литолого-минералогических особенностей различных слоев четвертичных отложений, дали возможность сделать следующие выводы:

1. Санчуговские слои сложены породами, неоднородными по структурным особенностям: песками с галькой, алевроитами, глинами, суглинками и несортированными песчано-глинисто-алевровитовыми породами. Преобладающий тип пород — алевроиты.

2. Алевроитовые глины Селякина мыса отличаются от пород Никитинского и Ладыгина яров более высокой степенью сортировки. В нижней части последних есть слои несортированных пород, а состав отложений грубее. По-видимому, селякинские алевроитовые глины образовались в более спокойной, по гидродинамическому режиму, части бассейна, чем породы Ладыгинского и Никитинского яров, где режим среды и скорость накопления осадков сильно менялись. В нижней части разреза Никитинского яра слой глины с раковинами моллюсков свидетельствует о углублении бассейна и спаде скорости эрозионных процессов. Хорошо отмученные глины нижней части разреза Селякина мыса отложились, по-видимому, в затихших застойных условиях глубокого залива или лагуны с опресненными водами, судя по отсутствию фораминифер и наличию раковин.

пресноводных остракод. Накопление более высоких слоев селякинского разреза происходило в обмелевшем бассейне, с более широким доступом морских вод, но вне пределов волновой деятельности. Об этом свидетельствует более грубый состав, появление песчаных слоев с галькой и гравием, смешанных несортированных пород, находки раковин фораминифер. Верхняя пачка санчуговских отложений (никитинские пески) формировалась в условиях глубокой дифференциации терригенного материала, существовавших в прибрежной части бассейна. Только там могли отложиться хорошо сортированные пески, отмытые от алевроитовых и глинистых частиц.

3. Распределение в породах минералов с высоким удельным весом (2,9) строго подчинилось гидродинамическому режиму бассейна. Так, наиболее богаты тяжелыми минералами пески верхней пачки Никитинского яра. Алевроиты и глины характеризуются значительным, но меньшим содержанием тяжелых минералов. При этом установлено общее снижение содержания тяжелой фракции в направлении с юго-востока на северо-запад. Между с. Казанцево и Селякиным мысом происходит смена терригенно-минералогических ассоциаций. На юге распространена пироксеновая, а на севере эпидот-пироксеновая ассоциация. Последние в целом характеризуют для южных районов основной источник питания — сибирские траппы, для северных — те же сибирские траппы и коренные выходы меловых пород. Район сел Караул и Казанцево входит в ту же северную провинцию (Шумилова, 1968).

4. Казанцевские отложения, исследованные в самом северном участке — Ладыгинском яре, — характеризуются особыми свойствами. В основном они представлены весьма хорошо сортированными песками, отражающими благоприятные условия формирования, однако породы верхней части разреза формировались, очевидно, в прибрежной зоне с неустойчивой гидродинамической средой. Тяжелые минералы в казанцевских отложениях достигают значительных концентраций (33%), причем особенно велико содержание ильменита (42%).

Для казанцевских отложений характерен эпидот-ильменит-пироксеновый комплекс тяжелых минералов. Эти отложения по комплексу минералов почти близки к санчуговским, однако по количественному соотношению минералов четко отличаются от них. Казанцевские отложения характеризуются целым рядом специфических признаков. Калиевые полевые шпаты в них сильно пелитизированы. Разрушенные неопределимые зерна, серицитизированные и хлоритизированные обломки и крупноалевритовых легких фракций достигают очень высокого содержания (21%). Переотложенный глауконит сильно окислен. Среди тяжелых минералов возрастает роль устойчивых к выветриванию минералов. Породы обогащены растительным детритом. Более часты фаунистические остатки.

Все эти признаки свидетельствуют о том, что климат в казанцевское время был сравнительно мягким и более теплым по сравнению с санчуговским. Он способствовал усилению процессов химического выветривания пород, условиям развития растительности и фауны. Следует также отметить, что на протяжении санчуговского и казанцевского времени по минералогическому спектру могут быть выявлены более тонкие колебания климата. Так, в особенностях выветривания минералов и изменениях их состава по разрезу санчуговских отложений Никитинского яра намечается улучшение климатических условий, отражающееся также в спорово-пыльцевых спектрах.

5. Каргинские глины и глинисто-алевритовые отложения района р. Малой Хеты характеризуют пресноводные условия формирования. Для них показательно обилие растительных остатков, обусловивших восстановительную среду бассейна, в которой возникали кристаллы диатомитиче-

ского сидерита в довольно значительных количествах. Терригенно-минералогический комплекс — амфибол-пироксеновый.

6. Позднезырянские ледниковые и озерно-ледниковые отложения отличаются по степени сортированности. Первые лишены признаков сортированности, или они весьма слабы, вторые средне- и хорошо сортированы. Минералогический состав пород резко полимиктовый. В нем, помимо зерен минералов, принимает участие разнообразный комплекс обломков пород: изверженных, метаморфических и осадочных. Терригенно-минералогический комплекс является пироксеновым.

7. В процессе формирования всей толщи четвертичных отложений основными областями питания были трапповая формация Средне-Сибирского плоскогорья, выходы меловых морских отложений, частично более древние четвертичные толщ. Терригенно-минералогические комплексы пород различных горизонтов создавались в результате суммарных воздействий указанных областей питания в зависимости от изменения степени участия каждой из них.

8. Некоторые изменения в минералогическом составе (резкое увеличение содержания пироксенов, полимиктовость пород) могут быть удовлетворительно объяснены только доставкой свежего, слабо измененного материала материковым оледенением, без посредства водного переноса материала или при слабом его участии.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. А., Кинд Н. В., Матвеева О. В., Троицкий С. Л. 1965. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири. — Докл. АН СССР, 160, № 5.
- Загорская И. Г., Яшина З. И., Слободин В. Я. и др. 1965. Морские неоген (?) — четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей. — Труды НИИГА, вып. 144.
- Золотарев А. Г. 1963. Опыт применения данных минералогических анализов для изучения палеоклиматических условий формирования аллювиальных отложений четвертичного периода. — Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. 38, вып. 5.
- Лисицын А. П. 1966. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука».
- Преображенский И. А., Саркисян С. Г. 1954. Минералы осадочных пород. М., Гостоптехиздат.
- Сакс В. Н. 1953. Четвертичный период в Советской Арктике. — Труды Ин-та геол. Арктики, 77.
- Сакс В. Н., Антонов К. В. 1945. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. — Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 16.
- Сухорукова С. С., Гудина В. И. 1969. Некоторые условия образования осадков и распределения фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири. — В сб.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 102.
- Троицкий С. Л. 1966. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., «Наука».
- Троицкий С. Л. 1967. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. — Докл. АН СССР, том 174, № 6.
- Фирсов Л. В., Сухорукова С. С. 1968. О четвертичном глауконите мелового возраста в низовьях реки Енисей. — Докл. АН СССР, том 183, № 4.
- Фролов В. Т. 1964. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М., Изд-во МГУ.
- Шумилова Е. В. 1958. Материалы по минералогии мезозойских и кайнозойских отложений северо-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. — Изв. СО АН СССР, № 5.
- Шумилова Е. В. 1968. Материалы к литолого-минералогической характеристике четвертичных отложений Усть-Енисейского района. — В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука».

ПАЛЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МУЖИНСКОГО УРАЛА

В статье приводятся результаты спорово-пыльцевого анализа, полученные по образцам керн колонковых скважин профилей Азовы — Мужик (скв. 1-АМ) и Мужик — Тильтим (скв. 1-МТ и 3-МТ). Скв. 1-МТ и 3-МТ расположены в 12 км одна от другой и в 62 км севернее скв. 1-АМ (рис. 1). Разрезы Мужинского Урала, как известно по работам В. И. Гудина (1966), являются стратиграфическими для ямальской свиты и входящих в ее состав слоев. Это и определило их выбор для подробных палинологических исследований.

Район Мужинского Урала в геолого-геоморфологическом отношении включает два участка: собственно Мужинский Урал и долину Оби. В долине Оби поверхность коренных пород находится на 150—190 м ниже уровня моря. В пределах Мужинского Урала коренные породы (различные горизонты мела) часто поднимаются до 290 м абс. высоты. Максимальная мощность четвертичных отложений на собственно Мужинском Урале достигает 300 м. Подошва залегает ниже уровня моря. Значительные амплитуды подошвы четвертичных отложений (до 500 м) свидетельствуют о глубокорасчлененном рельефе в период аккумуляции антропогенных отложений.

Толща четвертичных отложений в исследуемом районе представлена в основном песчаными, супесчано-суглинистыми и глинистыми осадками. Глины, преимущественно песчанистые или алевроитистые, слюдистые, прослеживаются в средней части разрезов всех скважин. Почти по всему разрезу (за исключением средней части) отмечается обилие гальки, гравия и валунов изверженных пород уральского типа.

Г. И. Лазуков (1967) на основании визуальных литологических признаков, в частности присутствия или отсутствия грубообломочного материала, дал схему трехчленного строения четвертичной толщи, разделив ее (снизу вверх) на полуйскую, казымскую и салехардскую свиты. В скв. 1 профиля Азовы — Мужик полуйская свита выделяется Лазуковым на глубине от 102 до 143 м, в скв. 1, 3 профиля Мужик — Тильтим соответственно на глубинах 110—162 и 226—274 м. Отложения свиты представлены супесями, суглинками, переслаивающимися с песками и прослоями гравия.

Казымская свита, по данным Лазукова, сложена тонко отмученным глинисто-алевритистым материалом, для которого характерна очень четкая горизонтальная и косая слоистость, отсутствие горизонтов плохо отсортированных мореноподобных разностей; очень редко встречается рассеянный валуно-галечный материал. Эта свита прослежена в долине Оби в скв. 1 на глубине 92—109 м и на Мужинском Урале в скв. 1 и 3 на глубинах 98—110 и 211—226 м.

Верхняя, салехардская, свита в литологическом отношении сходна с полуйской. Ее отложения пройдены скв. 1 в долине Оби на глубине

15—92 м, а на Мужинском Урале — скв. 1 и 3 на глубинах 21—98 и 21—211 м.

Сопоставление высотного положения осадков всех свит на Мужинском Урале и в долине Оби показывает, что они располагаются на разных высотных уровнях. Наиболее высоко они залегают на Мужинском Урале, где приподняты на 120—130 м по сравнению с их положением в долине Оби; это, очевидно, может быть объяснено тектоническими причинами.

В. И. Гудина (1966), исследовавшая комплексы фораминифер из керн этих скважин, а также скважин, пробуренных по разным профилям Обского Севера, пришла к выводу, что морские четвертичные доказанцевские отложения на северо-западе Западной Сибири представляют собой мощную, довольно монотонную сероцветную толщу существенно глинистых отложений, неравномерно обогащенных рассеянным грубым обломочным материалом (валуны, гравий, галька). Различные литологические типы пород (глины, песчано-алевритовые глины, пески, отложения, содержащие гравий, гальку и валуны) пестро чередуются между собой в разрезе и по площади. Относительно однообразный литологический состав толщи и слабая сортировка — ее отличительные признаки.

По видовому составу и количественному содержанию фораминифер Гудина подразделяет толщу отложений, пройденных скв. 1-АМ и 1-МТ, 3-МТ, на тильтимские, обские и салемальские слои с одноименными комплексами фораминифер.

Тильтимский комплекс приурочен к нижней части и прослеживается в скв. 1-АМ на глубинах 111—143 м и скв. 1-МТ, 3-МТ на глубинах 120—160 и 227—280 м. Для этого комплекса характерен смешанный состав фораминифер (четвертичные, верхнемеловые), палеогеновые радиолярии и крупные спикулы губок. Смешанный разновозрастный состав органических остатков свидетельствует скорее всего о перетолжении их большей части. О четвертичном возрасте слоев свидетельствуют только единичные фораминиферы.

Обский комплекс прослеживается скв. 1-АМ на глубинах 90—100 м и скв. 1-МТ, 3-МТ на глубинах 103—120 и 217—226 м. Он состоит в основном из кассидулинид и эльфидаид, обитавших в воде с придонной отрицательной температурой (—1,5°). Бореальный элемент присутствует в незначительном количестве, и комплекс в целом — бореально-арктический.

Салемальский комплекс распространен в верхней, наиболее мощной части разреза морских доказанцевских отложений, отвечающий времени максимального развития трансгрессии: комплекс аркто-бореальный с большим присутствием бореального элемента. Он прослеживается скв. 1-АМ на глубине 90—15 м, скв. 1-МТ и 3-МТ на глубинах 120—21 и 227—20 м.

Схемы деления толщи отложений по литологическим признакам и комплексам фораминифер расходятся достаточно сильно (Гудина, 1966).

Район Мужинского Урала находится в подзоне редкостойных лиственнично-кедрово-еловых лесов. Зональной группой формаций являются редколесья, образованные елью и лиственницей. Однако южные участки, особенно подораздельные пространства и террасы, покрыты кедрово-еловыми

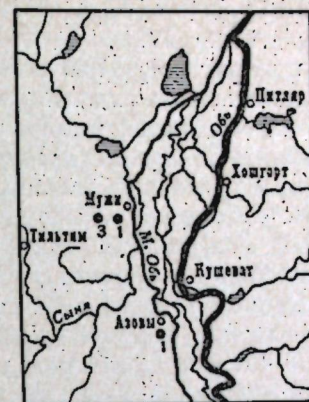


Рис. 1. Схема расположения скважин в районе Мужинского Урала

выми редкостойными лесами. В травянистом покрове много болотных трав и кустарничков, общих с тундрой, преобладают зеленые мхи.

При реконструкции истории развития растительности ископаемые спорово-пыльцевые спектры мы сравнивали не с современной растительностью, а с рецентными спорово-пыльцевыми спектрами, отражающими основные зональные признаки. Поэтому кратко остановимся на характеристике зональных рецентных спорово-пыльцевых спектров, по данным Г. М. Левковской (1967), М. П. Гричук (1959), Н. С. Соколовой (1965) и Л. В. Голубевой (1960).

В общем составе спорово-пыльцевых спектров лесотундры наблюдается примерно одинаковое содержание пыли древесно-кустарниковых и недревесных растений. Для спектров южной части этой подзоны характерно близкое процентное содержание и поочередное господство пыли темнохвойных и мелколиственных древесных пород и кустарников. Среди древесных пород поочередно господствует пыль сосны и березы. Последняя представлена пылью древесных и кустарниковых форм. Содержание пыли ели обычно несколько выше 6—7%, а максимальное достигает 20%. В осредненном общем составе спектров северо-таежной зоны преобладает пыль древесно-кустарниковых растений (66%). Содержание пыли кустарников сокращается до 17%. В спектре поочередно господствуют темнохвойные, светлохвойные или мелколиственные породы. Среди древесных пород господствуют береза или сосна. Начиная с этой зоны в поверхностных пробах встречаются единичные пыльцевые зерна пихты. В травяно-кустарничковой части спектра поочередно преобладает пыль осок, злаков и разнотравья. Среди споровых попеременно господствуют папоротники, зеленые или сфагновые мхи.

В подзоне редкостойных лиственнично-кедрово-еловых лесов в спектрах преобладает пыль древесно-кустарниковых растений. Среди группы древесных господство принадлежит пыли темнохвойных пород, представленных преимущественно кедром. Содержание пыли сосен увеличивается до 62%. На елово-лиственничную подзону падает максимум пыли ели (до 16%). Впервые появляются единичные пыльцевые зерна пихты. Среди споровых начинают заметно появляться папоротники. В среднем их процентное содержание составляет 25%. В травяно-кустарничковой части уменьшается количество вересковых.

Спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб средней тайги характеризуются максимумом пыли древесных (в среднем 70%). Начиная с этой подзоны в спектрах почти совсем исчезает пыль кустарников. Там наблюдается максимум пыли темнохвойных пород (в среднем 57%), представленных преимущественно пылью кедра (42%), только в немногих образцах отмечается большое количество пыли ели (до 45%), в среднем же пыли ели насчитывается 7%. В ряде случаев в спектрах попеременно господствует пыль сосны или древовидной березы. Во всех образцах присутствует пыль пихты до 2%, максимум — 4%.

Пыль травянистых растений присутствует в небольшом количестве, среди нее поочередно господствуют различные компоненты. В спектрах характерно присутствие спор папоротника.

Для целей спорово-пыльцевого анализа отбор образцов из керна производился с большой частотой, практически через 1—2 м. В среднем по каждой скважине было проанализировано 60 образцов. В целом нами было исследовано около 200 образцов. При разделении пыли на группы и подсчете ее процентного соотношения пыльцу кустарников (куда мы относим *Betula sect. Nanae*, *Alnaster* и *Salix*) мы относили к группе древесных.

Наиболее полно и рельефно основные этапы развития растительности нашли свое отражение на спорово-пыльцевой диаграмме, составленной по материалам скв. 1-АМ (рис. 2). Принимая во внимание характер кривых в общем составе спектра, а также соотношение отдельных компонентов внутри группы спектра, можно наметить следующие характерные интервалы.

I интервал, 143—115 м. В толще, сложенной чередующимися песками и глинами с включением валунно-галечного материала, спорово-пыльцевой спектр целиком состоит из переотложенных, плохо сохранившихся истертых спор и пыли преимущественно мелового возраста. В отдельных образцах встречается хорошо сохранившаяся пыль кустарниковой березы.

II интервал, 100—110 м. Небольшая по объему пачка, сложенная песком и глинами с включением обломочного материала. В общем составе спорово-пыльцевого спектра преобладает пыль древесных и кустарниковых пород (50%), содержание пыли травянистых и кустарниковых довольно велико — в среднем 35%, спор около 15%.

Значительную роль в спектре играет пыль кустарниковых растений (в среднем 25%), содержание пыли кустарниковой березы достигает 20%. В составе пыли древесных преобладает пыль древовидной березы (около 45%), затем в убывающем порядке идут пыль сибирского кедра (17%), сосны (15%), ели (5—7%).

В составе пыли травянистых и кустарниковых растений преобладают злаковые и разнотравье, однако заметную роль играет пыль полевой. Встречаются единичные зерна эфедры.

Споры представлены сфагнумами и папоротниками. Сравнение описываемого спектра с поверхностными спектрами из различных зон Западной Сибири дает основание отнести его к северо-таежному, а возможно, даже к лесотундровому типам.

III интервал, 100—50 м. В толще песчаных глин в общем составе спектра преобладает пыль древесных и кустарниковых растений (65—70%). Среди древесных преобладает пыль темнохвойных (до 50%), доминирует пыль сибирского кедра (45%), в конце интервала содержание ее снижается до 30%. Пыль ели насчитывает 5—7%, достигая максимума в 20% в конце интервала. Пыль пихты встречается не во всех образцах, количество ее колеблется в пределах 2—4%. Пыль древовидной березы и сосны присутствует в спектре приблизительно в одинаковых количествах, в среднем 20%, однако в конце интервала количество пыли древовидной березы увеличивается до 30%. Пыль кустарниковых растений содержится в незначительном количестве (5—7%).

Пыль травянистых и кустарниковых растений составляет около 10%, в ее составе попеременно господствуют пыль злаков, разнотравья, в отдельных образцах встречается до 20% вересковых. В конце интервала содержание пыли травянистых и кустарниковых увеличивается до 30% и существенно увеличивается содержание пыли злаков.

Среди спор господствуют папоротники, однако в начале интервала довольно много спор сфагнума (до 25—30%), встречаются споры лесных плаунов.

Указанные соотношения компонентов в общем составе спектров и количественные и качественные характеристики отдельных компонентов по группам позволяют отнести их к средне-таежному типу.

Следует указать, что в конце интервала 100—50 м наблюдается уменьшение количества пыли сибирского кедра и, наоборот, увеличение количества пыли древовидной березы. Кроме того, возрастает до максимума присутствие в спектре пыли ели, в составе травянистых увеличивается

количество пыльца злаков. Эти факторы в какой-то степени могут свидетельствовать о некотором похолодании и увлажнении климата.

IV интервал, 50—40 м. Это пачка чередующихся песков и алевроитистых песчаных глин. Пыльца древесных и кустарниковых растений, а также споры содержатся в общем составе спектра приблизительно в одинаковом количестве.

Среди древесных доминирует пыльца древовидной березы (около 45%). В довольно значительном количестве присутствует пыльца кустарниковой березы, появляется пыльца ольховника.

В составе пыльца травянистых и кустарниковых форм, наряду с доминирующей пылью злаков и разнотравья, увеличивается содержание полыни до 22% и пыльца вересковых до 10%.

В составе спор присутствуют споры папоротников (57%), сфагнумов (20%), плаунов (10%). Среди последних встречаются споры арктического вида — *Lycopodium alpinum*. Такое соотношение компонентов в спектре позволяет считать его лесотундровым.

V интервал, 40—28 м. Это толща песчаных, алевроитистых глин с включением валунов. В единственном образце содержится спорово-пыльцевой комплекс, аналогичный комплексу I интервала.

VI интервал, 28—15 м. Это пачка чередующихся слоев песка и песчаной глины. Для нее характерна близость кривых основных компонентов общего состава спектра. В группе древесных и кустарниковых доминирующее положение занимает пыльца древовидной березы (35%), хотя содержание пыльца темнохвойных довольно значительное (в среднем 20%). Содержание пыльца ели к концу интервала увеличивается до 15%, сосны — до 25%.

В составе пыльца травянистых и кустарниковых растений по-прежнему доминирует пыльца злаков, однако все больше увеличивается роль пыльца полыни и количество ее достигает 40%. Кроме того, в составе травянистых отмечена *Draba* — индикатор арктической растительности. В начале интервала в составе спор присутствуют сфагнумы и папоротниковые, в конце встречаются споры плауновых, в том числе *Lycopodium alpinum*. Характеристики спектров говорят о довольно холодных климатических условиях, способствовавших произрастанию ксерофитной лесотундровой растительности, несколько отличной от современной лесотундры. Подобные спорово-пыльцевые спектры с обилием пыльца полыни, лебедовых и березы характерны для приледниковых отложений и отложений, связанных с последними стадиями отступления ледника.

Профиль Мужик — Тильтим (скв. 3)

I интервал, 274—220 м. Толща глин песчаных, алевроитистых, с включением валуно-галечного материала, лежащая непосредственно на меловых породах. Глинистые породы переслаиваются с песками, также содержащими обломочный материал. Спорово-пыльцевой анализ толщи (рис. 3) показал присутствие в спектрах почти исключительно переотложенных пыльца и спор юрского и мелового возраста. Они отличаются очень плохой сохранностью, почти полностью истерты, что практически исключает определение их систематической принадлежности и подсчет процентного содержания в спектре. В отдельных образцах по всей толще встречается очень хорошо сохранившаяся молодая пыльца кустарниковых берез. Совершенно своеобразно полное отсутствие в толще переотложенных пыльца и спор палеогенового возраста, которые встречаются во всей остальной части разреза. Особенности спорово-пыльцевого комплекса I интервала, а также литологический состав слагающих его пород, полностью соответствуют I интервалу скв. 1-АМ.

Из остальной части диаграммы видно, что в общем составе спектра господствует пыльца древесных и кустарниковых растений, в среднем ее содержание достигает 65—70%. Содержание спор и пыльца приблизительно одинаково и колеблется в пределах 15—20%. При общем плавном ходе кривых основных компонентов спектров, характерном для морских четвертичных отложений, все-таки удается зафиксировать некоторые колебания кривой пыльца древесных, что дает нам основание для разделения диаграммы на последующие интервалы.

II интервал, 220—154 м. Толща, представленная чередующимися слоями песков, глин и песчаных, алевроитистых глин.

В спорово-пыльцевом спектре содержание пыльца древесных и кустарниковых растений в среднем равно 60%. Количество пыльца травянистых и кустарниковых растений и спор невелико (10—15%).

Среди пыльца древесных и кустарниковых растений в интервале 220—209 м в одинаковом соотношении присутствуют береза древовидная и сибирский кедр (в среднем 35%). В остальной же части интервала доминирует древовидная береза (40%), сибирский кедр (30%) и ель (5—10%).

Если применять более обобщенные характеристики спектров, такие как содержание пыльца темнохвойных, светлохвойных и мелколиственных пород, то в данном интервале пыльца темнохвойных попеременно доминирует с пылью мелколиственных пород при общем среднем доминантном положении древовидной березы. В спектрах встречаются единичные зерна пихты. На глубине 176 м отмечен максимум ели, равный 18%. Содержание пыльца травянистых очень невелико. Господствует пыльца злаков и разнотравья, но присутствие пыльца маревых и полыней фиксируется в количествах, равных пыльце разнотравья. Среди спор преобладают папоротниковые, затем в убывающем порядке следуют споры сфагновых и зеленых мхов и плауновых. Видовые определения спор плауновых показали присутствие лесных видов *Lycopodium complanatum*, *L. annotinum*, *L. clavatum*, в начале интервала встречается *L. alpinum*.

Учитывая все количественные и качественные соотношения и характеристику компонентов внутри спектра, спорово-пыльцевые спектры этого интервала мы относим к северотаежному типу. Эта часть диаграммы имеет общие черты со спорово-пыльцевыми спектрами II интервала скв. 1-АМ, с той лишь разницей, что там, по крайней мере, в начале интервала, спектры отражают период существования более северных растительных сообществ и соответственно более холодного климата.

III интервал, 154—87 м. Это время накопления мощной толщи алевроитистых песчаных глин. В общем составе спектров также преобладают пыльца древесных и кустарниковых растений, среднее содержание которой в общем составе достигает 80%. Общее содержание в спектре пыльца травянистых и кустарниковых растений очень невелико, оно колеблется в пределах 7—10%. Содержание пыльца кустарниковых растений в спектре снижается до 5%. По всему интервалу преобладают темнохвойные породы, среди которых доминирует сибирский кедр, среднее его количество достигает 40%. Среднее содержание пыльца ели равно 15%, максимальное — 20%. Вслед за пылью сибирского кедра (20—25%) и убывающем порядке следует пыльца березы и сосны (20%).

С глубины 135 м содержание пыльца сосны и березы попеременно кульминирует. Почти во всех образцах встречается пыльца пихты в количестве 20%.

Пыльца травянистых и кустарниковых растений встречается в малых количествах, для которых нецелесообразно вычислять процентные соотношения, единичная пыльца представлена в основном злаками.

В составе спор преобладают споры папоротников, сфагнумов — 20—30%.

В ряде образцов споры выделены единично. Сравнение этой части диаграммы с составом поверхностных проб позволило отнести их к среднетасажному типу.

Спорово-пыльцевые спектры этого интервала сходны со спектрами III интервала скв. 1-АМ с той лишь разницей, что там более резко выделяется максимум пыльцы сибирского кедра, и в конце интервала есть максимум пыльцы ели.

IV интервал, 87—70 м. В литологическом отношении — эта та же толща песчаных алевритистых глин.

При сохранившихся соотношениях компонентов в общем составе спектра меняются соотношения в группе древесных. Начинает преобладать пыльца древовидной березы, а содержание пыльцы сибирского кедра резко уменьшается до 17%. Кроме того, в группе травянистых и кустарничковых растений резко возрастает содержание пыльцы полыней (до 45%) и маревых (до 15%). Спор немного, однако среди плауновых присутствуют споры *Lycopodium alpinum*.

Сравнение со спектрами поверхностных проб позволяет отнести спектры этого интервала к северотасажному типу, что явно говорит о тенденции похолодания климата. Увеличение в спектре роли пыльцы ксерофитов и присутствие альпийского вида плаунов свидетельствует о появлении некоторых признаков перигляциальной растительности.

В скв. 1-АМ в IV интервале эта тенденция похолодания и ксерофитизация еще более четко выражены в виде появления лесотундровых спектров с элементами перигляциальной флоры.

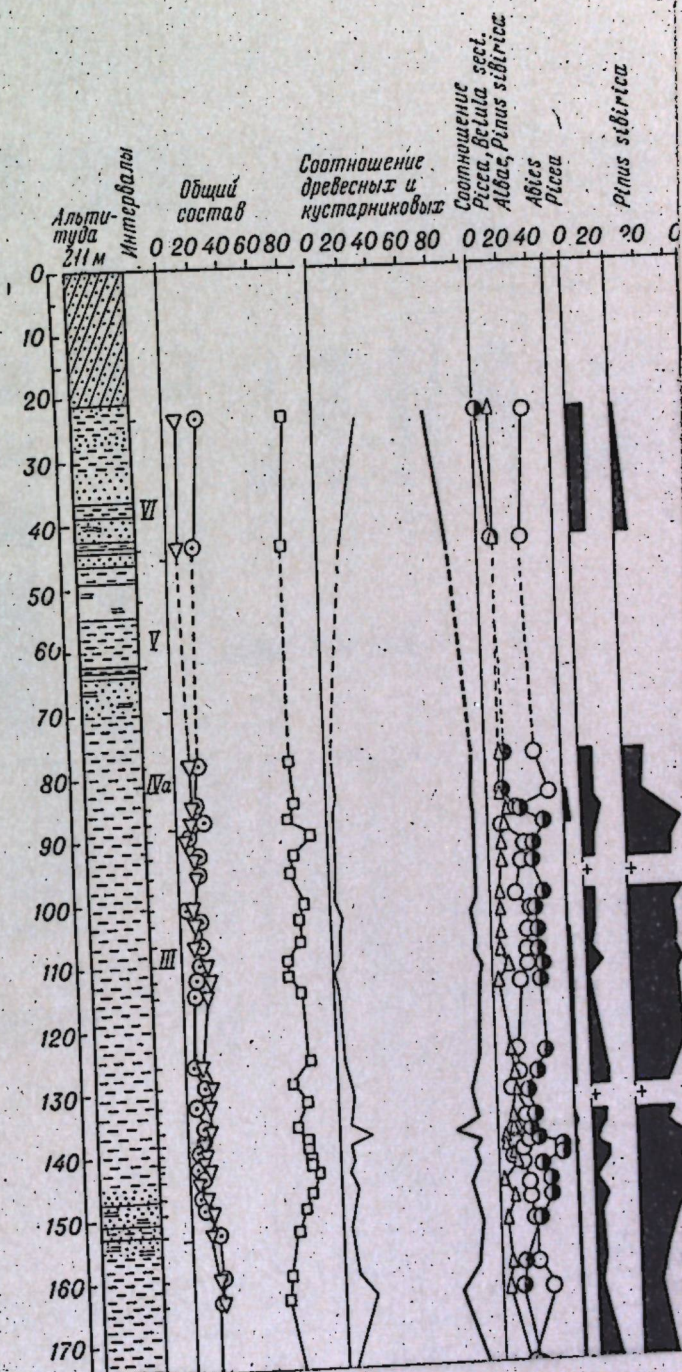
V интервал, 70—43 м. Чередование слоев песчаных глин, песка с прослоями глины и песчаных слоев не содержит пыльцы и спор четвертичного возраста, а так же как и I интервал рассматриваемой скважины и I и V интервал скв. 1-АМ содержит перестроенные, плохо сохранившиеся пыльцу и споры юрского и мелового возраста.

VI интервал, 43—21 м. В литологическом отношении — это продолжение предыдущего интервала. При общем преобладании пыльцы древесных и кустарничковых растений в общем составе спектров резко (до 30%) увеличивается количество пыльцы кустарничковых растений. В группе древесных продолжает доминировать пыльца древовидной березы, количество ее достигает 40%, количество пыльцы сибирского кедра продолжает резко уменьшаться до 1—2%, а содержание пыльцы ели достигает 10%. Увеличивается роль пыльцы сосны. В составе травянистых и кустарничковых растений доминирует пыльца злаков. Среди спор отмечается присутствие *Selaginella selaginoides*, *Botrichium boreale* и *Lycopodium alpinum*, т. е. видов, указывающих на сравнительно суровые климатические условия.

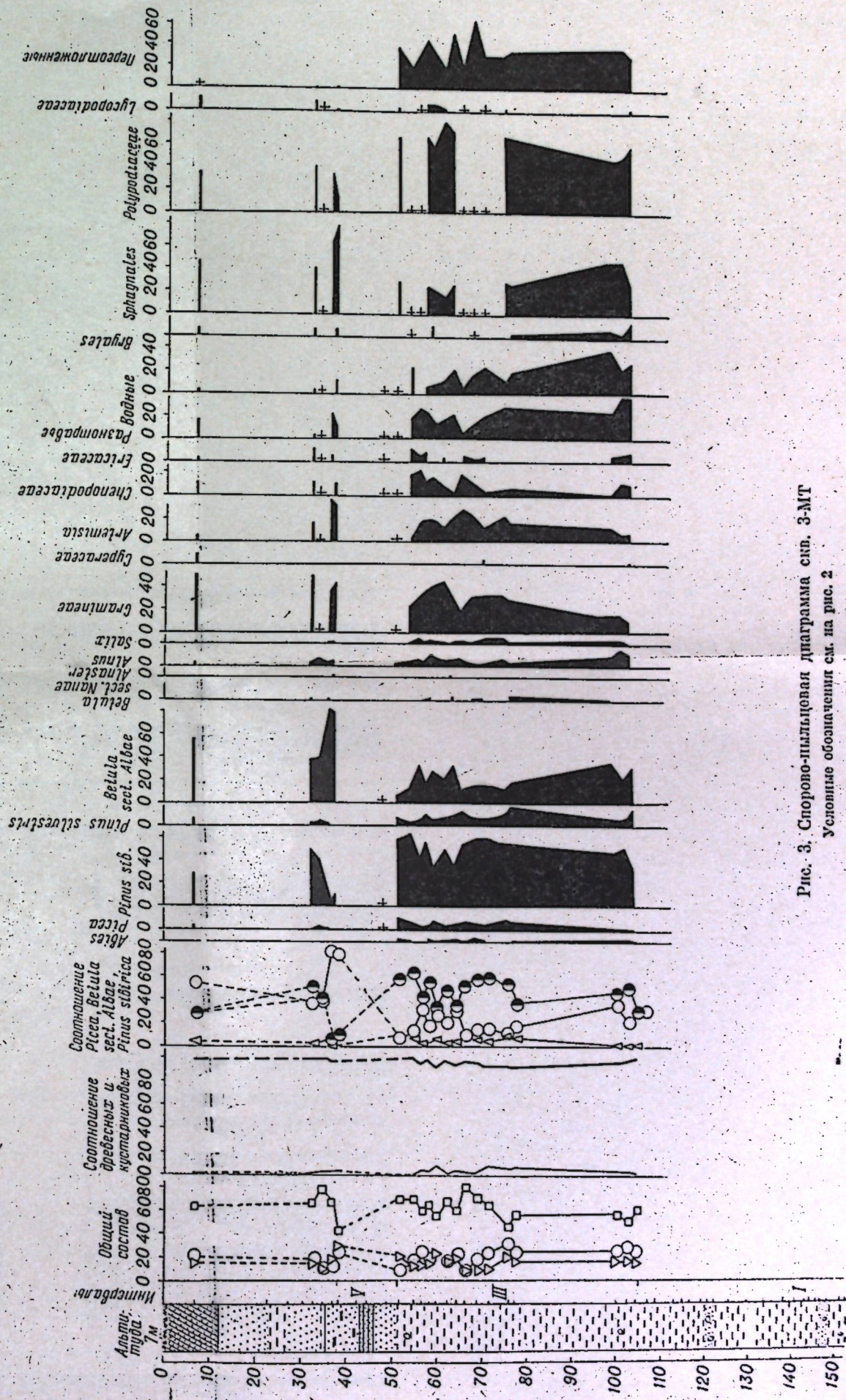
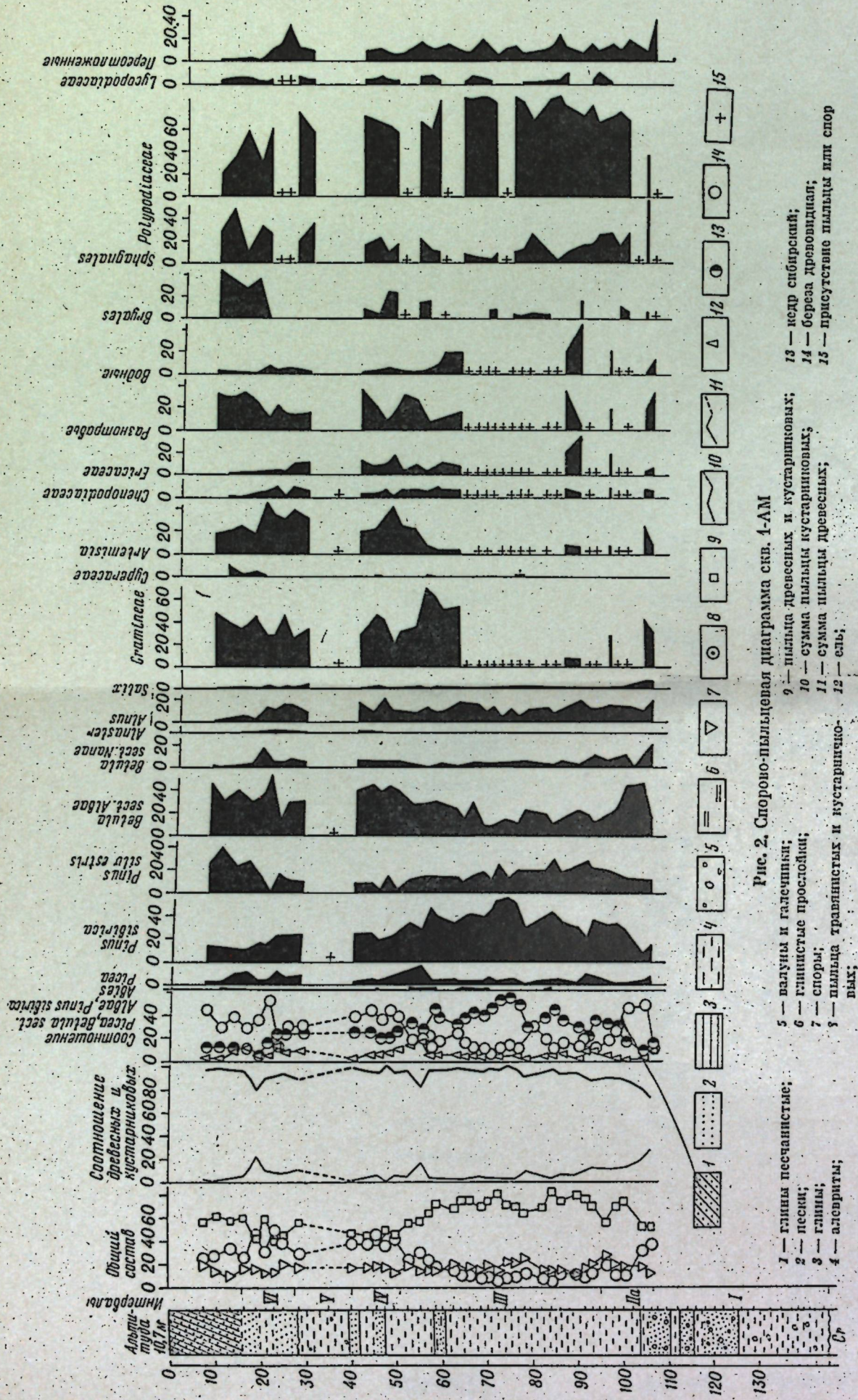
Таким образом, высокое содержание в спектре пыльцы кустарничковых растений, резкое уменьшение пыльцы темнохвойных пород, присутствие пыльцы растений, свойственных суровым климатическим условиям, позволяют отнести спектры к лесотундровому типу. Высокое содержание пыльцы древесных пород, не характерное для спектров лесотундрового типа, можно объяснить, на наш взгляд, общими особенностями спорово-пыльцевых спектров морских отложений на севере Сибири. Спецификой их является повышенное содержание в спектрах пыльцы древесных форм березы вблизи побережий.

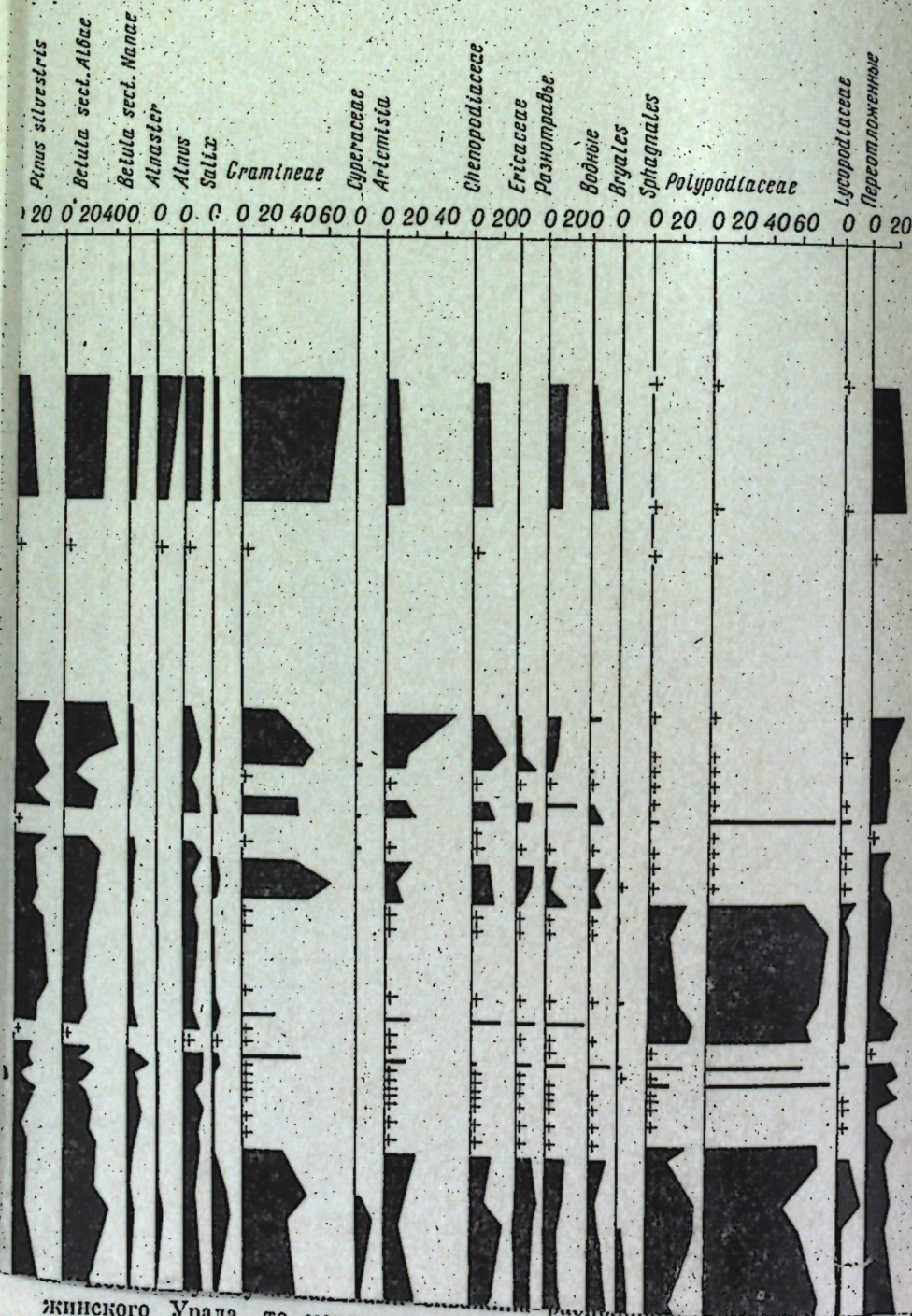
Поскольку изучаемая нами скважина расположена в предгорьях Музского Урала, то можно с уверенностью предположить, что осадки, вскрытые этой скважиной, накапливались в условиях прибрежной зоны.

Спорово-пыльцевые спектры этого интервала, а также литологический состав осадков, идентичны спектрам и осадкам VI интервала скв. 1-АМ.



лесотундровые спектры. III интервал на всех диаграммах характеризуется среднетасажными спорово-пыльцевыми спектрами с увеличением увлажнения в верхней части интервала, что хорошо прослеживается на диаграмме скв. 1-АМ.





жикского Урала, то можно с уверенностью предположить, что осадки, вскрытые этой скважиной, накапливались в условиях прибрежной зоны. Спорово-пыльцевые спектры этого интервала, а также литологический состав осадков, идентичны спектрам и осадкам VI интервала скв. 1-АМ.

Из большей части образцов были получены бедные спектры, и спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 4) не полностью отражает развитие растительности за время формирования вскрытых скважиной осадков. Тем не менее и ее можно подразделить на интервалы, соответствующие определенным этапам накопления осадков и развития растительности.

I интервал, 162—105 м. Толща, сложенная песчаными глинами, чередующимися с песками с включением валунного материала. Так же как и в рассмотренных скважинах, в отложениях, залегающих в основании разреза, содержится переотложенная пыльца и споры преимущественно юрского и мелового возраста. Плохая сохранность пыльцы затрудняет выяснение ее систематической принадлежности.

II интервал, 105—52 м. На диаграмме выделяется только один интервал, спорово-пыльцевые спектры которого характеризуются преобладанием пыльцы древесных и кустарниковых растений (65—70%). Содержание пыльцы кустарниковых очень незначительно, в среднем 3—5%. Содержание пыльцы травянистых и спор колеблется в пределах 20%; спор — 15—20%. Среди пыльцы древесных по всему интервалу доминирует пыльца сибирского кедра (в среднем 60%), содержание пыльцы ели невелико (5—7%). Почти во всех образцах присутствует пихта в количестве 2—4%. Содержание сосны в спектрах очень невелико (в среднем 10%), древовидной березы резко колеблется от 10—15 до 25—30%.

В составе группы травянистых и кустарниковых преобладает пыльца злаковых и разнотравья, однако в конце интервала довольно хорошо выражено увеличение содержания пыльцы полыней и маревых соответственно до 25 и 20%. Споры принадлежат сфагнумам и папоротникам. Особенности спектров позволяют считать их среднетаежными, а увеличение в верхней части пыльцы ксерофитных трав указывает на увеличение сухости климата. Эти спорово-пыльцевые спектры сопоставляются со спектрами III интервала скв. 1-АМ и 3-МТ.

III интервал, 52—42 м. В литологическом отношении — это пачка, представленная в основном песками, не содержит пыльцы и спор.

IV интервал, 42—32 м. Пачка песков. Спорово-пыльцевые спектры практически сходны со спектрами II интервала.

ВЫВОДЫ

При сопоставлении спорово-пыльцевых диаграмм интервалы, выделенные на диаграммах, будут характеризовать не только типы спорово-пыльцевых спектров, но и этапы изменения климата в сторону потепления или похолодания.

Анализ диаграмм трех скважин показал, что в их основании выделяются интервалы с переотложенными преимущественно меловыми пыльцой и спорами, истертыми и сохранившимися настолько плохо, что практически невозможно определить их систематическую принадлежность.

Среди переотложенных зерен встречаются единичные экземпляры хорошо сохранившейся пыльцы четвертичных кустарниковых берез. На диаграммах скв. 1-АМ и 3-МТ выделяются более поздние сходные интервалы II, для которых характерен северотаежный тип спектров, а на диаграмме скв. 1-АМ в нижней части этого интервала можно выделить лесотундровые спектры.

III интервал на всех диаграммах характеризуется среднетаежными спорово-пыльцевыми спектрами с увеличением увлажнения в верхней части интервала, что хорошо прослеживается на диаграмме скв. 1-АМ.

В литологическом отношении этот интервал во всех трех скважинах представлен однородной толщей песчаных алевроитистых глин.

IV интервал, выделенный в скв. 3-МТ, в литологическом отношении представляет единое целое с предыдущим интервалом, поэтому логично предположить постепенную смену среднетаежных спектров, характерных для III интервала, северотаежными спектрами, характерными для IV интервала. В скв. 1-АМ интервал характеризуется лесотундровыми спектрами. В литологическом отношении он не представляет единого целого с осадками предыдущего интервала, а сходен с конечными слоями IV интервала в скв. 3-МТ, который не был исследован полностью. Следовательно, можно предположить, что IV интервал скв. 1-АМ (назовем его IVb), является естественным продолжением IV интервала скв. 3-МТ (IVa).

V интервал выделяется на всех трех диаграммах. Для него характерны истертые, переложенные пыльца и споры юрского и мелового возраста с единичными зернами четвертичной пыли. И, наконец, VI интервал, выделяемый на диаграммах скв. 1-АМ и 3-МТ, характеризуется лесотундровыми спектрами и в литологическом отношении представлен одинаковыми осадками в обеих скважинах.

Сопоставление ископаемых спорово-пыльцевых спектров с рецентными приводит нас к выводу, что мощная толща доказанцевских четвертичных осадков откладывалась в разных физико-географических условиях. Большая, средняя часть толщи, сложенная в основном глинистыми осадками, объединяемая на диаграммах интервалами IIb, III, IVa, формировалась в условиях климата, близкого к современному или даже несколько теплее его, т. е. в условиях межледниковья.

Нижняя и верхняя части толщи, сложенные осадками различного облика, которым на диаграммах соответствуют интервалы I, IIa, IVb, V и VI, формировались в условиях холодного климата.

Характер изменения спорово-пыльцевых спектров по разрезам трех изученных скважин позволяет выделить ряд крупных этапов в истории развития растительного покрова.

Первый этап, возможно, отражает сначала скудную растительность арктической пустыни¹, а затем — развитие лесотундровых ландшафтов.

Второй этап отражает более теплые условия межледниковья, в течение которого в истории развития растительности можно проследить ряд последовательных смен зональных ландшафтов.

Северотаежные редкостойные леса, в составе которых господствовали елово-кедровые, березово-еловые, кедрово-еловые леса с примесью лиственницы и сосны, сменялись среднетаежными лесами с господством сибирского кедра.

Некоторое похолодание и увлажнение климата (свойственное концу межледниковья) приводило к постепенной смене среднетаежных формаций северотаежными, в составе древостоя снижалась роль кедра, несколько увеличивалось участие ели, в составе березово-еловых формаций доминирующей породой становилась береза. Под пологом леса снова появлялась травянистая растительность.

Третий крупный этап, весьма сходный с первым, отражает новое ухудшение климатических условий. Северотаежная растительность сменяется лесотундровыми ландшафтами с элементами перигляциальной флоры, которые в свою очередь сменяются ландшафтами арктической пустыни.

Четвертый этап отражает развитие на территории района лесотундровой растительности с элементами перигляциальной флоры.

¹ Термин арктическая пустыня условно характеризует собой спектр, состоящий из плохо сохранившихся пыльца и спор юрского и мелового возраста с единичной пылью молодой кустарниковой березы.

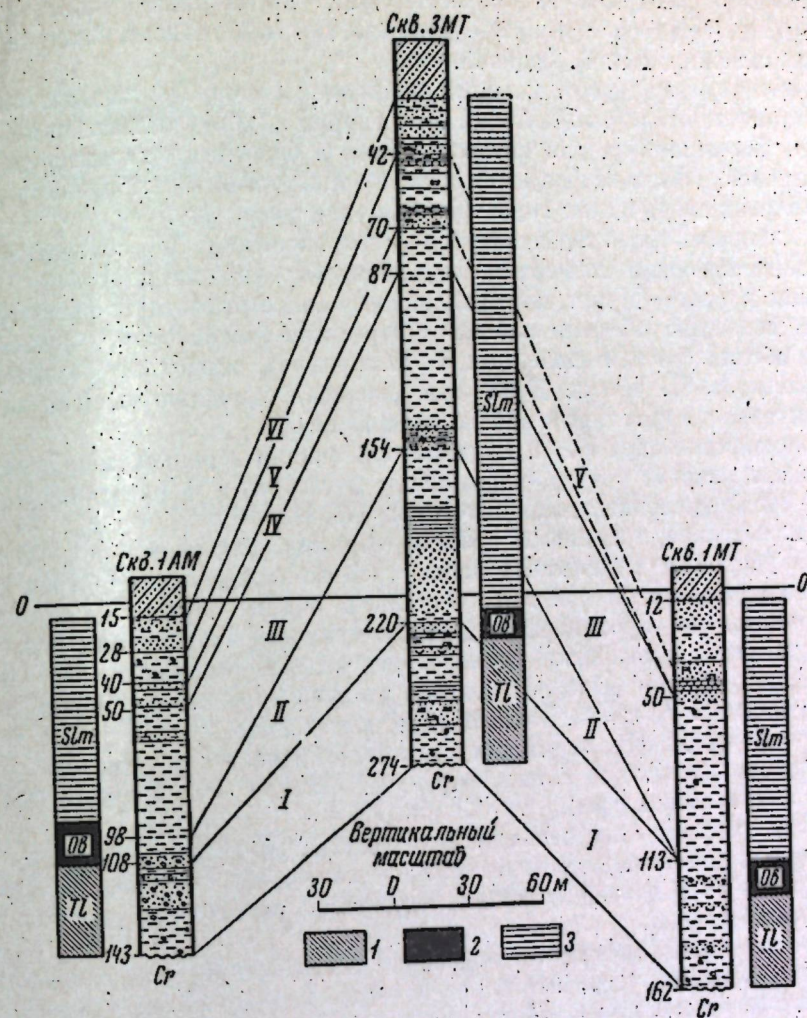


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов по палинологическим и микрофаунистическим данным

- Слои:
- 1 — тильмские;
 - 2 — обские;
 - 3 — салемаляские.
- Спорово-пыльцевые спектры:
- I — переложенный комплекс пыльца и спор преимущественно юрского и мелового возраста;
 - II — лесотундровые и северотаежные;
 - III — среднетаежные;
 - IV — лесотундровые и северотаежные;
 - V — переложенный комплекс пыльца и спор преимущественно юрского и мелового возраста;
 - VI — лесотундровые
- Литологические обозначения см. на рис. 2

Итак, в истории развития растительности, отвечающей времени формирования мощной четвертичной толщи осадков различного генезиса, является следующая закономерность (фазы):

- 1) арктической пустыни?
- 2) лесотундры,
- 3) северотаежных редкостойных лесов,
- 4) среднетаежных лесов,
- 5) северотаежных редкостойных лесов,
- 6) лесотундры с элементами перигляциальной флоры,
- 7) арктической пустыни?
- 8) лесотундры с элементами перигляциальной флоры.

Кратко остановимся на сопоставлении выделенных нами спорово-пыльцевых спектров и микрофаунистических комплексов, выделенных в этих же скважинах В. И. Гудиной.

I интервал с переотложенным комплексом спор и пыльцы целиком сопоставляется с выделенным В. И. Гудиной (1966) тильтимским комплексом фораминифер, для которого также в основном характерен переотложенный комплекс фораминифер с присутствием небольшого числа современных арктических видов (в единичных разрезах).

II интервал, характеризующийся лесотундровыми и северотасижными спорово-пыльцевыми спектрами, выделенными нами на диаграмме скв. 1 профиля Азовы — Мужик, почти полностью сопоставляется с выделенными в этой скважине обским слоем с бореально-арктическим комплексом. Объем обских слоев, выделенных В. И. Гудиной, несколько больше объема интервала II. В скв. 3-МТ они попадают частично в неисследованный интервал, а частично в начало интервала II.

Салемальские слои В. И. Гудиной, слагающие верхнюю наиболее мощную часть разреза с аркто-бореальным комплексом фораминифер, включают в себя выделенные нами интервалы IIб, III, IV и VI.

Следовательно, границы и объем стратиграфических подразделений В. И. Гудиной и выделенных нами спорово-пыльцевых спектров совпадают только частично (рис. 5). Однако в общих чертах палинологические данные не противоречат данным микрофаунистических исследований — заметное повышение температуры вод салемальского бассейна по сравнению с обским было обусловлено по всей вероятности общим потеплением климата Арктики. Похолодание, выделенное нами в конце формирования морских доказанцевских осадков, соответствует похолоданию салемальского времени, а с ним, вероятно, связано исчезновение фауны в верхах салемальских слоев.

Таким образом, ход изменений в составе микрофауны, отражающий эволюцию седиментационного бассейна и колебания температуры его вод, в общих чертах сходен с ходом изменения растительных группировок на берегах бассейна.

В то же время достаточно подробное исследование спорово-пыльцевых спектров позволило наметить более полную картину закономерного изменения климатических условий.

ЛИТЕРАТУРА

- Голубева Л. В. 1960. Споры-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Споры-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. — Труды ГИН, вып. 31.
- Гричук М. П. 1959. К применению метода споры-пыльцевого анализа в Сибири. — Научные докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 1.
- Гудина В. И. 1966. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., «Наука».
- Лазуков Г. И. 1967. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия и палеогеография). — Автореф. докт. дисс. М., МГУ.
- Левковская Г. М. 1967. Закономерности распределения пыльцы и спор в современных и голоценовых отложениях севера Западной Сибири. — Автореф. канд. дисс. Л., ЛГУ.
- Соколова Н. С. 1965. Современные споры-пыльцевые спектры аллювия р. Оби в районе пос. Березово. — Вест. МГУ, № 6.

Т. П. ЛЕВИНА

К ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ МОРСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАЙМЫРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Изучение пыльцы и спор из морского плейстоцена западной части Таймырской низменности проводилось из пяти разрезов: трех по правому берегу Енисея и двух на р. Агапе — притоке р. Пясины. Разрезы правого коренного берега Енисея в настоящее время находятся на границе кустарниковых тундр и предтундровых редколесий. Здесь распространены ерниковые тундры в сочетании со сфагновыми и дикраново-лишайниково-сфагновыми болотами и листовыми редколесьями, а также сфагново-дикраново-лишайниковыми плоско- и крупнобугристыми болотами. Ерниковые тундры представляют трехъярусное растительное сообщество. В верхнем кустарниковом ярусе, кроме преобладающего ерника, нередко встречаются кустарниковые ивы и *Alnus fruticosa* Rupr. Местами в этом ярусе располагается багульник. Второй ярус — травяно-кустарничковый или кустарничково-травяной. Обычные его компоненты — брусника, голубика и вороника.

Напочвенный покров, как правило, хорошо развит, и в нем господствуют зеленые сфагновые мхи или лишайники.

Обнажения на р. Агапе расположены в зоне типичных тундр. Кустарники *Betula nana* L. и ивы расстилаются по поверхности мохового покрова и не выделяются среди кустарничково-травянистого яруса, в котором господствуют осоки. Моховой покров состоит, в основном, из зеленых мхов.

При интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров из морских отложений необходимо учитывать, что состав прибрежной растительности по-разному отражается в морских и континентальных отложениях. Это можно проследить на примере формирования современных спорово-пыльцевых спектров морских и континентальных отложений. Споры-пыльцевые спектры поверхностных отложений из зоны тундры в низовьях Енисея изучались А. И. Пермяковым (1964). Он отмечает, что в тундровых спектрах наблюдается завышенное количество пыльцы древесных пород — от 51 до 60%. Лишь в образцах, взятых у северных предельных арктической тундры, т. е. наиболее удаленных от лесной зоны, этот процент значительно ниже (30—40%). Количество пыльцы травянистых растений колеблется от 15 до 30%. Кривая спор не дает значительных колебаний и проходит на уровне 20—25%. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сибирского кедра (40—50%). Процент содержания пыльцы сосны невелик и колеблется от 5 до 10%. Пыльца ели встречается спорадически в небольших количествах в пределах 2—5% от состава древесных пород. Пыльца пихты встречается единично и не во всех образцах. Содержание пыльцы березы составляет в среднем 20—30% от всей пыльцы древесных пород. Процент пыльцы кустарниковых берез в спорово-пыльцевых спектрах невелик, несмотря на значительное

участие их в растительном покрове. Содержание пыльцы ольхи в образцах различно и колеблется от 5 до 50%.

Захоронение и распространение спор и пыльцы в морских отложениях отличается от континентальных. Предварительная оценка возможностей и ограничений распространения пыльцы и спор в современных морских отложениях были даны в статьях Е. В. Кореневой, (1957, 1964, 1966; Koreneva, 1966a), Дж. Грутт и К. Грутт (J. J. Groot and C. R. Groot, 1966), А. Манта (Manten, 1966), Е. Стенли (Stanley, 1966), Г. М. Левковской (1967), Ф. М. Левиной (Загорская и др., 1965). Установлено, что спорово-пыльцевые спектры морских отложений отражают лишь главные элементы растительности соседних земель или островов. Е. В. Коренева отмечает, что на расстоянии более чем 500 км от берегов континента содержание пыльцы и спор в отложениях уже не отражает характера растительности соседнего побережья. Обычно в морских отложениях наблюдается высокий процент пыльцы сосны.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из донных осадков Карского моря — ближайшего к району наших исследований, были изучены Ф. М. Левиной (Загорская и др., 1965) по колонкам четырех станций. Она отмечает обилие переотложенной пыльцы и спор. Наиболее насыщенными оказались образцы из колонки, поднятой на станции «Волна»-49 в 120 км от островов Известия ЦИК. Спорово-пыльцевые спектры в интервале 0—37 см характеризуются переменным доминированием пыльцы деревьев и спор; пыльцы трав и кустарников мало. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца берез секции *Albae*, при довольно значительном содержании пыльцы *Pinus silvestris* L. до 55% и несколько меньшем *Alnus* — 22,9%.

В группе трав и кустарников отмечены единичные зерна разнотравья и берез секции *Nanae*. Среди спор больше всего встречено спор сфагновых мхов — до 83,1%, гораздо меньше спор папоротников семейства *Polypodiaceae* — 34,7%. Встречаются единичные споры *Lycopodium clavatum* L., *L. alpinum* L., *L. selago* L., *Lycopodium* sp., *Selaginella selaginoides* L. (Link.), *Selaginella* sp.

Эти данные показывают, что спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб из современных континентальных отложений тундры существенно отличаются от спектров морских современных отложений. В морских отложениях еще более завышено количество пыльцы древесных пород. В морских отложениях в значительных количествах содержится пыльца *Pinus silvestris* L., тогда как в поверхностных образцах из зоны тундры преобладает *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr. В морских отложениях значительно повышено содержание спор сфагновых мхов и встречаются споры лесных плаунов. В континентальных обилие спор сфагновых мхов обычно для северной части лесной области и лесотундры. По мнению Г. М. Левковской, спектры морских отложений более осреднены, чем континентальные. Спектры прибрежно-морских отложений характеризуют растительность целой ботанико-географической области, спектры открытого моря — еще более обширной территории. Это постоянно надо иметь в виду при интерпретации диаграмм морских отложений. Очень важно, по мнению Е. В. Кореневой (1964), при интерпретации спектров древних морских отложений учитывать особенности состава флор, существовавших в соседних континентальных областях в то же самое время.

Обнажения правого коренного берега Енисея были изучены против острова Никитинского (обн. 4), на Селякином мысу (обн. 20) и около пос. Караул (обн. 14). Строение разрезов дается по описаниям С. С. Сухоруковой.

На Селякином мысу вскрываются (сверху вниз):

	Мощность, м	Высота залегания, м
1. Алеврит горизонтально-слоистый	3	38,8 — 41,8
2. Алеврит песчанисто-глинистый с галькой и валунчиками, неслоистый, мелкооскольчатый	3,8	35 — 38,8
3. Песок среднезернистый, галечник горизонтально-слоистый	1,6	33,4 — 35
4. Алеврит глинистый, горизонтально-слоистый, с растительным детритом, с крупными послойно расположенными конкрециями	23	0 — 23

Основание разреза на уровне Енисея (3 м абс. высоты). Пыльца и споры изучались из всех четырех слоев, начиная с высоты 11 м (рис. 1).

В спорово-пыльцевых спектрах из глинистого алеврита, песка и алеврита песчанистого на высоте 11—33,8 м значительно преобладает пыльца недревесных растений, представленная, в основном, злаками и разнотравьем. Пыльца кустарников *Alnus fruticosa* Rupr. и берез секции *Nanae* встречается в небольших количествах. Содержание пыльцы древесных пород в глинистом алеврите не превышает 20% и лишь в песчаном алеврите достигает 25—30%. Большая часть пыльцы древесных пород принадлежит плохо сохранившейся пыльце березы. Среди спор доминируют зеленые сфагновые мхи и, в меньшей степени, папоротники. Постоянно встречаются споры арктических и альпийских плаунов. Небольшое количество пыльцы древесных пород и особенно *Pinus silvestris* L., возможно, свидетельствует о том, что эти отложения формировались в прибрежно-морских условиях. От современных поверхностных спектров аллювия из зоны тундры эти спектры отличаются своеобразным сочетанием довольно разнородных элементов. Поскольку только в арктической тундре наблюдается максимум трав, среди которых примерно в одинаковых количествах присутствуют злаки и разнотравье (Левковская, 1967), можно считать, что спектры этой части разреза по своему общему составу отражают существование по берегам бассейна на огромных территориях безлесных пространств, близких по составу арктической тундре. Это подтверждается также небольшим содержанием пыльцы кустарников и осок, которые более характерны для спектров типичных тундр. В то же время здесь присутствуют лесные плауны и велико количество спор сфагновых мхов, что характерно для лесотундры и северотаежных лесов. Подобное сочетание скорее всего объясняется условиями формирования осадков в прибрежно-морской зоне. Особое своеобразие спектров придает постоянное присутствие пыльцы типичного степного вида — эфедры — и несколько повышенное содержание маревых, которые едва ли могли так часто заноситься с юга из степной зоны. По-видимому, спектры отражают существование по берегам бассейна растительного покрова, в котором среди тундровых ассоциаций встречались степные элементы. Большинство палинологов считает такие спектры характерными для холодного и сухого климата перигляциальных условий оледенения (В. П. Гричук и М. П. Гричук, 1960).

С высоты 37—41,8 м в спектрах увеличивается до 30—50% количество пыльцы древесных растений, в основном березы. Сохранность пыльцы становится лучшей. В небольших количествах встречается пыльца кустарников.

Травянистые растения представлены злаками и разнотравьем. Судя по общему составу, спектры указывают на смену перигляциальных ландшафтов растительностью, близкой к тундре. Во время формирования этой

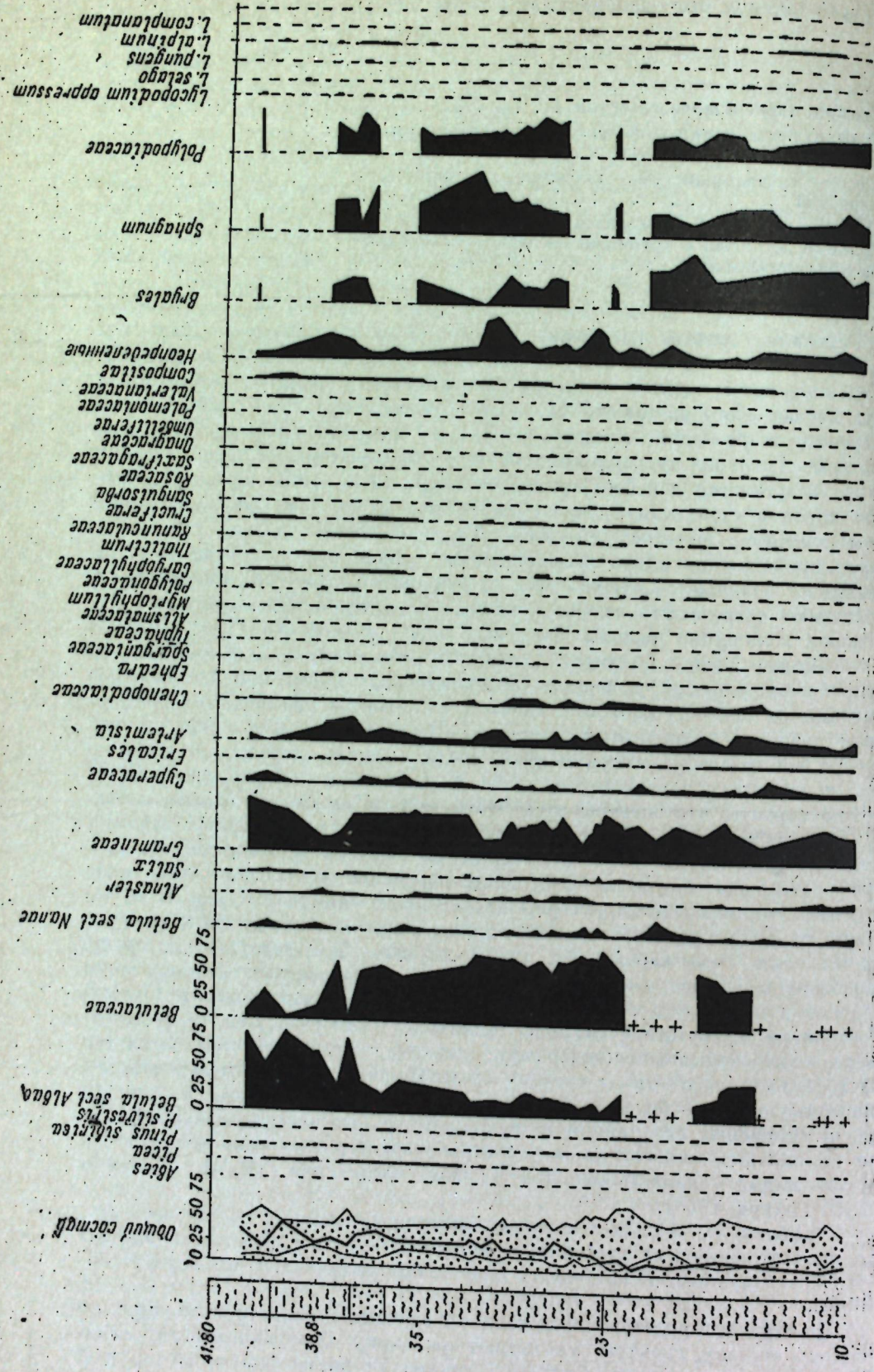


Рис. 1. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в обл. 20 (Солыжи мис). 1 — алевролит; 2 — песок

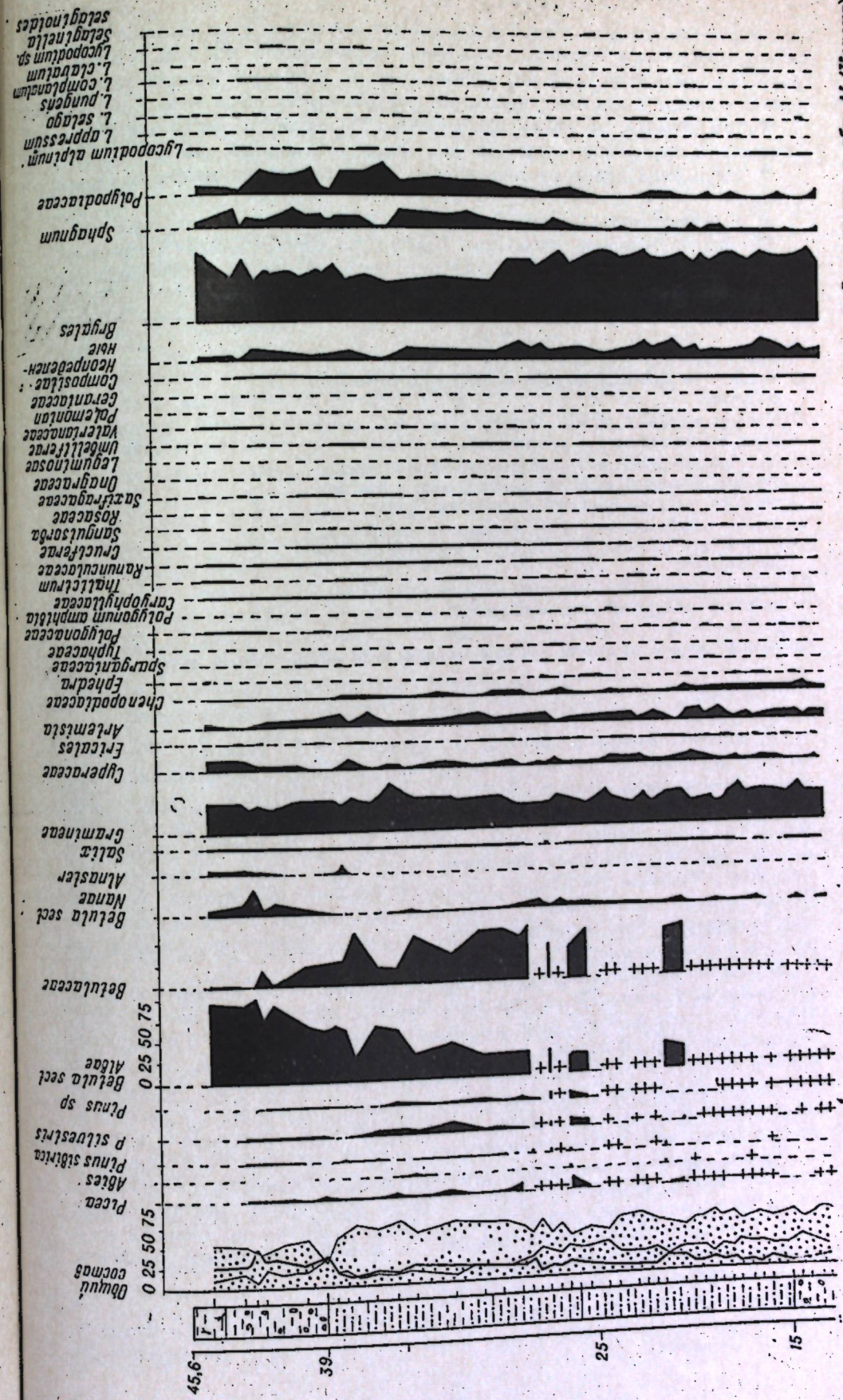


Рис. 2. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в обл. 14 (Караул). 1 — алевролит; 2 — песок; 3 — глина; 4 — галька; 5 — растительные остатки

части разреза (верхов слой 2 и 1), климат, несмотря на некоторое потепление, продолжает оставаться холоднее современного, так как тундровая растительность того времени, видимо, еще не достигала уровня развития растительности в южных тундрах, распространенных здесь ныне.

Таким образом, за время накопления отложений, обнаженных на Селякинском мысу, можно выделить две фазы в развитии растительности:

1. Перигляциальная растительность, сочетающая элементы тундры и степи.

2. Растительность, близкая к типичной тундре.

Несколько севернее, около пос. Караул, на берегу Енисея расположено обн. 14. По данным С. С. Сухоруковой, в разрезе вскрываются (сверху вниз):

	Мощность, м	Высота залегания, м
1. Алеврит тонко-горизонтальнослоистый с растительным детритом	1,6	44 — 45,6
2. Алеврит песчаный, неслоистый, с галькой, валунами, с вивианитом на растительных остатках	5	39 — 44
3. Алеврит песчаный, с тонкой линзовидной перекрестной слоистостью, редкими конкрециями, с прослоями, слоистость которых сильно деформирована	7	26 — 39
4. Алеврит слабо карбонатный, горизонтальнослоистый, в прослоях линзовиднослоистый, с многочисленными конкрециями	11	15 — 26
5. Алеврит глинистый, с галькой, валунами и обломками угля, неслоистый, мелкокомковатый	10	5 — 15

Основание разреза на высоте 5 м над уровнем реки (или около 11 м абс. высоты).

В спорово-пыльцевых спектрах из слоев 5—3 (высота 13—39 м; рис. 2) преобладает пыльца недревесных растений, принадлежащая злакам и разнотравью. Пыльца древесных пород находится в плохой сохранности и определялась лишь до семейства. Очень мало пыльцы кустарников. Среди спор доминируют споры зеленых мхов. Постоянно попадает пыльца эфедры, несколько повышено количество пыльцы маревых. По-видимому, спектры указывают на существование по берегам бассейна растительности, включавшей в тундровых ассоциациях степные элементы, что характерно для перигляциальных условий, характеризующихся холодным и сухим климатом.

В спорово-пыльцевых спектрах слоя 2 (высота 39 м) количество пыльцы древесных растений, в основном березы, повышается до 30—50%. Несколько увеличивается роль пыльцы кустарников и осок. Уменьшается содержание спор сфагновых мхов и папоротников. Спектры отражают, видимо, смену перигляциальных условий растительностью, близкой к тундре. Климатические условия этого времени улучшились, однако еще не достигли современного уровня, так как сейчас в этом районе развиты растительные ассоциации, свойственные южной кустарниковой тундре.

Таким образом, за время формирования отложений, вскрытых в обн. 14, можно выделить те же две фазы в развитии растительности, что и во время накопления осадков на участке обнажения Селякинского мыса:

1. Перигляциальная растительность, в которой тундровые элементы существовали совместно со степными.

2. Растительность, близкая типичной тундре.

Спорово-пыльцевые спектры несколько иного типа получены из обн. 4 расположенного на правом берегу Енисея в 300 м ниже по течению от устья р. Зырянки.

В разрезе, по данным С. С. Сухоруковой, вскрываются (сверху вниз):

	Мощность, м	Высота залегания, м
1. Алеврит песчано-глинистый, в верхней части с горизонтальными прослоями, внизу с линзами песка мелко- и тонкозернистого, с галькой и валунами долерита, обломками угля	20,1	24 — 44,1
2. Алеврит сильно глинистый, горизонтальнослоистый, с присыпками песка, обломками фауны. В основании — глина с конкрециями	8,8	15,2 — 24
3. Алеврит песчано-глинистый	3,3	12 — 15,2
4. Песок мелкозернистый, горизонтальнослоистый, с прослоями алеврита песчано-глинистого	6	6 — 12

В смежных выходах над первым слоем прослеживается 30-метровая пачка белых и палевых песков, оставшаяся не изученной.

Основание разреза находится в 6 м над уровнем Енисея (в 10 м над уровнем моря).

В спорово-пыльцевых спектрах из верхней части слоев 3,2 и нижней части слоя 1 (на высоте 14—34 м; рис. 3) преобладают споры, несколько меньше пыльцы недревесных растений. Споры принадлежат зеленым и в меньшей степени сфагновым мхам и папоротникам. Встречаются споры альпийских и лесных плаунов. В группе кустарников очень много пыльцы кустарниковых берез (30%). Пыльца древесных пород мало и она плохо сохранилась. Пыльца трав принадлежит злакам, разнотравью и полыням; маревых очень мало, но иногда встречается пыльца эфедры. Спектры отражают существование типичной тундры, среди которой, вероятно, сохранялись сухие участки, где росла эфедра.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части слоя 1 (на высоте 34—42 м) мало отличаются от спектров лежащих ниже отложений. Увеличивается количество спор и несколько уменьшается содержание пыльцы недревесных растений. Исчезает пыльца эфедры и значительно уменьшается количество пыльцы полыней. В то же время еще больше увеличивается количество пыльцы кустарниковых берез. Среди спор сокращается количество спор сфагновых мхов и папоротников. Видимо, спектры отражают полное исчезновение элементов перигляциальной растительности и существование ценозов, присущих типичной тундре.

В самой верхней части слоя 1, с высоты 42 м, в спектрах резко увеличивается количество пыльцы недревесных растений, в основном ольховника. Значительно уменьшается содержание пыльцы кустарниковых берез. Сокращается количество пыльцы злаков и разнотравья. Среди спор преобладают споры зеленых мхов. Количество пыльцы древесных растений убывает, в то же время увеличивается до 10% относительное количество пыльцы ели (такое количество пыльцы ели встречается обычно на границе ее ареала).

Большое количество пыльцы ольховника также характерно для лесотундры и южной тундры. Вероятно, спектры отражают существование растительности, близкой к современной.

Таким образом, за время накопления осадков этого разреза (обн. 4) намечается три фазы в развитии растительности:

1. Тундра с остатками перигляциальной растительности.

2. Типичная тундра.

3. Южная кустарниковая тундра.

Первые две фазы несколько напоминают две фазы развития растительности, намечаемые по диаграммам обн. 20 и 14, но в то же время значительно от них отличаются. Хотя на первом этапе и сохранялись

Обн. 33 расположено в восточном конце Чугуниковых яров. Там, по материалам С. Л. Троицкого, сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м	Высота залегания, м
1. Алеврит бурый, глинистый, неяснослоистый, сверху почвенный, немой	3	37,6 — 40,6
2. Глины серые, среднеслоистые, с тонкими прослойками песка и раковинами <i>Portlandia arctica</i> (Gray)	9	28,6 — 37,6
3. Алеврит глинистый, бурый, с микрослойками песка, редкими и маломощными внизу и более толстыми в верхней части слоя	4,2	24,4 — 28,6
4. Глины сизые, плотные, с кубовидной отдельностью, содержат радиальнолучистые карбонатные конкреции и обильные раковины морских моллюсков и усоногих	7,8	16,6 — 24,4

В спорово-пыльцевых спектрах нижних 12 м разреза (рис. 5), как и в обн. 27, пыльца древесных пород, недревесных растений и споры встречаются почти в одинаковых количествах. Пыльца древесных пород принадлежит, в основном, березе, но пылцы ели и хвойных здесь несколько меньше. Пылцы кустарников, среди которых в одинаковых количествах содержится пыльца кустарниковых берез и ольховника, также меньше. Почти исчезает пыльца осоки. Спорово-пыльцевые спектры отражают существование растительности, близкой к южной кустарниковой тундре. Существование такой растительности отражает условия, несколько благоприятнее современных, так как разрез расположен в подзоне типичной тундры.

С высоты 26 м в спектрах значительно увеличивается количество спор, в основном папоротников семейства *Polypodiaceae*. Как и в обн. 27, состав пылцы и спор в основных группах не меняется. Увеличение количества спор скорее всего свидетельствует об увеличении влажности.

Из этих же разрезов В. И. Гудина, Н. И. Нужи́дина, С. Л. Троицкий (1968) изучали остатки моллюсков и фораминифер. В разрезах, расположенных на участке между Чугуниковыми ярами и мысом Колхозник, они выделяют три характерные пачки пород (сверху вниз):

1. Бурые ленточные алевриты и серые ленточные глины с *Portlandia arctica* (Gray). Пачка со следами глубокого размыва залегает на более древних отложениях. Кровля ее практически совпадает с поверхностью Нижне-Агапской низины.

2. Бурые алевриты с прослоями песка, ниже — серые глинистые алевриты и глины с обильными остатками ископаемых моллюсков, фораминифер, ракообразных.

3. Светло-палевые мелкозернистые пески с прослойками алеврита, алевритистого песка, белого среднезернистого песка, галечного песка и редкими раковинами моллюсков.

По присутствию раковин *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* L. нижнюю пачку указанные выше авторы относят к казанцевским слоям, как и отложения средней пачки, согласно залегающей на нижней и содержащей еще заметное количество умеренно-тепловодных (преимущественно бореальных) видов: *Balanus hameri* (Asc.), *Pagurus pubescens* (Kröyer), *Mytilus edulus* L., *Macoma baltica* (L.), *Amaura candida* (Möll.), вместе с 15 аркто-бореальными и 30 арктическими видами.

В составе фораминифер основную роль играют эльфидинды. Наряду с известными из санчуговских слоев *Elphidium subclavatum* Gudina, здесь встречаются виды, не обнаруженные в более древних слоях: *Elphidium selseyense* (Heron-AlLEN et Earland), *E. excavatum boreale* Nuzhdina. Характерно появление *Anomalina baltica* (Schroeter), *Discorbis deplanatus* Gudina. Присутствие в комплексе значительного количества бореальных

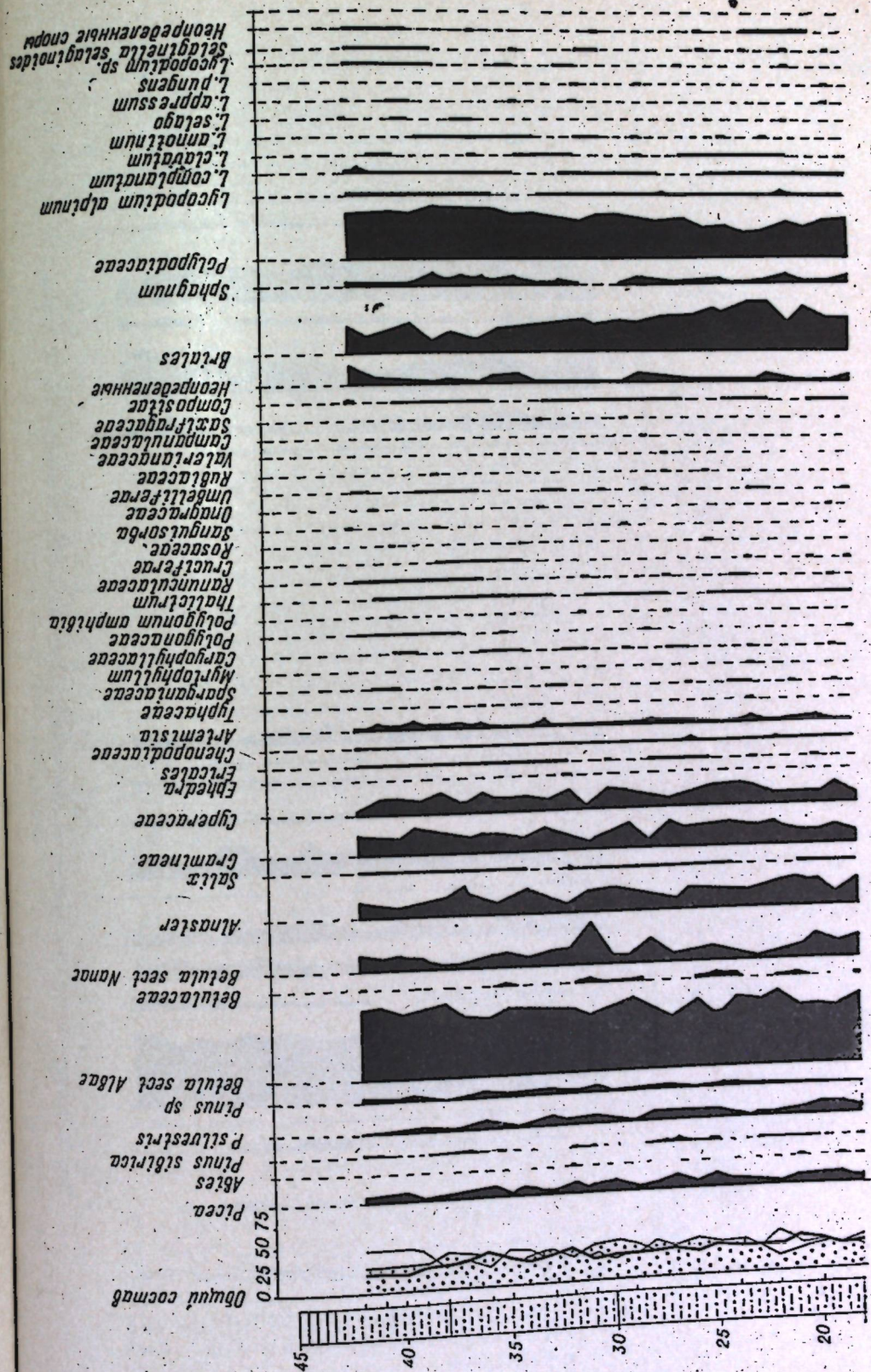


Рис. 4. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений, вскрытых в обн. 27 в низовых р. Агапы. Условные обозначения см. на рис. 2

кий, 1966), а аккумуляция морских слоев совпадает с новым постепенным улучшением климатических условий, достигающих современного уровня, перед началом отложения никитинского морского песка.

Две диаграммы из казанцевских отложений лизовья р. Аганы позволяют дополнить представления о межледниковой растительности середины казанцевского времени в бассейне р. Писини. Во время максимума казанцевской трансгрессии около 72° с. ш. на берегах бассейна существовала южная тундра, граничившая с лесотундрой. Для того, чтобы картина изменения растительности за казанцевское время была полной, нужно еще исследовать более ранние казанцевские слои — пески, выходящие по р. Агане в дислокациях у мыса Колхозник, и более поздние отложения, обнаженные по ее берегам на 116 и 175—185 км от устья.

Спектры из дюрюеских слоев, залегающих на размытой поверхности казанцевских отложений в обл. 27 и 33, оказались сходными с казанцевскими, но содержали больше спор за счет увеличения роли папоротников.

Необходимо отметить, что во всех изученных нами образцах сохранились очень много растительных остатков и переотложенной пыльцы. Значительная часть последней принадлежит верхнемеловым формам очень хорошей сохранности. В больших количествах встречаются типичные меловые формы: *Aquilapollenites*, *Expressipollis*, *Extratropipollenites*, *Stenozonotriletes radiatus* Chlonova. Среди них отмечены единичные находки *Nyssa*, *Myrica*, *Carya*, *Pterocarya*, *Yuglandaceae*, еще реже встречаются *Fagus*, *Tilia*. В небольших же количествах они встречаются и в верхнемеловых отложениях. По сравнению с переотложенными формами, четвертичные пыльца и споры отличаются очень плохой сохранностью.

Полученные нами результаты несколько расходятся с данными Ф. М. Левиной (Загорская и др., 1965), изучавшей санчуговские слои и реконструировавшей таежные ассоциации, основными компонентами которых были высокоствольные березы и сосны. Вполне возможно, что нами были выявлены разные этапы развития растительности на протяжении санчуговского времени. Однако не исключена возможность, что существенные расхождения в интерпретации спектров объясняются недостаточной изученностью условий формирования спорово-пыльцевых спектров в морских отложениях, а также недостаточно уверенным отделением переотложенных микрофоссилий. Мы надеемся, что применение объективных методов диагностики переотложенных спор и пыльцы и успехи маринопалинологических исследований помогут снять существенные противоречия и получить ключи для более надежной интерпретации спектров из морских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Гричук М. П. и Гричук В. П. 1960. О приледниковой растительности на территории СССР.— Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ.
Гудина В. И., Нуждина Н. А., Троицкий С. Л. 1968. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности.— Геол. и геофиз., № 1.
Загорская Н. Ю., Яшина З. И., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Белевич А. М. 1965. Морские неоген (?)—четвертичные отложения нижнего течения р. Енисей. М., «Недра».
Коренева Е. В. 1957. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии, т. XXII.
Коренева Е. В. 1964. Споры и пыльца из донных отложений западной части Тихого океана.— Труды ГИН, вып. 109.
Коренева Е. В. 1966. Маринопалинологические исследования в СССР.— В сб.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука».
Левковская Г. М. 1967. Закономерности распределения пыльцы и спор в современных и голоценовых отложениях севера Западной Сибири.— Автореф. канд. дисс., Л., ЛГУ.

- Пермяков А. И. 1964. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров со-временных континентальных осадочных отложений (на примере бассейна р. Енисей).— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 25. Новосибирск.
Сухоручкова С. С., Гудина В. И. 1969. Некоторые условия образования осадков и распределение фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири.— В сб.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука».
Троицкий С. Л. 1966. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., «Наука».
Groot J. J. and Groot C. R. 1966. Marine palynology: possibilities, limitations, problems.— Marine Geology, v. 4, no. 6.
Mantel A. A. 1966. Marine palynology in progress.— Marine Geology, v. 4, no. 6.
Stanley E. A. 1966. The problem of reworked pollen and spores in marine sediments.— Marine Geology, v. 4, no. 6.
Koreneva E. V. 1966. Marine palynological researches in the USSR.— Marine Geology, v. 4, no. 6.

КАРГИНСКИЕ ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ ИЗ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА В НИЗОВЬЯХ ЕНИСЕЯ

В низовьях Енисея, в окрестностях Усть-Енисейского Порта находятся наиболее полные и обстоятельно изученные разрезы каргинских межстадиальных отложений (Сакс, 1951, 1953; Сакс, Антонов, 1945). Каргинские речные слои выполняют древнюю долину Енисея, перекрытую, как показали исследования последних лет, мореной последней крупной стадии последнего покровного оледенения (Троицкий, 1967), лептотчными глинами позднеледникового бассейна (Сакс, 1951, 1953; Сакс, Антонов, 1945) и маломощными голоценовыми торфяниками (Баркова, 1960; Алексеев и др., 1965; Троицкий, 1966).

Каргинский аллювий имеет четкое двучленное деление. Русловые галечники и пески с редкими слоями супесей заполняют нижнюю часть погребенной долины, залегают ниже уровня реки и вскрыты только буровыми скважинами. На них согласно залегают суглинки и супеси пойменной фации, выходящие в обнажения по левому притоку Енисея — р. Малой Хете, в 11 и 17 км от устья.

Для подробного исследования диатомовой флоры было избрано обн. на 17-м километре, расположенное по правому берегу р. Малой Хеты. Выбор этой части разреза диктовался стремлением получить сведения об изменениях состава диатомовых, вызванных возможными колебаниями уровня моря в каргинское время, климатическими изменениями, предшествовавшими последнему крупному продвижению ледника на равнинах, а также изменением режима Енисея при подпруживании его ледниковым покровом.

Принималась во внимание и достаточно полная изученность разреза. Именно из этого обнажения были определены многочисленные раковины пресноводных моллюсков (Александров, 1938; Сакс и Антонов, 1945; Троицкий, 1966), получены подробные спорово-пыльцевые спектры и две радиоуглеродные даты (Алексеев и др., 1965). Во время исследований 1966 г., предпринятых автором совместно с С. Л. Троицким и Л. Д. Сулержицким, из пойменных алевроитов были собраны кости северного оленя (определение В. Ф. Гончарова) и карплогические остатки, изученные В. П. Никитиным. Кроме того, Л. Д. Сулержицким была отобрана новая серия образцов для контрольных радиоуглеродных датировок.

Существенной причиной, побудившей обратиться именно к этому разрезу, было также и то обстоятельство, что обнажения на р. Малой Хете остались единственными легко доступными источниками материала после безрассудного уничтожения керна всех старых скважин, по которому были получены первые систематические сведения о диатомовой флоре каргинских слоев (Белович, 1961).

Исследованное обнажение представляет собой высокий (17—22 м) береговой яр, протяженностью менее 1 км. Его нижняя часть с высоты 9 м над водой до уровня р. Малой Хеты вскрыта глубокой канавой-

расчисткой. В разрезе (рис.) обнажились каргинские речные отложения, начиная от собственно пойменных накоплений до слоев, переходных к фациям прирусловой отмели в следующей последовательности (сверху вниз):

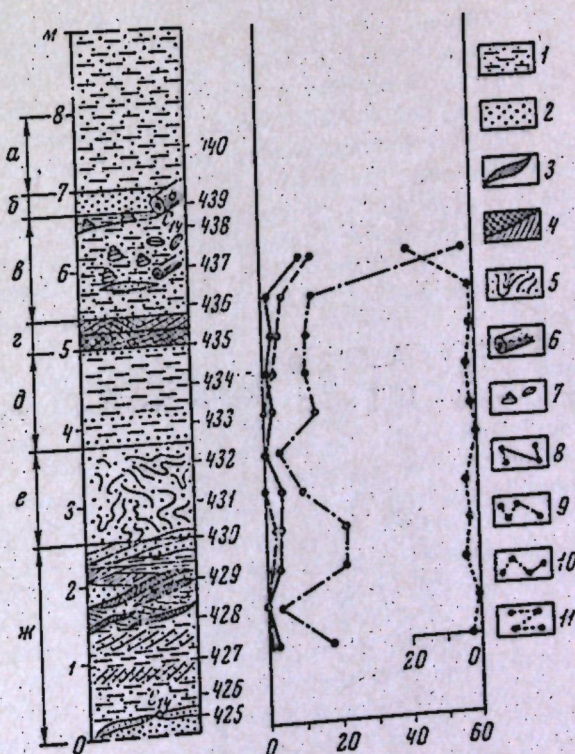
	Мощность, м
А. Супесь бурая, средняя, со слабо различимой тонкой перистой слоистостью	1,4
Б. Пачка тонко переслаивающихся слоев светло-палевого мелко- или тонкозернистого песка и светло-бурого легкого суглинка; слой содержит обломок тонкого древесного ствола	0,5
В. Супесь бурая, плотная, с редкими крупными линзовидными прослоями песка светло-палевого, тонкозернистого, с мелкими обломками древесины и редкими раковинами пресноводных моллюсков	1,3
Г. Песок буровато-желтый, тонкозернистый, с пологой рябью течений	0,4
Д. Супесь легкая пенельно-серого и желтовато-бурого цвета, переслоенная слойками и пачками слоев светло-желтого или белесого толстого пылеватого песка; общая слоистость горизонтальная, в отдельных прослоях — косолинейная, «перистая»	1,3
Е. Песок желто-бурый, тонкозернистый, глинистый, с пропластками бурой супеси; слой интенсивно нарушен, собран в мелкие, смятые, разорванные складки	1,2
Ж. Супесь зеленовато-серая, со слабо наклонной диагонально-линзовидной слоистостью; чередуется с прослоями желто-бурого тонкозернистого глинистого песка со слойками намывного торфа; встречаются обломки древесины, лины и прослойки светло-желтого, мелкого хорошо промытого песка; слоистость исключительно четкая	2,5

Основание обнажения — на уровне реки (3,5 м абс. высоты; рис. 1).

Из слоев намывного торфа в слое Ж В. Н. Никитин определил остатки тундровых и северотайжных растений. Радиоуглеродный возраст

Разрез каргинских отложений
на р. Малой Хете (в 17 км от
устья)

- 1 — супесь;
 - 2 — песок;
 - 3 — торф;
 - 4 — косая слоистость;
 - 5 — внутрислойные инволюции;
 - 6 — древесина;
 - 7 — пресноводные моллюски;
 - 8 — байкальские виды фауны;
 - 9 — галофилы;
 - 10 — галофобы;
 - 11 — индиференты.
- Сн — места взятия образцов для определения возраста радиоуглеродным методом.
Справа от колонки указаны номера и место взятия образцов на диатомовый анализ



сборного образца по обломкам древесины из слоев Е и Ж был определен как в 26 800±400 (ГИН-27; Алексеев и др., 1965). Новые определения от 40 300±800 лет по торфу (ГИН-319а) до 43 500±700 лет по древесине (ГИН-256), по данным коллектива авторов (Чердынцев и др., 1969).

В смежных расчистках над пойменными алевроитами слоя А прослеживаются слоистые пылеватые пески с прослоями торфа и перекрывающие их ледниковые и озерно-ледниковые слои.

Образцы для изучения диатомовых были отобраны с интервалом в 0,5 м по всему разрезу и более высоким слоям, вскрытым в смежных расчистках.

В настоящей статье рассматриваются итоги исследования 13 образцов из слоев В—Ж. Обработка остальной части разреза еще не завершена, и полученные результаты следует рассматривать как предварительные.

В первых двух образцах, взятых на уровне реки и в 0,5 м над ним, диатомовых водорослей не оказалось, кроме нескольких неопределенных обломков. Все остальные образцы содержали пресноводную флору, насчитывающую в целом около 170 видов и разновидностей (см. табл.).

В образцах из слоев В—Ж было встречено сравнительно немного видов (25—30). Для этих слоев характерно однообразие и количественная бедность флоры (все виды с оценкой единично или редко 2). Довольно много видов из родов *Eunotia* Ehr., *Gomphonema* Ag. В значительном количестве найдены обломки клеток *Synedra* Ehr.

Большинство видов имеет широкое географическое распространение, передки космополиты. Следующую по численности группу образуют арктоальпийские виды. Есть редкие, с ограниченным ареалом распространения формы, в том числе и не встреченные ранее на территории СССР: *Gomphocymbella ancylus* (Cl.) Hust., *Gomphonema bohemicum* Reich. et Friske, *Eunotia pseudopectinalis* Hust.

Этой части разреза свойственны диатомовые обрастания и литорали стоячих заросших макрофитами водоемов.

В образцах из слоя В (обр. 437, 6 м) картина резко меняется главным образом вследствие массового появления *Gyrosigma baicalensis* Skv.—эндемичного байкальского вида. Именно в этом слое найдено подавляющее большинство всех байкальских видов (10 из 12). Здесь же в большем, чем прежде, количестве встречаются планктонные *Melosira* Ag.

Абсолютное большинство видов—пресноводные, индифференты и пресноводно-солонатоводные, но среди них есть девять видов солонатоводно-пресноводных и даже шесть видов и разновидностей галофилов. Большинство галобов встречено в самой верхней части изученного разреза (обр. 437), хотя они встречались и ниже, за исключением двух образцов с высоты 3,5 и 4 м над рекой, взятых из промытых песков слоя Е.

Изменение состава флоры по разрезу позволяет восстановить характер изменений условий ее обитания, связанный как с переменами обстановки накопления отложений, так и с ходом климатических колебаний.

Нижняя часть отложений исследованного разреза формировалась в мелководных зарастающих водоемах, вероятно, пойменного типа при благоприятных, сравнительно теплых, климатических условиях. Самые верхние слои накопились уже, по-видимому, в условиях общего затопления поймы, формирования более обширного и открытого бассейна и похолодания. Можно предполагать, что похолодание и затруднение стока охватило значительную часть бассейна Енисея, что облегчило расселение байкальской формы *Gyrosigma baicalensis* Skv. и ее массовое развитие.

Интересно отметить, что байкальский элемент, вероятно, не ограничивается диатомовыми. Среди раковин моллюсков, собранных в этом же разрезе, В. Н. Жадин определил новый вид *Valvata proalinea* W. Schadin, близкий к байкальским формам (Александров, 1938).

Таблица

Список диатомовых водорослей

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солёности	Распространение	Встречаемость в образцах										
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437
<i>Melosira ambigua</i> (Grun.) O. Mull.	Всюду	Индифферент	Всюду	2									2	2
<i>M. atlantica</i> Rubina	Степные холодные водоемы	Пресноводный	Северные водоемы	1										2
<i>M. distans</i> (Ehr.) Kütz.	То же	»	»											2
<i>M. distans</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>alpigena</i> Grun.	Чаще энтрофные водоемы	»	Космополит	1			2	2				2		2
<i>M. granulata</i> (Ehr.) Ralfs	Всюду	»	Всюду	1							1			1
<i>M. islandica</i> O. Mull.	»	»	»											1
<i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz. f. <i>curvata</i> Pant.	Большие озера	»	Эндемик (Байкал)							1		1		1
<i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>tenuissima</i> Grun.	»	»	»											1
<i>Cyclotella baicalensis</i> Skv.	»	»	»											2—3
<i>C. baicalensis</i> Skv. var. <i>minuta</i> Skv.	Повсюду	Галофил	Космополит				1					1	1	1
<i>C. baicalensis</i> Skv. f. <i>ornata</i> Skv.	»	Пресноводный	»											1
<i>C. meneghiniana</i> Kütz.	»	Пресноводно-солонатоводный	»											1
<i>C. stelligera</i> Cl. et Grun.	»	Пресноводный	»											2
<i>Stephanodiskus hantzschii</i> Grun.	Реки, озера	»	Бассейн Байкала											1
<i>S. skabitschewskii</i> Popovsk.	В литорали и пелагиали	»	Повсюду											1
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz.	Торфяники, сфагновое болото, главным образом северные	Пресноводный	Повсюду											1
<i>T. flocculosa</i> (Reht.) Kütz.	Чаще на севере, всюду	Галофил	Космополит											1
<i>Meridion circulare</i> Ag.														

Таблица (продолжение)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солености	Распространение	Встречаемость в образцах											
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	
<i>Orephora martyi</i> Herib.	Стоячие, медленно текущие воды	Пресноводный	Редко повсюду				1								1
<i>Fragilaria construens</i> (Ehr.) Grun.	То же	»	Повсюду												1
<i>Fr. construens</i> (Ehr.) Grun var. <i>binodis</i> (Ehr.) Grun.	»	»	»												1
<i>Fr. pinnata</i> Ehr.	В литорали озер	Легкий галофил	»				1								1
<i>Ceratoneis arcus</i> (Ehr.) Kütz.	Холодные воды, Арктика	Пресноводный	»				1								1
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch.) Ehr. var. <i>dantina</i> Kütz.	Повсюду	»	Космополит				1								1
<i>S. waucheriae</i> Kütz.	Литораль-загрязненных водоемов	»	Повсюду												1
<i>Synedra</i> sp.															1
<i>Eunotia arcus</i> Ehr.	Повсюду	Индифферент	Космополит												1
<i>E. bigibba</i> Kütz.	Болота, ручьи	Пресноводный	Североазиатские водоемы	1											1
<i>E. clevei</i> Grun.	Редко в олиготрофических водоемах	»	Редко	1											1
<i>E. fallax</i> A. Cl. var. <i>gracillima</i> Kraske	Повсюду	»	Космополит												1
<i>E. monodon</i> Ehr. var. <i>major</i> (W. Sm.) Hust.	»	»	»												1
<i>E. papilio</i> (Grun.) Hist.	»	»	»												1
<i>E. parallela</i> Ehr.	Водоемы северной средней полосы	Индифферент	Североазиатский			1									1
<i>E. praerupta</i> Ehr.	Северные болота, горные водоемы	Галофоб	Космополит												1
<i>E. praerupta</i> Ehr. var. <i>bidens</i> (W. Sm.) Grun.	То же	»	»												2
<i>E. praerupta</i> Ehr. var. <i>inflata</i> Grun.	»	»	»												1

Таблица (продолжение)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солености	Распространение	Встречаемость в образцах											
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	
<i>E. praerupta</i> Ehr. var. <i>muscicola</i> Boyer.	Северные болота, горные водоемы	Галофоб	Водоемы Кольского полуострова и Камчатки	2		1					2	1	1	1	
<i>E. pseudopectinalis</i> Hust.*	Моховые болота	Пресноводный	Шведская лапландия		1						1				
<i>E. sudetica</i> O. Mull.	Повсюду	»	Повсюду		1										
<i>E. tenella</i> (Grun.) Hust.	Болота	Галофоб	Северные водоемы			1									
<i>Cocconeis lacentula</i> Ehr. var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl.	Повсюду	Индифферент	Повсюду											1	
<i>C. lacentula</i> (Ehr.) var. <i>lineata</i> (Ehr.) Cl.	»	»	»				1								
<i>Cocconeis</i> sp.														1	
<i>Eucocconeis ongensis</i> Wisl. et Kolbe	Холодные водоемы	Пресноводный	Водоемы северных горных районов Норвегии, Гренландия		1										
<i>Achnanthes linearis</i> (W. Sm.) Grun. var. <i>fussila</i> Grun.*	Горные водоемы	»											2	1	
<i>Achnanthes</i> sp. nova													1	1	
<i>Achnanthes</i> sp. <i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grun.	Повсюду	Эвригалийный галофил	Космополит										1	1	
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Cl.	»	Пресноводный индифферент	Космополит								2			2	
<i>D. marginestrata</i> Hust.*	Стоячие водоемы	То же	Водоемы Западной Европы											2	
<i>D. ovalis</i> (Hilse) Cl.	Повсюду	Эвригалийный индифферент	Повсюду				1				1		1	2	
<i>D. parva</i> Cl.	Северные водоемы	Пресноводный	Швеция, Финляндия, Коми АССР									1	1	1	
<i>Diploneis</i> sp.		»	Широко		1								1	1	
<i>Frustulia rhomboides</i> (Ehr.) D. T.	Североазиатские водоемы														

Таблица (продолжение)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солёности	Распространение	Встречаемость в образцах											
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	
<i>Stauroneis anceps</i> Ehr. <i>anceps</i>	Повсеместно	Слабо-солончатый	Повсеместно											1	2
<i>S. anceps</i> Ehr. f. <i>gracilis</i> (Ehr.) Cl.	»	То же	»											1	
<i>S. anceps</i> Ehr. var. <i>sibirica</i> Grun.	»	»	»											1	
<i>S. phoenicenteron</i> Ehr.	Эвтрофные водоёмы	Пресноводно-солончатый	Широко											1	1
<i>S. fugnaca</i> Krieg.	Горные родники	Пресноводный	Родники горного Таджикистана	1											
<i>S. smithi</i> Grun.	Повсеместно	Пресноводно-солончатый	Повсеместно												
<i>Navicula amphibola</i> Cl. <i>amphibola</i>	Северные водоёмы	Пресноводный	Редко в холодных водосм.												1
<i>N. anglica</i> Ralfs var. <i>minuta</i> Cl.	Повсеместно	Пресноводный	Широко												1
<i>N. bacillum</i> Ehr.	Литораль	Олигогалоб	»												1
<i>N. cryptocephala</i> Kütz.	Почти убиквист	Олигогалоб, индифферент	»												1
<i>N. cuspidata</i> Kütz.	Литораль	Пресноводно-солончатый	»												1
<i>N. digitoradiata</i> Greg.	Устья рек	Солончатоводно-пресноводный	»												1
<i>N. gastrum</i> Ehr.	Повсюду	Пресноводно-солончатый	Космополит	1											1
<i>N. hungarica</i> Grun. var. <i>capitata</i> Cl.	В литорали, грунтах озер	Галофил, индифферент	Широко												2
<i>N. lacustris</i> Greg. var. <i>apiculata</i> Ostr.	Грунты стоячих водоёмов	Пресноводный	»												1
<i>N. lacustris</i> Greg. var.	Грунты пресных стоячих водоёмов	Пресноводный	»												1
<i>N. lanceolata</i> (Ag.) Kütz.	Повсюду	Пресноводно-солончатый	Космополит												2

Таблица (продолжение)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солёности	Распространение	Встречаемость в образцах												
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437		
<i>N. menisculus</i> Schum. var. <i>menisculus</i>	Убиквист	Солоноватоводно-пресноводный	Повсюду в СССР													3
<i>N. menisculus</i> Schum. var. nov.	Солоноватые водоёмы	Солоноватоводный	Повсеместно, в озере Ханка													4
<i>N. peregrina</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>hankensis</i> Skv.	Литораль	Пресноводно-солонатоводный	Широко													1
<i>N. placentula</i> (Ehr.) Grun.	Грунты северных водоёмов	Пресноводный	Озера Кольского полуострова, Новой Земли, ГДР, ФРГ													3
<i>N. pseudoscutiformis</i> Hust.	Почти убиквист	Пресноводно-солонатоводный	Широко													1
<i>N. puzila</i> Kütz. var. <i>puzila</i>	»	То же	»													2
<i>N. puzila</i> Kütz. var. <i>rectangularis</i> (Greg.) Grun.	Повсюду	»	Повсюду													3
<i>N. radiosa</i> Kütz.	В грунтах различных водоёмов	Пресноводный, индифферент	Широко в СССР													4
<i>N. reinhardtii</i> (Grun.) Cl. var. ?	Литораль	Пресноводно-солонатоводный	Повсюду													1
<i>N. rhinchocephala</i> Kütz.	Повсюду	Пресноводный	Широко													2
<i>N. scutelloides</i> W. Sm.	Крупные озера	Пресноводный	Озеро Байкал													1
<i>N. unipunctata</i> Skv.	Литораль	»	Широко													1
<i>N. viridula</i> Kütz.	Северальпийские водоёмы	Пресноводный	Довольно редко													1
<i>Navicula</i> sp. sp.	Повсеместно	»	Повсеместно													2
<i>Planularia alpina</i> W. Sm.	Северальпийские водоёмы	Пресноводный	Широко													1
<i>P. borealis</i> Ehr.	Повсюду	»	»													3
<i>P. divergens</i> W. Sm.																
<i>P. gibba</i> Ehr. f. <i>subundulata</i> A. Mayer																

Таблица (продолжение)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солености	Распространение	Встречаемость в образцах											
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	
<i>P. interrupta</i> W. Sm.	В грунтах различных водоемов	Пресноводный	Широкое												3
<i>P. isostauron</i> Grun.	В грунтах озер	»	Кольский полуостров										2		3
<i>P. mesolepta</i> (Ehr.) W. Sm.	Повсюду	Пресноводный индифферент	Широкое												3
<i>P. microstauron</i> (Ehr.) Cl.	»	То же	»												3
<i>P. notata</i> (Per. et Her.) A. Cl.	Североазиатские водоемы	»	»												2
<i>P. rigida</i> A. Cl. f. <i>undulata</i> A. Cl.	В грунтах водоема	»	Бараба, Днепронет-ровская область		1	2	2					2	2	3	4
<i>P. streptorhynchos</i> Cl.	Севера и средней по- лосы	»	»												
<i>P. undulata</i> Greg.	В грунтах горных водоемов	»	Широкое		1										
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.	В грунтах	»	»												2
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr. var. <i>fallax</i> Cl.	»	»	»												1
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr. var. <i>inter- media</i> Cl.	»	»	»												1
<i>Pinnularia</i> sp. sp.	»	»	»												
<i>Neidium</i> aff. <i>baicalense</i> Jasn.	Большие озера	Пресноводный	Озеро Байкал												3
<i>N. bisulcatum</i> (Lagerst.) Cl.	Повсеместно	»	Повсеместно												1
<i>N. dubium</i> (Ehr.) Cl. var. aff. <i>baica- lense</i> Skv.	Большие озера	Индифферент	Озеро Байкал		2						2	2	2	4	
<i>N. dubium</i> (Ehr.) Cl. var. <i>cuneatum</i> Fontell.	Североазиатские водоемы	Солоноватоводно-пресноводный, инди- фферент	»												1
<i>Caloneis bacillum</i> (Grun.) Mer.	Повсюду	Пресноводный	Повсеместно		1	1					1				3
<i>C. silicula</i> (Ehr.) Cl.	»	Слегка галофил	»									2	2		4
<i>Gyrosigma acuminatum</i> (Kütz.) Rabenh.	»	Пресноводно-солон- чатоводный	Широкое			1									2
<i>G. baicalensis</i> Skv.	Большие озера	Пресноводный	Озеро Байкал												6

Таблица (продолжение)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солености	Распространение	Встречаемость в образцах											
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	
<i>G. kützengii</i> (Grun.) Cl.	Различные водоемы	Пресноводный	Широкое												2
<i>Caloneis</i> sp.	В или литорали	»	Повсюду												1
<i>Amphiprora crnata</i> Boil.	На дне озер	»	Озеро Байкал												2
<i>Amphora costulata</i> Skv.	Солоноватоводные водоемы	Солоноватоводный	В средней полосе СССР	1											3
<i>A. delicatissima</i> Krasske	Стоячие водоемы	Пресноводный	Широкое												2
<i>A. ovalis</i> Kütz.	»	»	»												1
<i>A. ovalis</i> Kütz. var. <i>gracilis</i> Ehr.	»	»	»												2
<i>A. pediculus</i> Kütz. var. <i>minor</i> Grun.	На дне озер	»	Озеро Байкал												1
<i>A. sibirica</i> Skv.	Большие озера	Пресноводный	»												1
<i>Cymbella amphicephala</i> Näg. var. <i>unipunctata</i> Brun.	В обрастающих, чаще на Сенеге	»	Широкое	1	1										1
<i>C. aspera</i> (Ehr.) Cl.	Повсюду	»	»												3
<i>C. cistula</i> (Hemp.) Grun.	»	»	»												1
<i>C. cistula</i> (Hemp.) Grun. var. <i>maculata</i> (Kütz.) V. H.	Повсеместно	Пресноводный	»	1	1										1
<i>C. cuspidata</i> Kütz. var. <i>anglica</i> (Lagerst.) A. Cl.	»	»	»	1											2
<i>C. cymbiformis</i> (Ag.? Kütz.) V. H.	Субальпийский	»	»	1											2
<i>C. heteropleura</i> Ehr. var. <i>heteropleura</i>	»	»	»												2
<i>C. heteropleura</i> Ehr. var. <i>minor</i> Cl.	»	»	»												2
<i>C. kolbei</i> Scheschukova	В планктоне	»	Озера Байкал и Ханга												1
<i>C. levis</i> Näg.	Родники, горные источники	»	Озеро Телецкое												1
<i>C. naviculiformis</i> Auct. sw.	Среди обрастающих	»	Широкое	1	1										1
<i>C. sinuata</i> Greg.	Олиготрофные и эвтрофные водоемы	»	»												2

Таблица (продолжение)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солености	распространение	Встречаемость в образцах											
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	
<i>C. turgida</i> (Greg.) Cl.	В литорали стоячих водоемов	Пресноводный	Широкое			1						1		2	3
<i>C. ventricosa</i> Kütz. var. <i>ventricosa</i>	Повсюду	»	»												
<i>C. ventricosa</i> Kütz. var. <i>paucistriata</i> A. Cl.	Северозаливский	»	»												
<i>C. ventricosa</i> Kütz. var. ?	Альпийский	»	Озера Альп										1		1
<i>Gomphocymbella ancyli</i> (Cl.) Hust.*		»													
<i>Gomphocymbella</i> sp.		»													
<i>Didimosphenia geminata</i> (Lingb.) M. Schmidt	Северозаливские водоемы	»	Повсеместно			1						1			
<i>Comphonema acuminatum</i> Ehr. var. <i>acuminatum</i>	Жесткие стоячие воды	»	»												
<i>G. acuminatum</i> Ehr. var. <i>brevissonii</i> (Kütz.) Cl.	То же	»	»			1									1
<i>G. bohemicum</i> Reich. et Fricke	Из горячих источников	Пресноводный	Камчатка, Средняя Азия, Тироль							1					
<i>G. constrictum</i> Ehr. var. <i>constrictum</i>	Повсюду	Пресноводно-солончатый	Повсюду												
<i>G. constrictum</i> Ehr. var. <i>capitatum</i> (Ehr.) Cl.	Образования эвтрофных водоемов	Пресноводный	Повсюду												2
<i>G. firmum</i> Skv.	Крупные озера	»	Озеро Байкал												1
<i>G. gracile</i> (Ehr.) var. <i>auritum</i> (A. Br.) Cl.	Повсюду среди образований	»	Повсюду			1									1
<i>G. lanceolatum</i> Kütz.	Литораль и родники	»	Широкое											1	
<i>G. longiceps</i> Ehr. var. <i>longiceps</i>	Горные водоемы, родники	»	»												
<i>G. longiceps</i> Ehr. var. <i>subclavatum</i> Greg.	То же	»	Реже, чем вид			1	1								
<i>G. ventricosum</i> Greg.	Северозаливские водоемы	»	Широкое												1
<i>Epithemia sorax</i> Kütz.	Различные водоемы	Солончатоводно-пресноводный	»			1									
<i>E. turgida</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>turgida</i>	Стоячие водоемы	То же	»												1

Таблица (окончание)

Вид водорослей	Тип местообитания	Отношение к солености	Распространение	Встречаемость в образцах												
				427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437		
<i>E. turgida</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>granulata</i> (Ehr.) Grun.	Стоячие водоемы	Солоноватоводно-пресноводный	Широкое						1						1	
<i>E. zebra</i> (Ehr.) Kütz.	Стоячие и текущие воды	Пресноводный		»						1						
<i>Rhopallodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll. var. <i>gibba</i>	Среди образований	Солоноватоводно-пресноводный		»							1					1
<i>Rh. gibba</i> (Ehr.) O. Müll. var. <i>ventricosa</i> (Ehr.) Grun.	»	То же		»												1
<i>Rhopallodia</i> sp.	Повсюду	Пресноводный	Дальний Восток				1								2	
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	»	»		»												1
<i>H. elongata</i> (Hantzsch.) Grun.	Повсюду	Пресноводно-солончатый		»												1
<i>Nitzschia angustata</i> (W. Sm.) var. <i>angustata</i>	Разные водоемы	То же		»												1
<i>N. angustata</i> (W. Sm.) Grun. var. <i>curta</i> Grun.															1	
<i>Nitzschia</i> sp.															1	
<i>Cymatopleura elliptica</i> (Breb.) W. Sm. var. <i>nobilis</i> (Hantzsch.) Hust.	В литорали, пелагиали озер	Солоноватоводно-пресноводный	Реки Припять, Десна, Большая Невка												1	
<i>C. solea</i> (Breb.) W. Sm. var. <i>solea</i>	Литораль, пелагическая, эвтрофных озер	Пресноводный	Широкое												1	
<i>Surirella biseriata</i> Breb. var. <i>bifrons</i> (Ehr.) Hust.	Литораль	»	Волга, водоемы северо-запада												1	
<i>Surirella</i> sp.		Морской	»	1	1					1					1	
<i>Coccinodiscus</i> sp.		»	»	1											1	
<i>Melosira fausta</i> A. S.		»	»	1											1	
<i>M. sulcata</i> (Ehr.) Kütz.		»	»	1						1					1	
<i>Aulacodiscus</i> sp.		»	»	1											1	
<i>Stefhanopyxis</i> sp.		»	»												1	
<i>Hyalodiscus sceticus</i> (Kütz.) Grun.	Повсюду	Пресноводный	Широкое												1	
<i>Pediastrum boryanum</i> (Turp.) Menegh.	Реки, озера	Пресноводно-солончатый	»												1	
<i>P. karraiskij</i> Schmidle																

* Виды встречаются в СССР впервые, распространение их дано по литературным данным.

Если считать, что накопление аллювия между точками радиоуглеродных дат происходило равномерно, то время этих событий можно определить как близкое к 40 000 лет.

Следы похолодания в верхней части разреза отмечаются также О. В. Матвеевой и М. В. Барковой по данным спорово-пыльцевого анализа (Алексеев и др., 1965; Баркова, 1963).

До наших исследований диатомовые каргинские отложений района Усть-Енисейского Порта были исследованы А. М. Белевич (1961), установившей характер распределения флоры по разрезу пойменных и русловых фаций и давшей общую характеристику флоры. Она установила присутствие среди пресноводных форм единичных солоновато-пресноводных видов и даже солоноватоводно-морской *Nitzschia distans* Greg. А. М. Белевич нашла два байкальских вида *Cyclotella baicalensis* Skv. с разновидностями и *Pinnularia timopheevi* Skabitsch., присутствующих единично.

При сравнении полученных автором данных с данными А. М. Белевич, опубликованными в 1961 г., выяснилось, что имеется около 70 общих форм для приблизительно того же интервала и свыше 100 встречено только в нашем материале.

Наше исследование позволило дополнить состав каргинской флоры диатомовых (см. табл.), выявить массовое появление байкальского элемента в определенных слоях разреза, связать это явление с изменением условий накопления осадков и приблизительно определить время этого события (40 000 лет), используя радиоуглеродные даты (Чердынцев и др., 1969).

Дальнейшее изучение всего разреза позволит проследить изменения флоры вплоть до погребения каргинского аллювия мореной, а также появление и развитие новых поздне-последледниковых флор.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров Д. К. 1938. Новые данные о неогеновых и верхнемеловых отложениях низовьев р. Енисей. — Пробл. сов. геологии, № 3.
- Алексеев В. А., Кинд Н. В., Матвеева О. В., Троицкий С. Л. 1965. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири. — Докл. АН СССР, 160, № 5.
- Баркова М. В. 1960. Палинологические спектры из торфяника каргинской террасы в районе пос. Малая Хета. — Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 20. Л., Изд. Ин-та геол. Арктики.
- Баркова М. В. 1963. Некоторые данные о палинологических спектрах каргинских отложений района Усть-Порта. — Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 31. Л., Изд. Ин-та геол. Арктики.
- Белевич А. М. 1961. Диатомовые водоросли четвертичных отложений района Усть-Порта. — Труды Ин-та геол. Арктики, 124.
- Сакс В. Н. 1951. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Л. — М., изд-во Главсевморпути.
- Сакс В. Н. 1953. Четвертичный период в Советской Арктике. — Труды Ин-та геол. Арктики.
- Сакс В. Н., Антонов К. В. 1945. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. — Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 16.
- Троицкий С. Л. 1966. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., «Наука».
- Троицкий С. Л. 1967. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. — Докл. АН СССР, 174, № 6.
- Чердынцев В. В., Завельский Ф. С., Кинд Н. В. и др. 1969. Радиоуглеродные даты ГИН. Сообщение IV. — Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 36.

А. В. ГОЛЬБЕРТ, В. И. ГУДИНА, В. Д. КРЮКОВ,
В. В. РОГОЖИН, Н. И. РОГОЖИНА, Э. Е. РОМАНОВА,
С. С. СУХОРОКОВА, С. Л. ТРОИЦКИЙ

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОВЬЕВ р. ТУКАЛАНДЫ (НОРИЛЬСКОЕ ПЛАТО)

Интерес к четвертичным отложениям Норильского плато не случаен. На юго-восточной окраине плато четвертичные отложения залегают на отметках 300—360 м над уровнем моря и слагают мощную хорошо обнаженную толщу. В них были встречены обломки раковин четвертичных морских моллюсков и фораминиферы. Отсюда делались далеко идущие выводы относительно границ распространения морского плейстоцена, взаимоотношения оледенений и трансгрессий, а также об амплитудах новейших движений.

Обнажение в верховьях р. Тукаланды впервые обнаружил В. Н. Егоров в 1950 г. Он предполагал, что открытая им толща имеет флювиогляциальное происхождение. В 1959—1960 гг. обнажение исследовал А. А. Межвилк. Он опубликовал первые данные о литолого-фациальном составе отложений, привел определения остатков моллюсков и фораминифер, произвел стратиграфическое расчленение толщи и высказал предположение о морском генезисе большей части разреза (Межвилк, 1963).

По данным А. А. Межвилка (1963) разрез начинается с пачки плотных глин плиоцена. Выше следуют четвертичные отложения: нижняя пачка (интервал 8—26 м) — песчано-глинистая с базальным валуно-галечным горизонтом в основании, средняя пачка (26—41 м) — преимущественно песчаная и верхняя — песчано-валуно-галечная (рис. 1).

В 1964 г. разрез посетил В. Д. Крюков, собравший дополнительные материалы.

В 1966 г. В. И. Гудина, А. В. Гольберт и В. В. Рогожин посетили верховья р. Тукаланды, подробно описали и детально опробовали самое крупное там обнажение, в котором представлен почти полностью весь описанный А. А. Межвилком разрез.

Обработка и изучение собранных материалов производились в Новосибирске (ИГиГ СО АН СССР, СНИИГГиМС), Норильске (Норильская научно-исследовательская экспедиция НИИГА) и в Ленинграде (НИИГА). Минералого-петрографические исследования выполнены А. В. Гольбертом и Э. Е. Романовой, геохимические — С. С. Сухоруковой, палинологические — Н. И. Рогожиной, микропалеонтологические — В. И. Гудиной, определения моллюсков — С. Л. Троицким, а петрографического состава гальки — В. В. Рогожиным и В. М. Лебедевым. Гидрохимические исследования образцов производились в лаборатории НИИГА (Н. С. Спиро), палеомагнитные — в ИГиГ (Г. А. Поспелова).

Обнажение расположено в верховьях древней долины р. Тукаланды (притока р. Хантайки) в 45 км выше ее устья, в 80 км к югу от Норильска. Оно представляет собой эрозионный уступ, преобразованный нивальными процессами, и состоит из трех смежных циркуобразных нивальных пилл высотой до 56 м над уровнем р. Тукаланды, протекающей у самой подошвы обнажения.

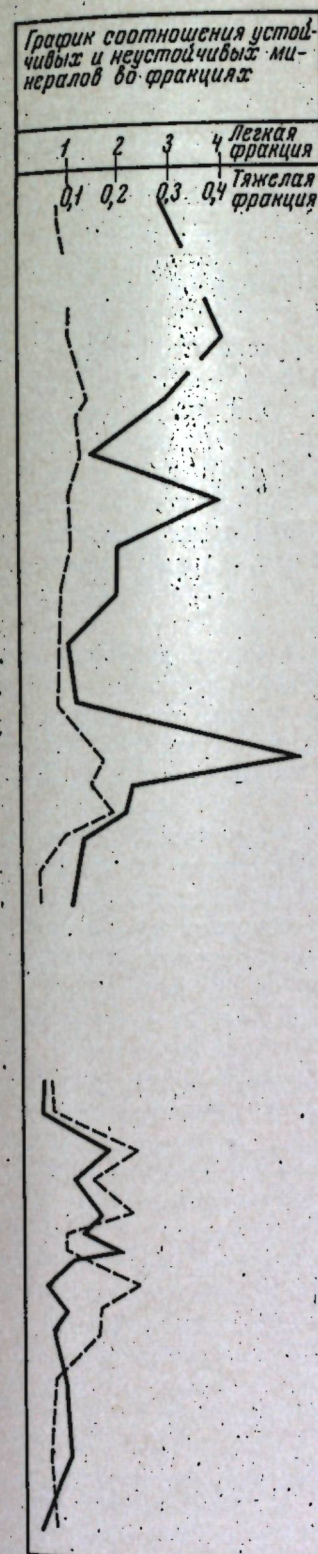
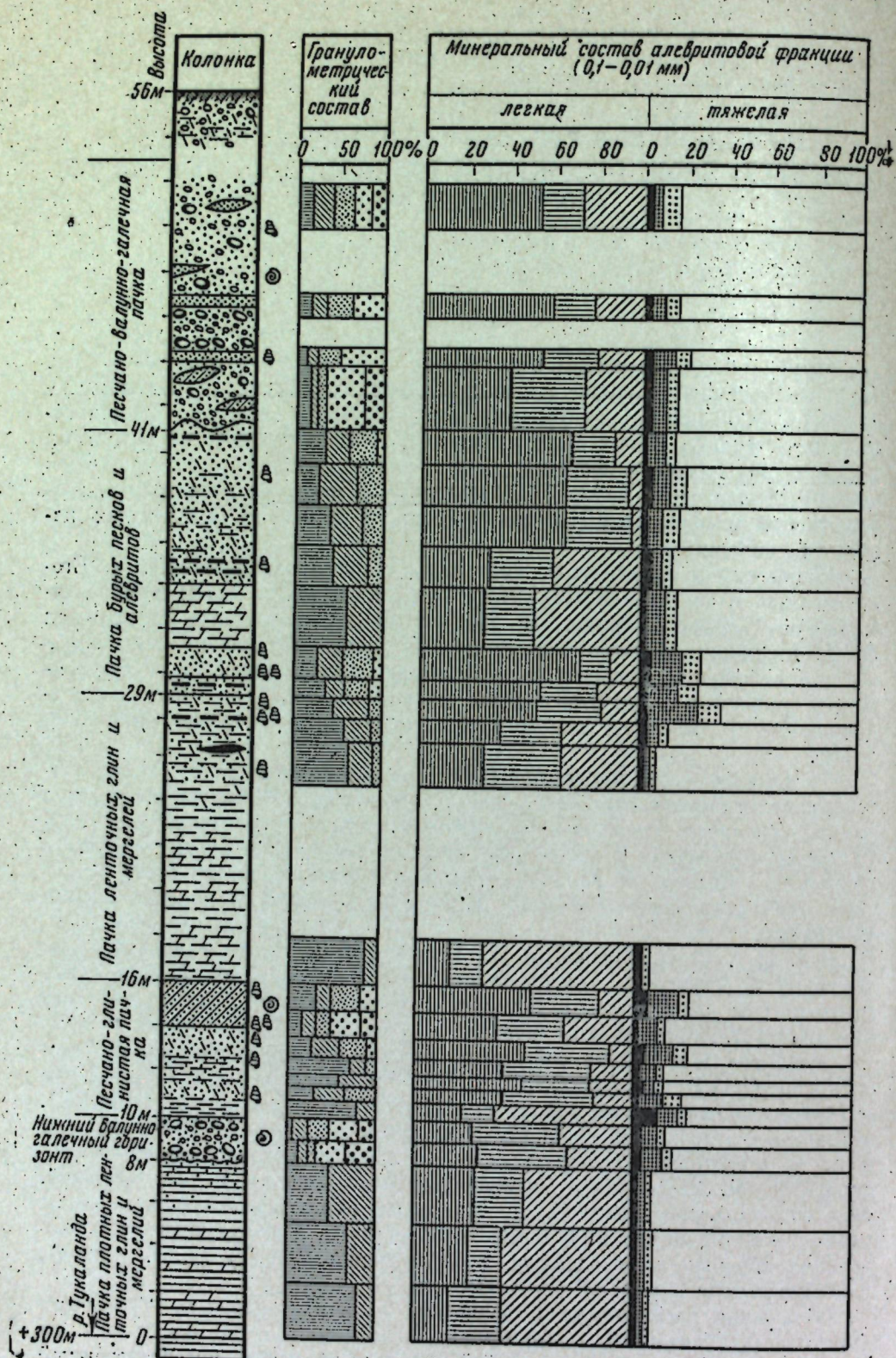


Рис. 1. Разрез и литологический состав тукаландинской толщи

- 1 — валунно-галечный материал;
- 2 — пески, песчаный материал в других породах;
- 3 — пески косослонистые;
- 4 — алевроиты, алевроитовый материал в других породах;
- 5 — глины плотные, ленточные, известковые, переслаивающиеся с глинистыми мергелями;
- 6 — глины ленточные, известковые, переслаивающиеся с глинистыми мергелями;
- 7 — пески алевроитовые;
- 8 — глины с примесью песчаного и алевроитового материала;
- 9 — слои бурых глин;
- 10 — линзы песков;
- 11 — линза торфа;
- 12 — местонахождение раковин моллюсков;
- 13 — местонахождение фораминифер.

Гранулометрический состав (фракции):

- 14 — глинистая (< 0,01 мм);
- 15 — алевроитовая (0,1—0,01 мм);
- 16 — песчаная мелкозернистая (0,1—0,25 мм);
- 17 — песчаная среднезернистая (0,25—0,5 мм);
- 18 — песчаная крупнозернистая (0,5—1,0 мм).

Минеральный состав алевроитовой фракции:

- 19 — кварц;
- 20 — полевые шпаты;
- 21 — обломки пород;
- 22 — рудные минералы (ильменит, магнетит);
- 23 — пироксен;
- 24 — роговая обманка и энфит;
- 25 — прочие минералы (циркон, гранат, турмалин и др.).

График соотношения устойчивых и неустойчивых минералов:

- 26 — кривая изменения коэффициента устойчивости легкой фракции;
- 27 — то же тяжелой фракции

Верховья р. Тукаланды расположены в пределах юго-восточной части Норильской мульды в зоне ее сопряжения с западным крылом Хантайско-Рыбинского вала. В районе обнажения по склонам долины и на плато выходят верхнекембрийские, нижнеордовикские, пермские осадочные и пикнетриасовые вулканогенные образования: известняки, песчаники, аргиллиты, алевролиты, доломиты, угли, базальты и трахидолериты.

Разрез четвертичных отложений начинается с пачки темно-серых плотных известковистых ленточных глин (во влажном состоянии слегка голубоватых) с очень четкой горизонтальной слоистостью. Видимая мощность глин в обнажении 8 м. Подшва пачки не вскрыта, и в нижних ее горизонтах не наблюдается каких-либо изменений, свидетельствующих о близости контакта с подстилающими породами.

Слоистость глин обусловлена чередованием тонких (не более 1—3 мм) слоев темно-серой глины и более светлых по окраске слоев светло-серого тонкого пылевидного алевролита. Слойки по 15—20 пар (лент) группируются в серии, мощностью 6—7, изредка до 9 см. Серии отделяются друг от друга слоями светло-серого пылевидного глинистого алевролита толщиной 5—10 мм. Эти серии и разделяющие их слои алевролита придают пачке очень четкую и правильную слоистость с тонкой ленточного типа текстурой внутри серий. В верхней части пачки количество и мощность прослоев алевролитов постепенно возрастает, здесь же на плоскостях напластования иногда можно наблюдать единичные песчаные зерна размером до 1 мм.

В южной части обнажения пачка глин образует почти вертикальную стенку, протяженностью 15 и высотой 8 м, по которой стекают грунтовые воды. В стенке благодаря слоистости пачки видно, что залегание ее близко к горизонтальному, а слои глин слегка прогнуты, что приводит к изменению азимутов падения от 110—140° на юго-восток до 20—24° на северо-восток при углах падения 2—6°.

Палеонтологических остатков, за исключением немногочисленных зерен пыльцы древесных пород (береза, сосна, ель, ольха), трав и спор папоротников, ни нами, ни предыдущими исследователями в этих глинах найдено не было. Тем не менее А. А. Межвилк, основываясь на положении их в разрезе, именно эту пачку глин сопоставляет с морскими туруханскими слоями низовьев Енисея и датирует ее плиоценом.

Отметим сразу, что, на наш взгляд, для такого рода сопоставлений нет репительных никаких оснований, а данные палеомагнитометрии по трем сериям образцов, отобранным из нижней, средней и верхней частей этой пачки, свидетельствуют о четвертичном ее возрасте (все образцы показали положительную намагниченность).

В кровле пачки глин залегает нижний валуно-галечный горизонт, мощностью 2 м. Горизонт сложен валуно-галечным и гравийным материалом, содержание которого в сумме составляет 80% (валунов около 30%). Остальная масса породы — грубозернистый буровато-серый песок, иногда слабо ожеженный. Валун и гальки также покрыты пленками гидроокислов железа. Это придает породе буровато-серую окраску, отличающую ее от подстилающих и перекрывающих отложений.

Валуно-галечный материал, как правило, хорошо окатан, изредка встречаются угловатые глыбы, края которых слабо закруглены. Окатанность валунов и галек по пятибалльной шкале (Хабаков, 1946) распределяется следующим образом: 0 класс — нет, I — 6%, II — 21%, III — 38% и IV — 30% (по 100 замерам). Преобладающая форма крупных обломков (валунов и галек) — эллипсоидальная с размерами осей: $a_{ср} = 8-10$ см, $b_{ср} = 7$ см и $c_{ср} = 3,5$ см, реже — обломки уплощенные, типа морской гальки. Нередко встречается удлинённая галька речного типа. Макси-

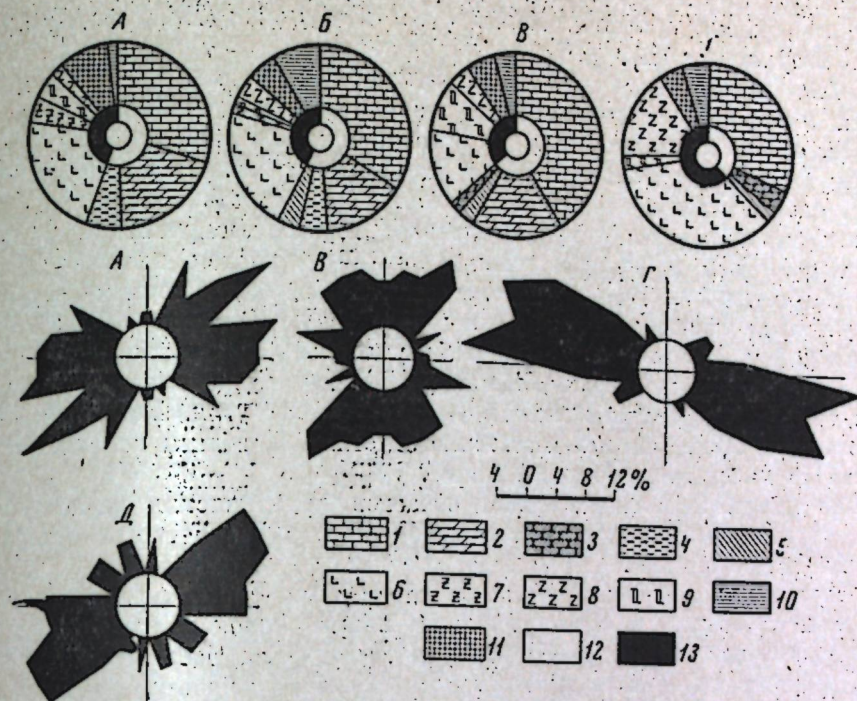


Рис. 2. Петрографический состав и ориентировка галек (азимут простирания длинных осей) в отложениях тукаландинской толщи и в современном русловом аллювии р. Тукаланды

- | | |
|---|---|
| 1 — известняки; | 10 — долериты; |
| 2 — доломиты; | 11 — мандельштейны; |
| 3 — песчаники; | 12 — общее количество осадочных пород; |
| 4 — алевролиты; | 13 — то же вулканогенных; |
| 5 — аргиллиты; | А — нижний валуно-галечный горизонт (интервал 8—10 м); |
| 6 — базальты с микродолеритовой структурой; | Б — верхняя песчано-валуно-галечная пачка (интервал 41—44 м); |
| 7 — базальты с такситовой структурой; | В — то же (интервал 42—46 м); |
| 8 — базальты с пойкилофито-интерсертальной структурой; | Г — русловый аллювий р. Тукаланды; |
| 9 — гломеро-плагипорфировые и плагипорфировые базальты с микродолеритовой структурой; | Д — азимут падения косых серий в горизонте косослоистых песков (интервал 14—16 м) |

мальный размер валунов 0,3 м. Песчаные зерна обычно (70—90%) угловатые, реже угловато-окатанные и окатанные. Окатанность обломков гравийного класса почти всегда хорошая.

Валуно-галечный материал распределен в породе упорядоченно, в виде прослоев, обогащенных валунами, что придает горизонту нечеткую грубую слоистость. Валунны лежат чаще всего плашмя или слабо наклонены, а гальки, как правило, краями кулисообразно налегают одна на другую (как это имеет место в отложениях горного руслового аллювия) и имеют углы наклона от 8 до 34°. Результаты массовых замеров ориентировки галек и их петрографический состав приведены на рис. 2. Для сравнения укажем, что в современном русловом аллювии р. Тукаланды на участке у подножия обнажения основная масса гальки ориентирована в азимутах 280—310° и имеет углы наклона 4—38° (из них 70% наклонены под углом 14—18°). Петрографический состав их отличается от присутствием доломитов и более высоким общим содержанием вулканогенных пород (рис. 2). Максимальный размер валунов в аллювии на данном участке достигает 0,5 м. Азимут течения реки — 154°.

Нижняя и верхняя границы валуно-галечного горизонта резкие, четкие и, насколько можно было проследить, в обнажении первая — слабо-

волнистая, вторая — ровная. В. Д. Крюковым в этом горизонте были найдены обломки раковин *Astarte* cf. *montagui* (Dillwyn), *Platella* (*Saxicava*) *arctica* (L.).

Выше валуново-галечного горизонта залегает песчано-глинистая пачка с венчающим ее горизонтом косослоистых разнозернистых песков, общей мощностью 6 м. В основании пачки залегает слой темно-серых тонко-горизонтально-слоистых (ленточных) известковистых глин с неправильной мелколитчатой отдельностью. Мощность слоя 0,8 м. Контакт с подстилающим валуново-галечным горизонтом резкий ровный — глины без каких-либо переходных отложений ложатся непосредственно на его поверхность. Выше располагается слой светло-серых глинисто-алевритовых мелкозернистых тонко-горизонтально-слоистых песков, мощностью 0,7 м. Пески влажные и слабо уплотнены. В верхней части слоя они содержат тонкие слойки, обогащенные углефицированным растительным детритом, и местами мелкую крошку бурого угля. Контакт песков с лежащими ниже глинами достаточно отчетливый, вблизи контакта пески переходят в песчано-алевритовые глины.

Палеомагнитный анализ серии образцов из глинистых песков этого слоя, так же как и глины из основания толщи, указывает на четвертичный возраст отложений.

Контакт песков с лежащим выше слоем темно-серых ленточных глин (близких по составу и текстуре глинам нижнего слоя песчано-глинистой пачки) постепенный, но смена пород происходит на небольшом расстоянии (в пределах 5—10 см). Переход осуществляется поглотением в песках тончайшей сети линзочек глин, сливающихся выше в пропластки и, наконец, полностью их замещающих. Мощность глин около 1,2 м.

Вверх по разрезу глины сравнительно резко сменяются слоем светлых буровато-серых глинисто-алевритовых песков с тонкой линзовидной слоистостью, мощностью 1,3 м. Контакт их с лежащими ниже глинами нечеткий, пологоволнистый.

Разрез песчано-глинистой пачки венчает горизонт светлых буровато-серых косослоистых разнозернистых песков с тремя прослойками грубо-зернистых гравелистых их разновидностей — нижней (0,35 м), средней (0,1—0,12 м) и верхней (0,3 м), — сосредоточенных в нижней части горизонта. Верхняя его часть сложена песками преимущественно мелкозернистыми со слойками разнозернистых песков по 3—4 см. Горизонт заканчивается прослоем светло-бурого глинисто-алевритового мелкозернистого песка. В нижней части горизонта косые серии чередуются с горизонтальными, выше косослоистые прослои уступают место отложениям с горизонтальной или линзовидной слоистостью и, наконец, массивным неслоистым глинисто-алевритовым пескам. Азимуты падения косых серий приведены на рис. 2, углы колеблются в пределах 12—34°. Окатанность песчаных зерен слабая, чаще они угловато-окатанные. Общая мощность горизонта косослоистых песков 2 м. В этом горизонте были найдены обломки раковин моллюсков, нередко со следами окатанности. Условия захоронения и окатанность обломков свидетельствуют о их многократном переотложении и волочении по дну потока. Тем не менее, С. Л. Троицкому по этим обломкам удалось определить их принадлежность морским четвертичным формам.

Выше горизонта косослоистых песков в интервале 16—20 м залегает монотонная пачка ленточных глин и мергелей. Породы имеют темно-серую окраску и мелкую параллелизмальную отдельность, глины известковистые, мергели глинистые. По составу и структуре эти породы очень сходны с глинами песчано-глинистой пачки, а также с плотными глинами из основания толщи. Различно состоит лишь в том, что глины из основания разреза, являясь водоупором горизонта подземных вод, сильно увлажнены и, видимо, поэтому более плотны и мо-

политны, тогда как сухие породы верхних горизонтов вблизи дневной поверхности приобрели щелеватую или параллелизмальную отдельность.

В верхней части пачки глины утрачивают ленточную текстуру, постепенно обогащаются алевритовым и песчаным материалом, становятся алевритовыми с единичными зёрнами песка, а затем — песчано-алевритовыми. Здесь уже отмечаются единичные мелкие зерна гравия, к серому цвету пород добавляется светлый буровато-желтый оттенок. В канаве 4 в верхней части пачки преобладают пески. Глины среди них образуют слойки и линзочки толщиной до 1 см, группирующиеся в прослой мощностью 4—15 см. На высоте 26,5 м прослеживается тонкий пропласток, обогащенный обрывками углефицированного торфа, переходящий по протяжению в линзу намывного торфа, мощностью 7 см и протяженностью 1,2 м. На высоте 28 м в серых песчано-алевритовых глинах наблюдается прослой светло-бурой глины и мелкозернистого песка, мощностью 20 см. Переход от пачки ленточных глин и мергелей к лежащему ниже горизонту косослоистых песков совершается постепенно, но на коротком расстоянии, отчего граница между ними прослеживается вполне отчетливо. Мощность пачки 13 м. Элементы залегания, измеренные в ее основании (высота 17 м), следующие: азимут падения 212° на юго-запад, угол — 3—4°.

По данным А. А. Межвилака, в этой пачке были найдены обломки раковин четвертичных морских моллюсков и усоногих, среди которых С. Л. Троицкий определил *Balanus* sp. (cf. *hameri* Asc.), *Astarte* cf. *montagui* (Dillwyn), *Platella* (*Saxicava*) *arctica* (L.). Несмотря на то что пачка была расчищена четырьмя канавами и тщательно осмотрена, нам не удалось найти в ней ни одного обломка раковины. Возможно, что прежде сборы были сделаны на осыпей.

Выше по разрезу лежит пачка бурых песков и алевритов с прослоем серых глинистых мергелей, аналогичных по структуре глинам и мергелям нижних горизонтов толщи. Пески и алевриты глинистые, пески мелкозернистые алевритовые. Общая мощность пачки 12 м, а прослой серых мергелей, заключенного в ней, — 3 м.

Пачка начинается переходными слоями, которые резко контактируют с подстилающими серыми глинами. Это буровато-серые неслоистые глинисто-алевритовые пески, сменяющиеся выше палевыми глинистыми песками с двумя прослойками бурых комковатых глин. Мощность переходных слоев — 0,6 м. Выше залегает слой палевых тонкослоистых мелкозернистых глинисто-алевритовых песков, мощностью 2,1 м, а затем, в интервале 31—34 м — слой серых оскольчатых или плитчатых глинистых мергелей с тонкой горизонтальной слоистостью ленточного типа. Верхнюю часть пачки (интервал 34—41 м) составляют массивные бурые песчано-глинистые алевриты и глинисто-алевритовые преимущественно мелкозернистые пески с прослойками бурых оскольчатых или плитчатых глин от 2—3 до 25 см толщиной. С высоты 37 м преобладают пески, глины от 2—3 до 25 см толщиной. С высоты 37 м преобладают пески, толщина глинистых прослоев не превышает 2 см, а число их резко сокращается. На высоте 40 м на поверхности одного из таких слоев наблюдается отчетливые знаки волновой рыбы. Элементы залегания, наблюдавшиеся отчетливые знаки волновой рыбы. Элементы залегания, измеренные на этой высоте, составляют: азимут падения 110° на юго-восток, угол — 7°. Окатанность песчаного материала слабая, что вообще характерно для рассматриваемой толщи. В пачке бурых песков и алевритов остатки макрофауны никак не отмечались.

Верхнюю часть разреза тукаландинской толщи составляет песчано-валуново-галечная пачка, мощностью 12 м. На высоте 54 м она перекрыта валунным суглинком и почвенно-растительным слоем.

Верхняя песчано-валуново-галечная пачка имеет трехчленное строение, которое подчеркивается двумя прослоями мелко-среднезернистых песков,

отделяющих друг от друга три отличающиеся по составу и строению части. В ее основании на размытой поверхности пачки бурых песков залегает слой гравийно-галечных отложений (с небольшим числом мелких валунов и единичными крупными) с заполнителем из средне- и грубозернистого гравийного песка. В слое встречаются небольшие линзы разнородных песков с косою слоистостью аллювиального типа, ориентированной по азимуту 15—45° на северо-восток с углами падения около 18°. Сами линзы наклонены в том же направлении под углом 10—15°. Размеры линз — 1,5—4 м при мощности 0,2—0,4 м. Основную массу породы в нижнем слое составляют гравий и гальки, содержание песка 30—40%. Грубый обломочный материал — гравий, гальки и беспорядочно рассеянные небольшие валуны (10—15 см) — хорошо окатан (резко преобладает материал III и IV классов окатанности) и ориентирован. Гальки и валуны наклонены обычно в сторону, противоположную падению косых серий песков в линзах и самих линз. Азимут простирания их длинных осей составляет 314—340° на северо-запад, а углы наклона колеблются от 6 до 32° (преобладают углы 16—18°). Мощность слоя варьирует, в связи с неровностями почвы, от 1 до 3 м.

В кровле этого слоя располагается горизонтально лежащий пласт мелко-среднезернистого песка, мощностью 15—20 см. Этот пласт отделяет песчано-гравийно-галечный слой от залегающего выше валунно-галечного.

Горизонт с многочисленными крупными и мелкими валунами имеет хорошо выдержанную вдоль всего обнажения мощность, равную 2 м. Крупный, величиной в 20—40 см и более, валуны группируются в два нечетко выраженных, местами прерывающихся прослоя, что придает отложениям неясно выраженную слоистость. Содержание таких валунов по отношению ко всему слою — 30—40%, хотя по простиранию оно резко колеблется. Местами крупные валуны исчезают почти полностью, т. е. скопления их имеют линзовидную форму. Распределение мелкого валунного материала и крупной гальки также обнаруживает неясную слоистость. Наполнителем служит грубозернистый песок с гравием и мелкой галькой. В линзах, обогащенных крупными валунами, его 15—30%, а в мелковалунном крупном галечнике — 30—40%. Форма крупной гальки и валунов обычно уплощенная, средние размеры обломков по осям *a*, *b*, *c* составляют, соответственно, 8,5 5 и 3 см. Крупные валуны достаточно отчетливой ориентировки не обнаруживают, хотя лежат они, как правило, плашмя или со слабым наклоном. Длинные оси крупных галек и мелких валунов ориентированы в нескольких направлениях, как показано на рис. 2. Углы наклона сходны с наблюдавшимися в лежащих ниже песчано-гравийно-галечных отложениях. В кровле слоя располагается горизонтально лежащий пласт мелко- и среднезернистого песка, мощностью 0,4 м. Валунно-галечный горизонт, таким образом, оказывается заключенным между двумя маломощными пластами песков.

Верхние 5 м пачки составляет слой песчано-гравийно-галечных отложений с небольшим количеством валунов и линзами косослоистых песков. По составу и строению он практически тождествен отложениям нижней части пачки.

Породы песчано-валунно-галечной пачки окрашены в буровато-серые и светло-бурные цвета, обусловленные пленками гидроокислов железа на поверхности обломков. По окраске и составу они очень сходны с породами нижнего (интервал 8—10 м) валунно-галечного горизонта. Особенно велико сходство последнего с валунно-галечным слоем в средней части рассматриваемой пачки.

Петрографический состав гальки из среднего валунно-галечного и нижнего песчано-гравийно-галечного слоев приведен на рис. 2. Как видно

на диаграммах, петрографический состав галек из нижнего валунно-галечного горизонта (А) и песчано-галечного слоя, залегающего в основании верхней песчано-валунно-галечной пачки (Б), практически идентичен в качественном и количественном отношении. Наблюдается лишь появление в слое (Б) единичных галек предположительно пермских аргиллитов, а в верхнем валунно-галечном (В) и песчаников. В приповерхностной части современного руслового аллювия р. Тукаланды (Г) состав гальки, по сравнению со слоем (В), отличается тем, что исчезают гальки доломитов и возрастает роль вулканогенных пород.

Окатанность грубого обломочного материала (валунов, гальки) по классам распределяется следующим образом: I и II классы — 34%, III и IV — 66%. Окатанность более мелкого кластогенного материала ухудшается от гравия (преимущественно хорошо окатан) к пескам, которые как правило, характеризуются преобладанием зерен угловато-окатанной формы.

Песчано-валунно-галечная пачка с отчетливыми следами размыва залегает на пачке бурых песков. Граница между ними очень резкая, волнистая, с амплитудой волн по высоте до 2 м. В отложениях этой пачки А. А. Межвилком и нами были найдены обломки раковин четвертичных морских моллюсков: *Astarte* sp., *Macoma* sp., *Mya* cf. *truncata* L., *Hiattella* (*Saxicava*) cf. *arctica*, несущие все признаки неоднократного перетолжения (обломки обычного угловато-окатанные, часто измененные, по буревшие).

Разрез тукаландинской толщи венчает горизонт бурых валунно-галечных суглинков и супесей с гнездами и линзочками серых грубозернистых песков, а также почвенно-растительный слой. Общая мощность этих образований около 2,5 м.

Исследование образцов пород в лабораторных условиях дало важный дополнительный материал к познанию вещественного состава и генезиса отложений.

Минералого-петрографические исследования включали изучение сцементированных или слабо уплотненных разностей пород в прозрачных шлифах, гранулометрический анализ с делением в тяжелых жидкостях алевритовой и песчаной фракций, диагностику минералов и подсчет зерен во фракциях с определением показателей преломления минералов в иммерсионных препаратах. Минеральный состав глин определяется термическим анализом глинистой фракции. Для ряда образцов определялась карбонатность глин по содержанию растворимого остатка. Три образца были подвергнуты полному силикатному анализу, а для 35 образцов, примерно равномерно отобранных по всему разрезу, исключая его верхнюю песчано-валунно-галечную пачку, получена полуколичественная спектральная характеристика.

Как видно из приведенного описания и на рис. 1, глинистые породы, включая сюда и глинистые мергели, составляют большую часть разреза. Во всех пачках и слоях они имеют весьма сходный, варьирующий в небольших пределах, вещественный состав и строение, что дает возможность рассматривать их как отложения, очень близкие по условиям седиментации водоемов, и описать совместно. То же в значительной мере относится и к другим типам пород.

Данные гранулометрического анализа указывают на то, что все разности глин и мергелей содержат примесь алевритового материала, варьирующего от 6,5 до 50%. При этом в большинстве случаев она не превышает 20—25%, а алевритовый материал, как правило, мелкозернистый (0,05 мм). Только в некоторых разностях глин, залегающих в верхних частях глинистых пачек, алеврит становится разнородным, и иногда появляется небольшая примесь мелкозернистого песка. В верхних частях глинистых пачек закономерно возрастает и общее содержание алеврито-

вого материала (см. рис. 1). Все разности глин и мергелей, таким образом, достаточно хорошо отсортированы и тонко отмучены. При этом следует отметить то обстоятельство, что гранулометрический анализ отражает средний состав штучных проб пород, представляющих собой тонкое чередование слоев глин и алевроитов. Глинистые же слои, как это отчетливо видно в шлифах, чрезвычайно тонко отмучены, обычно не содержат алевроитовых зерен и нередко лишены даже крупного пелита.

Под микроскопом отчетливо видна тонкая горизонтальнослоистая (ленточная) текстура породы, обусловленная чередованием слоев глины (с единичными зернами тонкого алевроитового материала или без него), со слоями такой же по составу глины, но в той или иной мере обогащенной (до 30—60%) алевроитовым материалом с размером зерен от 0,02 до 0,04 мм. Не более 10% алевроитовых зерен достигает величины 0,08 мм. Толщина слоев варьирует от 0,5 до 2, реже 3—4 мм. Преобладают слои толщиной 0,8—1 мм.

Примечательно, что каждый слой, обогащенный алевроитовым материалом, или слой алевроита имеет очень четкую и ровную нижнюю границу; вблизи которой он наиболее насыщен алевроитовыми зернами. Выше содержание их постепенно снижается вплоть до полного исчезновения, и слой, обогащенный алевроитовым материалом, постепенно переходит в смежный слой глины. Слои глины сложены бурым, в проходящем свете тонкодисперсным веществом с низким двупреломлением (показатель преломления $N = 1,528—1,530$). Местами глины имеют тонкочешуйчатое строение. При большом увеличении видно, что порода имеет в основном крупнопелитовую структуру, но местами глины чрезвычайно тонко отмучены и совершенно не содержат частиц крупнее 0,005 мм. Упорядоченного расположения чешуек глинистых минералов, слюд и изометричных частиц других включений не наблюдалось.

Минеральный состав алевроитового материала соседних глинистых и алевроитовых слоев совершенно аналогичен и от горизонта к горизонту, от пачки к пачке изменяется в очень небольших пределах.

Характерной особенностью глин исследуемой толщи является их известковистость, варьирующая в значительных пределах. В прозрачных шлифах устанавливается присутствие в породах густой вкрапленности кальцита в виде мелких выделений неправильной или розетковидной формы, а также мельчайших его кристалликов. Местами кальцит образует почти сплошную мелкозернистую массу с высоким двупреломлением. Содержание кальцита по определениям в шлифах колеблется от 5—10 до 30—40%, т. е. породы местами переходят в мергели. Особенно велико содержание кальцита в нижних горизонтах глинистых пачек. В верхних же их частях, там, где возрастает количество песчано-алевроитовой примеси, карбонатность пород заметно снижается.

Данные петрографических наблюдений подтверждают определения карбонатности глин по содержанию растворимого остатка. Так, в нижних горизонтах пачки плотных глин, залегающих в основании разреза исследуемой толщи, содержание CaCO_3 составляет 20—22,5%, а в верхних — 14—16%. В глинах песчано-глинистой пачки (интервал 10—16 м) карбонатность ниже, чем в других пачках, — внизу она равна 18%; а вверху падает до 5—6%. Наибольшее содержание карбоната кальция отмечено в нижней части пачки ленточных глин и мергелей, залегающих в средней части разреза тукаландинской толщи (32,5%). В верхней опесчаненной части разреза этой пачки оно опускается до 15%. Серые лейточные мергели, залегающие в виде прослоя в пачке бурых песков (интервал 31—34 м), характеризуются устойчивым содержанием CaCO_3 (28—30%).

Минералого-петрографическими исследованиями в глинах и мергелях рассматриваемой толщи установлен разнообразный комплекс терригенных

минералов, насчитывающий 56 минеральных видов. Основные минералы: кварц, плагиоклазы, альбит, калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), пироксены. Второстепенные и акцессорные: магнетит, ильменит, гидроокислы железа, роговая обманка, турмалин, гранат, эпидот, циркон, рутил, сфен, лейкоксен, апатит, кианит, силлиманит, доломит, кальцит, цеолиты. Спорадически встречаются ставролит, оливин, хромит, хлорит, биотит, сидерит, шпинель, актинолит, тремолит, анатаз, андалузит, корунд, монацит, ирицит, графит, мусковит, барит, титаномагнетит, глаукоцит, лептохлорит, вивинит, белая слюда. Обломки пород и агрегаты: минералы группы монтмориллонита, базальт, долерит, кварц-полевошпатовые породы, кварциты, микрокварцит, кремни, кусочки каменного и бурого угля, окатыши глин и аргиллитов, агрегаты каолинита, обломки сильно измененных хлоритизированных пород. Обломочный материал во фракциях дезинтегрирован плохо — много сростков минералов, мелких включений одних минералов в другие.

Указанный минеральный комплекс и морфогенетические особенности одноименных минералов в качественном отношении выдерживаются по всему разрезу, варьируя лишь в небольших пределах. Наиболее полно он представлен в алевроитовых фракциях глин и мергелей. При этом, как видно на рис. 1, наряду с увеличением содержания алевроитовой фракции, в верхних частях глинистых пачек имеет место и некоторое возрастание роли кварца, главным образом за счет обломков пород. Соотношение минералов в тяжелой фракции весьма постоянно, во всех пробах господствуют пироксены.

В глинах и мергелях отмечается также присутствие единичных, беспорядочно рассеянных зерен песчаной размерности и даже мелкого гравия размером около 1 мм. Это преимущественно кварц, реже плагиоклазы или калиевые полевые шпаты, а также обломки базальтов или долеритов с хорошо сохранившимися структурой и составом. В заметном количестве (0,5—2%) присутствует тонкий распыленный растительный детрит, иногда отмечаются обломки спикул губок.

Несколько своеобразным составом отличаются только бурые глины из малоомощных прослоев, заключенных в пачке бурых песков. Они характеризуются массивной или линзовиднослоистой текстурой, значительным содержанием плохо отсортированного алевроитового материала с примесью песка. Распределение терригенного материала беспорядочное, карбонатность глин утрачивается. Структура породы алевропелитовая или псаммо-алевропелитовая.

Результаты термического анализа 12 образцов глин, отобранных по всему разрезу и из всех разностей, указывают на их монтмориллонитовый состав. В виде примеси всегда присутствуют хлорит и органическое вещество. Изредка отмечается очень небольшая примесь гидрослюд. Кривые нагревания глин приведены на рис. 3.

Пески и алевроиты тукаландинской толщи плохо отсортированы и чаще всего представляют собой трехкомпонентные породы с переменным содержанием песчаной, алевроитовой и глинистой фракций. Все разности песков и алевроитов, за исключением песчаного наполнителя валунно-галечных отложений и горизонта косослоистых песков в верхней части песчано-глинистой пачки, сильно глинисты (см. рис. 1). Это обычно рыхлые, иногда сыпучие породы, и только в песчано-глинистой пачке содержатся достаточно уплотненные разности, из которых были изготовлены шлифы. Так, например, песок из прослоя, залегающего в средней части разреза песчано-глинистой пачки, представляет плохо отсортированную трехкомпонентную породу с примерно равным содержанием песчаной (41%), алевроитовой (32%) и глинистой фракций (27%). Обломочный материал слабо окатан и представлен в основном кварцем (около 45%) и полевыми шпатами (40%), среди которых преобладают плагиок-

лазы. В подчиненном количестве присутствуют обломки пород: базальтов, долеритов, кварцитов и других. Характерны овальные окатыши глини и аргиллитов, отличающиеся высоким двупреломлением в золотистых тонах с волнистым погасанием и зеленовато-бурой окраской в проходящем свете. Структура массивная тонкоочешуйчатая. Окатыши располагаются вдоль слоев, обогащенных крупным терригенным материалом, и залегают плашмя, иногда кулисообразно, краями налегая друг на друга. Размер их до 0,8 м. Отмечаются также обломки карбонатных пород: известняков, доломитов, изредка зерна рудных минералов, в том числе пирита.

Цементирующей массой служит бурое в проходящем свете глинистое вещество с большим содержанием крупнопелитовых частиц и тончайшего алевроитового материала. Местами в цементе наблюдаются выделения кальцита. В скрещенных николях глинистое вещество цемента очень слабо двупреломляет и иногда обнаруживает чешуйчатое строение. Тип цементации базальный, реже поровый.

Пески и алевроиты других слоев отличаются в основном количественным соотношением фракций. Исчезают окатыши аргиллитов и глини, а в бурых песках верхней части разреза четвертичной толщи зерна терригенных минералов часто окружены лимонитовой рубашкой. Здесь же глинистое цементирующее вещество местами густо импрегнировано точечными выделениями коллоидных гидроокислов железа.

По структуре и составу глинистое вещество цемента песков и алевролитов очень сходно с основной массой глинистых пачек, а минеральный состав песчаных и алевроитовых зерен — с составом их песчано-алевритовой фракции. Однако, как видно на рис. 1, алевроитовая фракция в песчаных и алевроитовых породах почти во всем разрезе рассматриваемой толщи характеризуется более высоким содержанием кварца, тогда как в глинах преобладали полевые шпаты и обломки пород. Только в песках, являющихся наполнителем валуно-галечных отложений, алевроитовая фракция вновь приобретает резко выраженную полиминерность. Тяжелая фракция в песках и алевроитах в качественном и количественном отношении аналогична таковой в глинах. Закономерного изменения

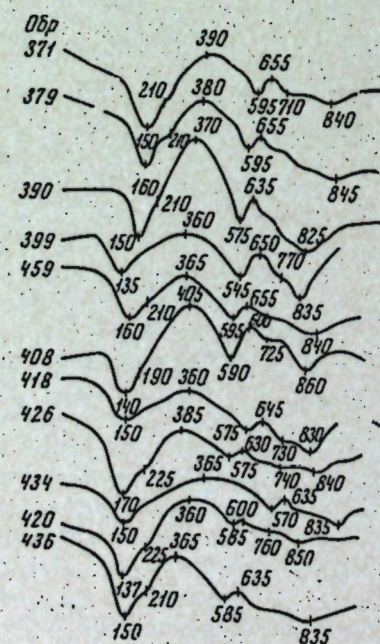


Рис. 3. Кривые нагревания образцов глины

Обр. 371, 379, 390 — пачка плотных ленточных глини (интервал 0—8 м);
обр. 399, 459 — песчано-глинистая пачка (интервал 10—16 м);
обр. 408, 418, 426 — пачка ленточных глини и мергелей (интервал 16—20 м);
обр. 434 — глинистый мергель из пачки бурых песков (интервал 31—34 м);
обр. 420, 436 — бурые глины (высота, соответственно, 28 и 34,5 м)

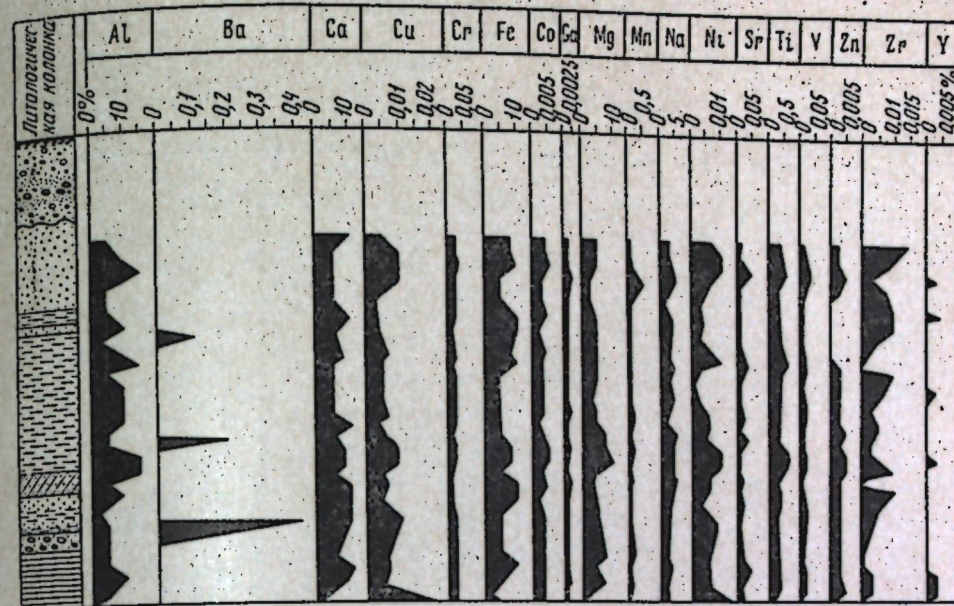


Рис. 4. Содержание некоторых элементов в породах тукаландинской толщи по данным полуколичественного спектрального анализа

Условные обозначения см. на рис. 1

ее состава, в зависимости от изменения типа пород, не наблюдается, а вариации состава ничтожны (см. рис. 1).

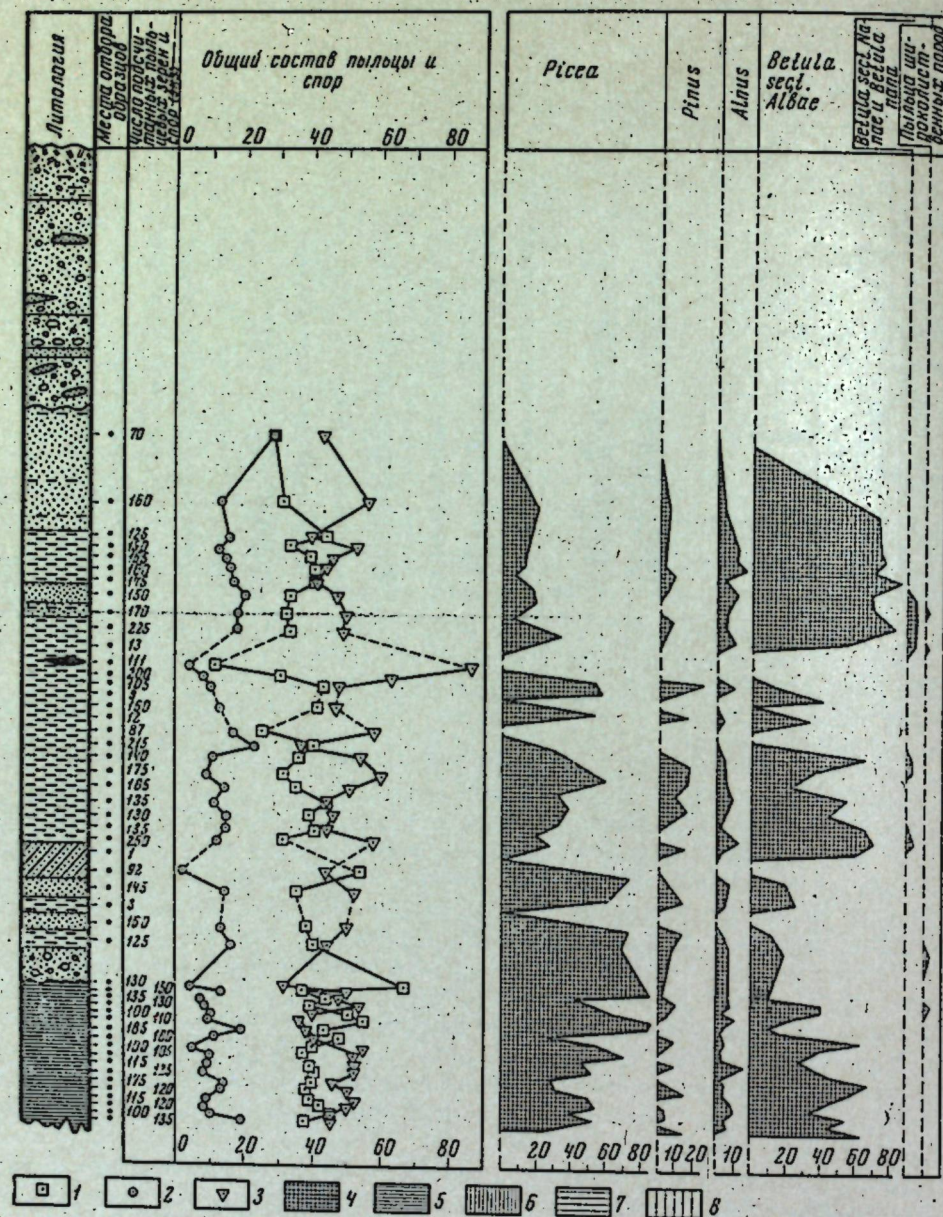
Таким образом, песчаные и алевроитовые породы рассматриваемой толщи по своему вещественному составу очень сходны между собой и с составом алевроитовой фракции в глинах и мергелях. Никаких качественных различий в составе этих пород не наблюдается, хотя пески и алевроиты содержат, как правило, больше кварца и меньше полевых шпатов. В алевроитовой фракции глини всегда больше и обломков пород, среди которых, однако, преобладают агрегаты минералов глини группы монтмориллонита, т. е. недезинтегрированные обломки их основной массы.

Однородность вещественного состава всех разновидностей пород, составляющих толщу, подтверждается и данными спектрометрии, обнаруживающими лишь небольшие колебания в содержании ряда элементов, в связи с изменениями типа пород (рис. 4).

Минералогическая зональность, подобно той, какая имеет место в разрезе морских четвертичных отложений севера Западно-Сибирской низменности и которая, как было показано А. В. Гольбертом (Гудина, Гольберт, 1962; Гольберт и др., 1965), обусловлена климатическими изменениями, в данной толще не наблюдается. Все это указывает на большую скорость осадконакопления, отсутствие четко выраженной дифференциации осадочного материала в процессе его накопления, постоянство основных источников питания и однообразие физико-географической обстановки седиментации.

Только в верхней части разреза исследуемой толщи, начиная с пачки бурых песков, как видно на графике соотношения устойчивых и неустойчивых минералов и обломков пород в алевроитовой фракции (см. рис. 1), наблюдается некоторое повышение значений коэффициентов устойчивости по основным породообразующим минералам¹. В этом можно убе-

¹ Коэффициенты устойчивости рассчитывались как отношения суммы устойчивых и неустойчивых минералов и обломков пород в легкой и тяжелой фракциях.



Данные содержания форм железа и серы в четвертичных породах верховьев р. Тукаланды

Название слои (пачки)	№ обр.	Гранулометрический тип пород	Формы железа (в %) от породы				Формы железа (в %) от реакционно-способного железа				Сера (в %) от породы			Сорг.	Fe ²⁺ Fe ³⁺	Fe ²⁺ Fe ³⁺	Минерализация вод водосма
			Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺			
песчано-галунно-глинистый	466	Песок	4,75	1,73	1,06	1,96	36,5	22,3	41,3	Нет	Нет	0,02	0,02	0,11	1,63	Б.м.	Пресные
	467	"	4,64	2,54	0,53	1,55	54,7	11,4	34,0	0,43	"	0,04	0,04	0,11	4,78	0,10	
	468	"	4,53	1,84	0,90	1,75	43,6	19,9	33,6	0,88	"	0,04	0,04	0,11	2,04	0,36	
	469	"	5,26	1,26	1,73	2,27	24,9	33,0	43,1	Нет	"	0,01	0,01	0,14	0,73	Б.м.	
бурых песков	443	Песок	3,97	1,54	1,01	1,45	38,0	25,5	36,8	Нет	Нет	Нет	Нет	0,13	1,43	—	"
	439	"	4,30	1,29	1,14	1,87	30,0	26,5	43,5	"	"	"	"	0,15	1,13	—	
	437	Глина	4,97	1,17	1,41	2,39	23,5	23,4	48,0	"	"	"	"	0,18	0,83	—	
	436	"	5,53	0,70	2,46	2,35	12,7	44,5	42,5	0,36	0,02	0,02	0,02	0,87	0,03	0,02	
	434	"	5,37	1,23	1,73	2,38	22,8	32,2	44,2	0,56	0,03	0,03	0,03	0,47	0,71	0,06	
ленточных глин и мергелей	426	Песок	3,86	1,23	1,06	1,54	31,9	27,5	40,8	0,77	"	0,03	0,03	0,16	1,16	0,16	"
	420	Алеврит	4,22	1,76	0,79	1,61	41,7	18,7	38,2	1,42	"	0,07	0,07	0,37	2,24	0,16	
	418	Песок	4,33	1,34	1,15	1,87	30,3	26,6	43,2	Нет	Нет	Нет	Нет	0,26	1,14	—	
	408	Глина	5,26	1,37	1,70	2,17	26,0	32,4	41,3	0,38	"	0,02	0,02	0,40	0,81	0,05	
песчано-глинистая	405	Песок	3,94	1,68	0,75	1,51	42,6	19,0	38,4	Нет	Нет	Нет	Нет	0,18	2,34	—	"
	403	"	3,91	1,84	0,79	1,25	47,0	20,2	32,0	0,77	"	0,03	0,03	0,33	2,33	0,09	
	447	"	3,91	1,62	0,84	1,44	41,3	21,4	36,8	0,25	"	0,01	0,01	0,40	1,93	0,02	
	329a	"	4,78	2,07	1,34	1,31	43,3	28,1	37,4	1,25	"	0,07	0,07	1,16	1,54	0,05	
	459	Алеврит	4,92	1,20	1,65	2,07	24,4	33,6	42,0	Нет	"	0,03	0,03	0,35	0,73	Б.м.	
	399	Глина	6,12	1,34	2,15	2,59	22,0	35,0	42,3	0,65	"	0,05	0,05	0,71	0,62	0,06	
плотных ленточных глин	379	Глина	5,81	1,68	1,76	2,31	28,9	30,3	39,6	1,03	"	0,07	0,07	0,53	0,96	0,11	Слабо солончатые
	371	"	5,93	1,51	2,24	2,10	25,4	37,8	35,4	1,35	"	0,09	0,09	0,47	0,67	0,17	

Распределение пылицы древесных пород по разрезу указывает на преобладание в древостое ели, а во время накопления пачки бурых песков и алевритов — березы. Смена преимущественно елового редколесья березовым, возможно, была связана с уменьшением влажности климата и почв.

Следует, однако, подчеркнуть, что к интерпретации палинологической диаграммы тукаландинской толщи следует подходить с большой осторожностью, ибо значительная часть пылицы и спор в ней переотложена. На это указывает, в частности, большое (до 60%) количество пылицы плохой сохранности и приуроченность наибольшего ее содержания к низам разреза, в том числе, к сравнительно грубым осадкам песчано-глинистой пачки. Этим, видимо, можно объяснить обогащение осадков устойчивой при переотложении пылью ели (содержание которой местами достигает 80% от пылицы всех древесных пород, что является чрезмерным для этих широт) и, наряду с высоким в целом содержанием пылицы древесных пород и спор, свойственным северотаежным спектрам, значительное количество пылицы *Artemisia*. Такой смешанный состав спектров, слагаемых компонентами тундровой и таежной растительности, мог образоваться в условиях лесотундры или даже тундры при размыве отложений межледниковья, охарактеризованных богатыми таежными спорово-пыльцевыми спектрами¹.

Для выяснения фашиальной природы отложений более 20 образцов глины и других пород, отобранных по всему разрезу толщи, были подвергнуты специальным геохимическим исследованиям, включая сюда определение солёности вод древних водоемов по величине Fe²⁺:Сорг., по методу Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955), по содержанию в породах бора и по химическому составу поглощенного комплекса катионов, по методике Н. С. Спиро (1956).

В табл. 1 приведены результаты фазового анализа образцов пород на содержание различных форм железа, серы и органического вещества. Как видно из табл. 1, содержание Сорг. в породах всех типов низкое (0,11—1,15%) и колеблется в зависимости от гранулометрического состава отложений. В этом не трудно убедиться, сравнив, например, количество Сорг. в песках и глинах. Содержание валового железа колеблется около его кларковых значений (3,86—6,12%), причем, как показывают вычисления баланса его форм, железо в значительной мере, особенно в песках, имеет обломочное происхождение.

Содержанию пиритного железа, определенное по количеству сульфидной серы, очень невелико и колеблется от 0,01 до 0,09% от породы (1,42% от количества реакционноспособного железа). Во многих образцах оно не было обнаружено вовсе. По отношению содержания пиритного железа к Сорг. в подавляющем большинстве случаев устанавливается пресноводный характер водоемов, в которых происходило накопление глины и мергелей исследуемой толщи (Fe²⁺:Сорг. колеблется от бесконечно малых величин до 0,1). Только для двух образцов из пачки плотных известковистых ленточных глин, залегающих в основании разреза, получены значения, характерные для водоемов со слабо солончатыми водами (Fe²⁺:Сорг. = 0,11—0,17). Что же касается песчано-алевритовых отложений, то в двух случаях из 14 величина этого отношения оказалась больше 0,1 и равной 0,16, а в одном — даже 0,36, что уже соответствует соотношения Fe²⁺ к Сорг. в песках, часть из которых относится к заведомо аллювиальным (обр. 468 со значением Fe²⁺:Сорг. = 0,36), объясняются присутствием в них значительного количества обломочного железа, в том

¹ Ниже будет показано, что в составе тукаландинской толщи значительная роль действительно принадлежит продуктам переотложения морских четвертичных отложений, в том числе межледниковых казанцевских.

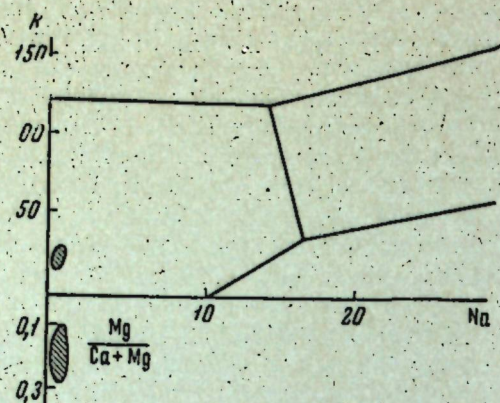


Рис. 6. Диаграмма химического состава поглощенного комплекса катионов

числе пиритного. При определении солености вод древних водоемов по отношению $Fe_{пир.}$ к $Co_{орг.}$ песчаные фации должны, следовательно, анализироваться с большой осторожностью. В нашем же случае образование песчано-алевритовых осадков в пресных водоемах подтверждается как данными фациального анализа, так и результатами большинства определений отношения $Fe_{пир.}$ к $Co_{орг.}$. На пресноводный характер водоемов указывает и низкое содержание бора во всех пробах из разреза тукаландинской толщи (от 0,001 до 0,003%).

Вывод о пресноводном характере водоемов, в которых происходило накопление всей исследуемой толщи, подтверждается и составом поглощенного комплекса катионов. На диаграмме (рис. 6) все без исключения фигуративные точки располагаются в левой ее части в поле пресноводных условий. Для проб характерны низкие содержания K^+ и Na^+ и высокие Ca^{++} и Mg^{++} .

Завершая изложение фактического материала, приведем данные микропалеонтологических исследований, результаты которых оказались весьма показательными и важными для понимания генезиса и возраста отложений.

В разрезе тукаландинской толщи на микрофауну было отобрано не реже чем через 1 м и изучено более 60 образцов из всех литологических разностей. В 16 образцах были обнаружены единичные или немногочисленные четвертичные фораминиферы, а в одном из них (обр. 431, высота 30 м) — обломок раковины остракоды *Cypridea* sp. indet., более всего напоминающей раннемеловую форму *Cypridea koskulensis* Mandelstam (определение М. А. Решетниковой). В бурых алевритовых песках были также найдены неопределимые из-за плохой сохранности диатомовые водоросли. Н. А. Халфина тем не менее устанавливает их принадлежность к пресноводным. Сохранность фораминифер плохая, все без исключения раковины обломаны, иногда они слабо ожелезнены (побурели). Ввиду этого определения до вида сделаны в открытой номенклатуре.

Фораминиферы встречаются не по всему разрезу и, что особенно характерно, довольно мощные пачки глин, которые в четвертичных морских отложениях севера Западно-Сибирской низменности лучше всего охарактеризованы микрофауной, в данной толще ее не содержит совершенно. И наоборот, песчаные отложения, в том числе грубозернистые косослоистые и гравийно-галечные их разности, содержат в ряде случаев раковинки фораминифер. Так, например, только растительные остатки были встречены в образцах пачки плотных ленточных глин и мергелей (интервал 0—8 м), в глинах песчано-глинистой пачки (интервал 10—16 м), в прослойке мергелей (интервал 31—34 м), залегающей в пачке бурых песков и алевритов. Но были найдены фораминиферы и в наиболее мощной глинисто-мергелистой пачке, залегающей в интервале 16—29 м,

за исключением ее верхней опесчаненной части. Все местонахождения фораминифер, таким образом, приурочены к песчаным осадкам и обнаружены даже в песчано-валуно-галечных отложениях. В пачках глин раковинки фораминифер встречаются только в верхних опесчаненных их горизонтах (см. рис. 1).

Количество фораминифер в каждом образце, как правило, невелико — от одного до 10 экземпляров, и только в двух пробах на высоте 13 м (обр. 399а, основание слоя горизонтальнослоистого песка в песчано-глинистой пачке) и 30,8 м (пески бурые, алевритовые) содержание их достигает соответственно 39 и 25 экземпляров.

В первом случае основную часть составляют *Criboelphidium* cf. *goesi* (Stshedrina), *Protelphidium* cf. *orbiculare* (Brady), *Pr.* cf. *orbiculare* juv. Единично встречены *Cribrononion* cf. *obscurus* Gudina, *Protelphidium* cf. *lenticulare* Gudina, *Elphidium* cf. *subclavatum* Gudina, *Cassandra* cf. *teretis* (Tappan), *Planocassidulina* cf. *norcrossi* (Cushman). Такой состав видов фораминифер и их количества в пробах напоминает санчуговские отложения Енисейского севера. Однако в том же образце были обнаружены также довольно крупные раковины *Glandulina* sp. и *Milliolinella* cf. *grandis*, которые имеют крупные размеры раковин и встречаются в больших количествах только в залегающих стратиграфически ниже туруханских слоев того же района (Гудина, 1969).

Во втором случае, на высоте 30,8 м, наряду с видами фораминифер, обычными для всего разреза морского плейстоцена севера Западно-Сибирской низменности (*Elphidium* cf. *subclavatum*, *Protelphidium* cf. *leuticulare*, *Pr.* cf. *orbiculare*, *Pr.* cf. *orbiculare* juv., *Planocassidulina* cf. *norcrossi*) встречены единичные *Pseudoplymorphina* cf. *novangliae* и *Criboelphidium* cf. *subarcticum* (Cushman), известные только из казанцевских отложений (Гудина, 1969). Отнести же весь этот комплекс фораминифер к казанцевскому и соответственно датировать возраст вмещающих отложений не позволяет бедность видового состава и характер раковин вида *Protelphidium orbiculare*, который представлен в основном молодыми формами или же взрослыми особями небольших размеров, что наблюдалось только в санчуговских отложениях. Отметим, кстати, что в образце, взятом на 0,8 м ниже, вместе с единичными четвертичными фораминиферами была встречена и упоминавшаяся уже раковинка предположительно меловой остракоды. Весьма примечательны находки фораминифер в верхней пачке песчано-валуно-галечных отложений (см. рис. 1). Здесь в одном из образцов (обр. 466, высота 50,5 м) было найдено пять раковин фораминифер, обычных для видов морского плейстоцена Западной Сибири (*Criboelphidium* cf. *goesi* — 3 экз., *Protelphidium* cf. *orbiculare* — 2 экз.).

Общий список фораминифер, встреченных в отложениях исследуемой толщи и их количество в образцах, приведены в табл. 2.

Таким образом, условия захоронения фауны моллюсков и фораминифер, когда местонахождения тех и других приурочены главным образом или исключительно к отложениям, образовавшимся в водоемах с наиболее активным гидродинамическим режимом (песчано-валуно-галечные, песчаные косослоистые, песчанистые алевритовые глины), плохая сохранность фораминифер и окатанность обломков раковин моллюсков, и наконец, смешение видов разновозрастных комплексов фораминифер обособывают единственно правильный вывод о том, что остатки моллюсков, фораминифер и остракод в тукаландинской толще переотложены. Они попали сюда при размыве и переотложении материала морских четвертичных (туруханских, санчуговских и казанцевских), а отчасти и более древних, дочетвертичных отложений. Рассматриваемая толща является, следовательно, послеказанцевской.

Таблица 2

Видовой состав форминифер и их количество в образцах из тукаландской толщи

Название вида	Высота взятия образца (в м)													
	10	12	13	14	27	28	29	30	30,8	35	39	44	50	
<i>Quinqueloculina</i> sp.			1											
<i>Milliolinella</i> cf. <i>grandis</i> (Gudina)			2											
<i>Dentalina</i> cf. <i>baggi</i> Gall et. Wissl.			1											
<i>Pseudopolymorphina</i> cf. <i>novangliae</i> (Cushman)									1					
<i>Glandulina</i> sp.			1											
<i>Globulina</i> sp.	1													
<i>Buccella</i> sp.		1		1										
<i>Cribrononion</i> cf. <i>obscurus</i> Gudina			5					1						
<i>Nonionellina</i> <i>labradorica</i> (Dawson)								1						
<i>Protelphidium</i> <i>asterotuberculatum</i> (Voor-thuysen)						1	1		2					
<i>Pr.</i> cf. <i>lenticulare</i> Gudina			1		2	2		1	5					
<i>Pr.</i> cf. <i>orbiculare</i> (Brady)			10				2	1	4				2	
<i>Pr.</i> cf. <i>orbiculare</i> juv.		2								1	1			
<i>Elphidium</i> cf. <i>subclavatum</i> Gudina	1	12	1	3	2	3	1		8		3			
<i>Criboelphidium</i> cf. <i>goësi</i> (Stshedr.)			15		3		1	1	3			1	3	
<i>Cr.</i> cf. <i>granatum</i> (Gudina)					2									
<i>Cr.</i> cf. <i>subarcticum</i> (Cushman)									1					
<i>Stainforthia</i> cf. <i>loeblichii</i> (Feyling-Han-ssen)				1						1				
<i>Cassidulina</i> cf. <i>subacuta</i> (Gudina)		4			1					1				
<i>Islandiella</i> <i>islandica</i> (Norvang)						1								
<i>Cassandra</i> cf. <i>teretis</i> (Tappan)			1											
<i>Planccassidulina</i> cf. <i>norcrossi</i> (Cushman)			1					1	1					
Общее количество экземпляров	2	19	39	5	10	7	5	6	25	3	4	1	5	

Располагая изложенными выше данными полевых наблюдений и результатами комплекса лабораторных исследований, можно достаточно уверенно судить о фацальной природе отложений, а также воссоздать условия и обстановку их формирования.

Пачки известковистых ленточных глин и мергелей несомненно образовались в озерных водоемах с очень спокойным гидродинамическим режимом. В зимнее время они покрывались льдом (время накопления слоев глин), а летом вскрывались, и формирование осадка также происходило в спокойных водах (отсутствие следов взмучивания осадков и резкие нижние границы между летними алевритовыми и зимними глинистыми слоями), но при более энергичном привносе тонкого обломочного материала поверхностными водами и ветрами. Озерные водоемы были небольшими по размерам (не широкими), по сравнительно глубокими. В противном случае, трудно объяснить высокую степень дисперсности осадочного материала, с одной стороны, и попадание в него сравнительно крупных и тяжелых (песчаных и мелкогравийных) частиц, с другой. В прибрежных участках тонкие ленточные глины сменялись, по-видимому, неслоистыми песчано-алеврито-глинистыми илами. Морской генезис пачек глин и мергелей опровергается всем имеющимся материа-

лом — взаимоотношением их с соседними заведомо континентальными фациями, высокой карбонатностью пород, что совершенно не характерно для осадков высокоширотных морских бассейнов, структурой пород и, наконец, данными лабораторных исследований, определенно указывающих на пресноводный характер водоемов. Отметим еще и то обстоятельство, что в обстановке морского бассейна (пусть даже в узком заливе типа фиорда) осадки непременно содержали бы рассеянный валунино-галечный материал, разносимый плавающими льдами. Это же отрицает и возможность отнесения водоемов к сильно опресненным участкам (заливам, эстуариям, фиордам) морского бассейна. В этом смысле особенно показательны взаимоотношения пачек глин с фациями песков, в том числе явно аллювиальных. Переходы между ними, как правило, постепенные, а смены фацальных обстановок частые (например, в песчано-глинистой пачке), что возможно только в континентальных условиях.

Верхние опесчаненные горизонты пачек глин фиксируют усиление динамики озерных вод, связанное с их обмелением и, очевидно, возникновением стока вод из озера. Ленточные структуры здесь постепенно утрачиваются, осадки становятся слабо сортированными, песчано-алеврито-глинистыми. С усилением стока эти осадки постепенно, но достаточно быстро, обогащаются песчано-алевритовым материалом и переходит в фацции мелкозернистых горизонтально- или линзовидно-слоистых песков, а затем в аллювиальные русловые отложения с характерным для них косослоистым строением пачек. Таким образом, в конечные этапы накопления глинистых пачек озера становились проточными, а затем спускались, и на их месте вновь возникали реки. Именно так обстояло дело, например, во время формирования песчано-глинистой пачки.

В равной мере это относится к пачкам ленточных глин и мергелей, а также бурых песков и алевритов, составляющих среднюю часть разреза толщи. Только «регрессивный» этап здесь был значительно более длительным и, по-видимому, имел место в обстановке некоторого потепления климата (пачка бурых песков). В это время озерный бассейн сильно обмелел, особенно в конце этапа (знаки волновой ряби), затем значительная часть его дна стала, вероятно, сушей, и накопившиеся осадки подвергались процессам субаэрального выветривания и облессования. Пласт серых ленточных мергелей, заключенный в пачке бурых песков, фиксирует резкую смену мелководного озерного водоема глубоким.

Состав и строение пачек песчано-валунино-галечных отложений (окатанность и определенная ориентировка галек и валунов, грубая слоистость пачек, линзы косослоистых песков и ряд других признаков) совершенно однозначно разрешают вопрос о принадлежности отложений к русловому горному аллювию. При этом, степень расчленения и абсолютные отметки палеорельефа были, вероятно, весьма сходными с современными, о чем свидетельствует близость размеров грубого обломочного материала в песчано-валунино-галечных пачках рассматриваемой толщи и современного аллювия р. Тукаланды.

Перед отложением верхней песчано-валунино-галечной пачки произошло, видимо, и некоторое понижение базиса эрозии, на что указывает энергичный размыв верхних горизонтов пачки бурых песков.

Итак, залегающая в древней долине р. Тукаланды четвертичная послеканцанцевская толща сложена чередующимися в разрезе озерными и аллювиальными отложениями, включающими фацции руслового горного аллювия. Характер фацций и их смена в стратиграфической последовательности свидетельствуют о том, что в пределах одной и той же площади условия глубоких озерных водоемов достаточно быстро или медленно, но всегда постепенно (через обстановку проточных озер), сменялись условиями седиментации в русле горной реки. Возрождение же вновь обстановки глубокого озерного водоема всегда происходило как бы

внезапно (пачки тонкоотмученных глин и мергелей с резким и ровным контактом, без каких-либо переходных отложений и следов размыва ложатся на песчаные или валунно-галечные осадки горного руслового аллювия).

Ясно, что такая смена обстановок могла происходить только в достаточно глубокой речной долине при неоднократном и относительно внезапном подпруживании реки в нижней части долины (когда она затоплялась и превращалась в глубокий озерный водоем) и при последующих прорывах вод через преграду. Прорыв вод и сток их через преграду не мог быть внезапным, а развивался постепенно, вплоть до полного ее размыва. Поэтому озерные водоемы становились сначала проточными, постепенно мелели и сокращались в размерах и, наконец, превращались в реку. Последовательная смена этих событий и «записана» в разрезе рассматриваемой толщи.

Что же послужило этой преградой и с чем связаны ее неоднократные и внезапные появления в древней долине р. Тукаланды?

Такой преградой в конкретной геологической ситуации района мог быть только ледник¹ и оставленные им конечные морены. Отсюда следует, что время образования большей части тукаландинской толщи относится к тому этапу послеказанцевской истории, когда край ледника Средне-Сибирского плоскогорья располагался вблизи западной окраины плато Путорана и периодически то продвигался на запад, перекрывая Норильско-Хантайскую долину и запирая устья горных речных долин на востоке Норильского плато, то возвращался назад, освобождая равнинную часть района, где возникал приледниковый бассейн. Верхняя часть толщи образовалась в сравнительно более теплом и сухом климате, видимо, уже после того как ледники, а вслед за ними и приледниковые бассейны, покинули равнинные части района и сопредельные площади. Это вызвало понижение местного базиса эрозии и размыв ранее накопившихся в долине р. Тукаланды отложений (верхняя песчано-валунно-галечная пачка).

Таким образом, время формирования всей толщи приходится на конец ледниковья (время рецессии ледника) и начало последующего более теплого периода. В послеказанцевской истории Сибири образование тукаландинской толщи могло быть связано, следовательно, только с зырянской ледниковой эпохой.

Авторы считают наиболее вероятным образование ее в одну из ранних стадий зырянского оледенения и в первой половине последующего интерстадиала. Этот предварительный вывод хорошо подтвержден радиоуглеродной датой из линзы торфа (полученной уже после завершения настоящего исследования) — 34300 ± 500 лет (ГИН-356).

Ориентировочные расчеты продолжительности этапа формирования тукаландинской толщи, произведенные по ленточным глинам (скорость накопления которых составляла 1 м за 150—180 лет, а суммарная мощность глин в разрезе 30 м), а также оценка средней скорости накопления песков и песчано-валунно-галечных отложений всего в 2 раза выше глин, дают величины в 6—7 тыс. лет (максимум 10 тыс. лет, если бы вся толща была сложена глинами; минимум времени, необходимого для накопления глин реального разреза, — 5 тыс. лет).

Подсчет времени накопления слоев, лежащих ниже линзы торфа, показал, что на формирование этой части разреза потребовалось около 4—5 тыс. лет, т. е. оно началось около 40000 лет назад, что может отвечать концу первой крупной фазы зырянского оледенения и, возможно, ее поздней (среднезырянской) подфазы — вероятного аналога среднего вюрма или среднего висконсина. Верхняя часть тукаландинской толщи

¹ В. В. Рогожин не разделяет представлений об оледенении плоскогорья.

Рис. 7. Схема реконструкции движения зырянских ледников в районе Норильского плато и механизм образования подпрудных бассейнов



- 1 — участки плато с абсолютными отметками более 500 м;
- 2 — то же с отметками 400—500, редко до 400 м;
- 3 — поверхность холмисто-котловинного ледникового рельефа на высотах 200—360 м;
- 4 — участки речных долин с подпрудными озерными отложениями на высотах 300—360 м;
- 5 — долинная часть района с абсолютными отметками 60—200 м, затоплявшаяся водами плейстоценовых морских бассейнов;
- 6 — установленные выходы фаунистически охарактеризованных морских плейстоценовых отложений в долине р. Рыбной;
- 7 — направления движения ледников в районе;
- 8 — вероятные направления сноса обломочного материала из морен в озерные котловины;
- 9 — обнажение в верховьях р. Тукаланды

накопилась за 2—3 тысячелетия, и формирование ее закончилось около 31—32 тыс. лет назад, еще в интерстадиальных условиях. Залегающая в самой верхней части тукаландинского разреза пачка несортированных валунных суглинков и алевроитов (53—56 м), взаимоотношение которой с тукаландинской толщей проследить не удалось, оставлена, очевидно, ледником последней крупной стадии зырянского оледенения, имевшей место около 20 000 лет назад (Троицкий, 1967).

На рис. 7 схематично изображен современный план местности и нанесены известные на сегодняшний день местонахождения зырянских ледниковых отложений (конечных морен) на востоке Норильского плато, морских четвертичных отложений в Норильско-Хантайской долине, а также показаны пути движения зырянских ледников, реконструированные В. С. Старосельцевым (1965а, б) и дополненные В. Д. Крюковым на основе данных крупномасштабных геологических съемок и специальных исследований в связи с поисками полезных ископаемых валунным методом.

Как видно на схеме, бассейн верхнего течения р. Тукаланды располагается на юго-востоке Норильского плато, а долина реки прорезает его с севера на юг. Истоки реки в настоящее время располагаются на абсолютных отметках около 560—600 м, а ее левых притоков — на высоте 350—400 м. Истоки правых притоков, берущих начало в центральной части плато, располагаются сейчас на высоте около 600 м над уровнем моря.

Река Тукаланда протекает в древней долине, глубина которой достигает 300 м, а ширина колеблется от 2 до 5 км. В верховьях реки, на участке развития тукаландских отложений, днище долины расширено, а русло распадается на многочисленные ветвящиеся рукава; течение медленное, спокойное. Продольный профиль значительно выполаживается. В русловом аллювии преобладает песчано-гравийно-галечный материал, валуны встречаются сравнительно редко. Ниже по реке, в области

развития ледниковых отложений (рис. 7), днище долины сужается, резко возрастает уклон реки. В ее русле, ограниченном высокими и крутыми берегами, нагромождения валунного и крупногалечного материала образуют перекаты. Здесь река имеет несколько крутых врезанных меандров.

Конечные морены зырянских ледников установлены в ряде пунктов на восточной окраине Норильского плато на отметках до 360 м (рис. 7). В период своей максимальной активности ледники, по-видимому, могли заполнить и верхнюю часть долины р. Тукаланды, но, как полагает В. С. Старосельцев, никогда не перекрывали центральную, наиболее возвышенную часть плато и его западные склоны. В своем верхнем течении р. Тукаланда, следовательно, могла, а левыми притоками несомненно дренировала моренные образования.

Восточнее плато располагается широкая меридиональная Норильско-Хантайская долина (абсолютные отметки 60—200 м), выполненная четвертичными отложениями, среди которых В. Д. Крюков и В. В. Рогожин недавно обнаружили санчуговские морские слои с остатками моллюсков и фораминифер. На востоке района лежит плато Путорана и Харае-лахские горы, где в зырянскую ледниковую эпоху располагались ледники.

При движении ледников в направлениях, указанных на рис. 7 стрелками, они пересекали Норильско-Хантайскую долину, захватывая по пути рыхлые отложения и перемещая их на запад. При этом основная масса льда и транспортируемого им материала, «обтекая» Норильское плато, устремлялась на окраины Западно-Сибирской низменности. Одновременно некоторая часть ледника под напором массы движущегося льда поднималась по восточному склону плато, достигая высоты 360—400 м. Там отлагались конечные морены из материала местных коренных пород и пород, слагающих Средне-Сибирское плоскогорье, а также захваченных по пути рыхлых отложений Норильско-Хантайской долины. Так, в этапы максимальной активности зырянских ледников на водосборной площади р. Тукаланды были созданы предпосылки для последующего размыва и переотложения поверхностными водотоками материала морских четвертичных отложений вместе с содержащимися в них органическими остатками (раковинами моллюсков, фораминифер и др.) в долину реки.

В позднеледниковое время долина р. Тукаланды в средней своей части (у выхода ее на Хантайскую равнину) неоднократно (не менее 4 раз за время накопления тукаландинской толщи) преграждалась ледником или его конечноморенными образованиями. Это неминуемо приводило к быстрому затоплению долины и превращению ее в глубокий озерный водоем. После отступления ледника преграда (конечная морена) разрушалась, и озеро становилось сначала проточным, а затем постепенно мелело и, в конце концов, превращалось в горную реку. Так повторялось несколько раз, что и нашло свое отражение в разрезе тукаландинской толщи в виде чередования пачек озерных известковистых глин и мергелей (с венчающими эти пачки песчано-алеврито-глинистыми горизонтами) и фаций руслового горного аллювия: косослоистыми грубозернистыми песками, песчано-валунно-галечными отложениями.

Такова гипотеза авторов относительно генезиса тукаландинской толщи. Эта гипотеза удовлетворительно объясняет совокупность наблюдаемых фактов и каждый из них в отдельности, достаточно глубоко и разносторонне аргументирована имеющимися сейчас материалами.

Следует отметить, что исследованная толща не является чем-то совершенно исключительным. Сходные по составу отложений разрезы известны и в других пунктах на восточной окраине Норильского плато (рис. 7). Там они также приурочены к древним речным долинам и, видимо, их генезис во многом подобен генезису тукаландинской толщи и определяется теми же факторами. На это указывает, в частности, то обстоятельство, что на западной окраине плато, куда ледники не заходили,

и, следовательно, не могли возникнуть преграды вблизи выходов горных долин на равнину, отложения подобного типа отсутствуют совершенно. В то же время на западной окраине Норильского плато нигде не отмечаются и морские осадки, расположенные на таких же или близких высотах, хотя в тектоническом отношении западная часть Норильского плато мало чем отличается от восточной, а вблизи области сплошного распространения морского плейстоцена обнаружение их там было бы наиболее вероятным. Представление об озерно-аллювиальном генезисе рассматриваемой толщи коренным образом меняет сложившиеся мнения по целому ряду важных и дискуссионных вопросов четвертичной геологии этого района. Проведенные исследования дали также новый материал к познанию физико-географической обстановки стадий и интерстадиалов последнего оледенения.

ВЫВОДЫ

Вся толща четвертичных отложений в верховьях р. Тукаланды является континентальной, она сложена сменяющими друг друга в стратиграфической последовательности озерными и аллювиальными отложениями, накопившимися в древней речной долине. Морских образований в разрезе тукаландинской толщи нет, а заключенные в отложениях обломки раковин четвертичных морских моллюсков и фораминифер являются переотложенными. Возраст толщи среднезырянский. Образование ее, вероятно, произошло в позднеледниковый этап древнезырянской стадии оледенения и в начале последующего каргинского интерстадиала.

Присутствие в отложениях тукаландинской толщи остатков морских организмов (четвертичных моллюсков, фораминифер, усоногих раков, возможно плейстоценовых же губок) не связано с распространением морского плейстоцена в периферических, а тем более центральных районах Норильского плато. Уровень четвертичного морского бассейна, очевидно, никогда не превышал отметки +200 м. В исследованную толщу они были переотложены из зырянских морей, залегавших и залегающих в настоящее время на водосборной площади р. Тукаланды. В составе этих морей принимали участие и перенесенные ледниками из Норильско-Хантайской долины породы морского плейстоцена, из которых остатки морских организмов впоследствии и были вымыты поверхностными водотоками.

Во время накопления тукаландинской толщи было по крайней мере четыре осцилляции ледникового края. Длительность его наступаний с известными колебаниями сокращалась к концу позднеледниковья, варьируя в пределах от 2—2,5 тыс. (нижняя пачка плотных ленточных глин) до 600 лет (слой серых ленточных мергелей в верхней части разреза толщи). Этим самым подтверждается существование ледников на Средне-Сибирском плоскогорье и в равнинной части района не только в ледниковые стадии зырянской эпохи (за исключением самой поздней — норильской, когда ледники не выходили из гор), но и в конце ледниковых фаз, т. е. в позднеледниковья.

В Норильско-Хантайской долине, помимо установленных там в последнее время санчуговских морских слоев, некогда были распространены (возможно, кое-где сохранились и доныне) также более древние туруханские и более молодые казанцевские морские отложения.

К началу зырянской ледниковой эпохи Норильское плато представляло собой возвышенность с орографией, гидросетью и абсолютными отметками, близкими к современным. Существенных поднятий плато с этого времени не претерпело. Этот вывод противоречит представлениям о значительных амплитудах новейших движений северо-западной окраины Сибирской платформы, в частности, выводам А. А. Межвилка (1965). Он, основываясь на ошибочной трактовке возраста и генезиса тукаландинской толщи, рассматривал плато как «мобильную зону» в плиоцен-плейсто-

цене и, чтобы объяснить присутствие морских отложений на отметках выше 300 м, допускал его значительное поднятие.

Данные литологических и палеоботанических исследований (учитывая влияние процессов переотложения) указывают на сравнительно теплый (близкий к современному тем мест) климат конечных этапов ледниковых фаз и разделявших их интерстадиалов. В приледниковой зоне, куда во время отступления ледников входил исследуемый район, по берегам крупных приледниковых бассейнов существовали ландшафты типа современной лесотундры. В конце позднеледниковья и особенно в последующий интерстадиальный этап климат становился теплее и суше современного, приледниковые бассейны исчезали, а растительность приобретала характер елово-березового (очевидно, с лиственницей) редколесья. В то время уже совершенно отчетливо проявились черты гумидного литогенеза умеренных широт (пачка бурых песков и алевроитов).

На примере тукаландинской толщи можно видеть, что в некоторых случаях отложения ледниковых эпох (включая, очевидно, и морены) могут содержать сравнительно богатые спорово-пыльцевые комплексы, а также другие органические остатки, в том числе чуждые отложениям данного генетического типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Гольберт А. В., Гудина В. И., Левковская Г. М. 1965. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири.— В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука».
- Гудина В. И., Гольберт А. В. 1962. Литолого-палеонтологические исследования тазовско-санчуговских отложений в бассейне р. Турухан.— В сб.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск.
- Гудина В. И. 1969. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М., «Наука».
- Межевик А. А. 1963. Новые данные о морских четвертичных отложениях Норильского плато.— Уч. записки НИИГА, регион. геол., вып. 1.
- Межевик А. А. 1965. Развитие Норильского плато как мобильной зоны в плиоцене и четвертичном периоде.— Труды НИИГА, т. 143.
- Старосельцев В. С. 1965а. Применение валуно-поискового метода при открытии Талнахского месторождения медно-никелевых руд.— В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука».
- Старосельцев В. С. 1965б. Четвертичные оледенения и поиски полезных ископаемых валунным методом на северо-западе Сибирской платформы.— Автореф. канд. дисс. Новосибирск, СНИИГГиМС.
- Спиро Н. С., Грамберг Н. С., Вовк У. Л. 1956. Методика сравнительного изучения химического состава терригенных осадочных пород.— Труды НИИГА, т. 86.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Троицкий С. Л. 1967. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири.— Докл. АН СССР, т. 174, № 6.
- Хабаров А. В. 1946. Об индексах окатанности галечников.— Сов. геология, сб. 10.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Е. В. Шумилова, Ф. С. Бузулуцков Минерало-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения	8
Е. В. Шумилова Петрографический состав грубообломочного материала четвертичных доказательств северной Западной Сибири	37
С. С. Сухорукова Литогенетические особенности морских санчуговских отложений на Енисейском Севере	44
Ф. С. Бузулуцков Литолого-минералогический состав четвертичных отложений низовьев Енисея как показатель условий их формирования	55
Е. Е. Гуртовая Палинологическая характеристика четвертичных отложений Мужинского Урала	74
Т. П. Левина К палинологической характеристике морского плейстоцена западной части Таймырской низменности	85
Н. А. Халфина Каргинские диатомовые водоросли из опорного разреза в низовьях Енисея	100
А. В. Гольберт, В. И. Гудина, В. Д. Крюков, В. В. Рогожин, Н. И. Рогожина, Э. Е. Романова, С. С. Сухорукова, С. Л. Троицкий Комплексные геологические исследования четвертичных отложений верховьев р. Тукаланды (Норильское плато)	113

CONTENTS

Torword	5
E. V. Shumilova, F. S. Buzuluzkov	
Mineral composition and petrographic peculiarities of the quaternary deposits in Yenisey depression with respect to their origin	8
E. V. Shumilova	
Petrographic composition of the coarse waste of the quaternary Pre-Kazantzevo deposits in the West-Siberian North	37
S. S. Sukhorukova	
Lithologic peculiarities of marine Sanchugovka beds in the North Yenisey region	44
F. S. Buzuluzkov	
Lithological and mineral composition of the quaternary deposits in the Lower Yenisey region as indicators of sedimentation conditions	55
E. E. Gurtovaja	
The quaternary pollendiagrams from Muzschinian Ural upland	74
T. P. Levina	
The Pleistocene pollendiagrams from marine sediments of the western part of Taimyr lowland	85
N. A. Khalfina	
Diatoms from the type section of Karginsky beds	100
A. V. Golbert, V. I. Gudina, V. D. Krjukov, V. V. Rogozhin, N. I. Rogozhina, E. E. Romanova, S. S. Sukhorukova, S. L. Troitskiy	
The complex geological study of the quaternary sediments in the upper part of the Tokalanda valley (Norilsk Plateau)	113

УДК 549.1+552+551.78+550(571.5)

Минералогическо-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения, Шумилова Е. В., Бузулуцков Ф. С. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1971. М., «Наука». Стр. 8—36.

Статья посвящена результатам петрографического и минералогического изучения среднеплейстоценовых отложений Енисейской впадины, представленных подморенными, моренными и надморенными отложениями. Методами гранулометрического анализа, изучения прозрачных шлифов и иммерсионных препаратов установлены типы пород, петрографический и минералогический их состав и высказаны взгляды авторов на генезис отдельных горизонтов разреза. Подморенные горизонты подразделены на три генетически различные группы пород — речные аллювиальные, озерно-ледниковые и брекчиевидные монолитные породы, состоящие из обломков меловых глин и залегающие в подшве морены.

Морены самаровского и зырянского возраста охарактеризованы как хлоридиты с комплексом минералов кварц-плагиоклаз-пироксенового состава, с цементом глинисто-хлорит-карбонатного состава, отличающегося от цемента всех других горизонтов среднего плейстоцена северной зоны по карбонатному материалу. Установлен характер динамики обломочного материала во времени и намечены пути движения его с севера и востока. Проведена сравнительная характеристика литолого-минералогических и петрографических свойств пород морены с морскими санчуговскими отложениями Усть-Енисейского района. Небольшие исследования надморенных отложений дали возможность охарактеризовать состав и отличительные свойства озерно-ледниковых отложений, по минералогии тяготеющих к морене, комплекс пород аллювиального происхождения хорошо сортированных, имеющих полевошпат-кварцевый состав легких минералов и ильменит-амфибол-эпидотовый состав тяжелых минералов. Третья группа надморенных отложений характеризуется сложным минералогическим составом, сформировавшимся в процессе размыва морены и за счет приноса аллювия.

Табл. 4, рис. 8, библи. 13 назв.

УДК 552.1+551.79+550(571.1)

Петрографический состав грубообломочного материала четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. Шумилова Е. В. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1971. М., «Наука». Стр. 37—43.

В статье приводятся результаты петрографического изучения грубообломочного материала доказанцевских отложений, вскрытых буровыми скважинами на севере Сибири между Уралом и Енисеем.

Выявлены закономерности в пространственном расположении обломков определенно-го петрографического состава, в смене их ассоциаций в направлении с запада на восток и высказаны суждения о источниках сноса материала, условиях транспортировки и осадконакопления.

Табл. 1, рис. 1.

УДК 551.351+551.793+550(571.5)

Литологические особенности моренных санчуговских отложений на Енисейском Севере. Сухорукова С. С. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1971. М., «Наука». Стр. 44—54.

Детальный анализ гранулометрического, петрографического, минералогического и химического состава пород санчуговских отложений показывает, что в плейстоценовом санчуговском море преобладающими были процессы терригенной седиментации. Методом распознавания образов при помощи электронно-счетной машины выделено шесть гранулометрических типов: первые три — пески, четвертый — алевриты, пятый — плохо сортированные алевриты, шестой — глины.

Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и гидрослюдой. Санчуговские отложения содержат бедный количественно и качественно комплекс аутигенно-диагенетических минералов. Содержание CO_2 — 0,11—1,36%, пиритного железа — 0,01—1,56%, органического вещества — 0,29—1,64%, аморфного кремнезема — 0,1—0,98%.

Терригенность, бедность аутигенно-диагенетическими минералами объясняются условиями осадконакопления в мелководном платформенном море, суровым климатом высоких широт даже в периоды потепления.

Табл. 2, рис. 2, библи. 29 назв.

УДК 552.51+551.4(571.1)

Литолого-минералогический состав четвертичных отложений низовьев Енисея как показатель условий их формирования. Бузулуцков Ф. С. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1971. М., «Наука». Стр. 55—73.

Литологические, гранулометрические и минералогические исследования санчуговских, казанцевских, каргинских и позднезырянских отложений позволили установить для каждого стратиграфического горизонта характерные комплексы минералов, провести расчленение горизонтов на отдельные пачки, проследить изменение содержания минералов как по вертикали, так и по площади и выявить условия образования осадков.

В санчуговских слоях граница пироксеновой терригенно-минералогической провинции и эпидот-пироксеновой проходит между Селинским мысом и дер. Казанцево. Для казанцевских слоев характерен эпидот-ильменит-пироксеновый комплекс тяжелых минералов.

Увеличение роли устойчивых минералов и степени выветрелости плагиоклазов, полевых шпатов и глаукогитов в казанцевских слоях свидетельствует о более благоприятных

климатических условиях в это время, что хорошо согласуется с выводами, полученными при изучении органических остатков.

Рис. 10, библи. 14 назв.

УДК 561:581.33:551.79

Палинологическая характеристика четвертичных отложений Мужинского Урала. Гуртовал Е. Е. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1971. М., «Наука». Стр. 74—84.

В статье автор приходит к выводу, что мощная толща доказанцевских четвертичных отложений различного генезиса формировалась в разных физико-географических условиях, и в истории формирования растительности наблюдается следующая закономерность (фазы):

1) арктической пустыни — (?) (термин «арктическая пустыня» условно обозначает спорово-пыльцевой комплекс, состоящий из плохо сохранившихся спор и пыльцы юрского и мелового возраста с единичным присутствием молодой кустарниковой березы);

2) лесотундры.

Сравнительно теплые климатические условия межледниковья отражены в фазах 3, 4 и 5, для которых характерна следующая последовательность зональных ландшафтов:

3) редкостойных северотайжных лесов;

4) среднетайжных лесов;

5) северотайжных лесов.

Новый этап наступления более суровых климатических условий нашел отражение в трех последующих фазах:

6) лесотундры с элементами перигляциальной флоры;

7) арктической пустыни;

8) лесотундры.

Рис. 5, библи. 6 назв.

УДК 561:581. 33:551.79

К палинологической характеристике морского плейстоцена западной части Таймырской низменности. Левина Т. П. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1971. М., «Наука». Стр. 85—99.

В статье приводится палинологическая характеристика наиболее характерной части разреза санчуговских слоев в Никитинском яре, Селякином мысе и у селения Караул. Для времени формирования этих отложений выявлены следующие этапы развития растительности: 1) перигляциальная; 2) типичная тундра; 3) южная кустарниковая тундра.

Палинологическая характеристика казанцевских отложений шовьев р. Агапы позволяет дополнить представления о межледниковой растительности середины казанцевского времени в бассейне р. Писины. Во время максимума казанцевской трансгрессии около 72° с. ш. на берегах бассейна существовала южная тундра, граничившая с лесотундрой.

Рис. 5, библи. 14 назв.

УДК 551.79:26(282.251.2)

Каргинские диатомовые водоросли из опорного разреза в низовьях Енисея. Халфина Н. А. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1971. М., «Наука». Стр. 100—112.

Изучение каргинской диатомовой флоры позволило дополнить ее состав, выявить массовое появление байкальских видов в определенных слоях и связать это явление с изменением условий осадконакопления.

Табл. 1, рис. 1, библи. 11 назв.

УДК 551.79:

Комплексные геологические исследования четвертичных отложений верховьев р. Туналанды (Норильское плато). Гольберт А. В., Гудина В. И., Крюков В. Д., Рогожин В. В., Рогожина Н. И., Романова Э. Е., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, 1970. М., «Наука». Стр. 113—138.

Исследование мощной толщи ленточных глин, алевроитов, песков и галечников, заполняющей небольшую впадину в долине р. Туналанды и заключенных в ней органических остатков, позволило прийти к выводу о формировании ее в приледниковом озере во время последнего (зырянского) оледенения Средне-Сибирского плоскогорья и отказаться от представлений о ее морском происхождении и плио-плейстоценовом возрасте. Найденные в отложениях остатки плейстоценовых морских моллюсков и фораминифер занесены ледниками и ледниковыми водами из морских слоев, обнаженных в Норильской котловине.

Табл. 2, рис. 7. Библи. 11 назв.

**Морской плейстоцен сибирских равнин
(Материалы к литологической
и палеонтологической характеристике)**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *Л. В. Миравова*
Художник *Н. А. Седельников*
Технический редактор *В. Д. Прилепская*

Сдано в набор 2/III-71 г. Подписано к печати 3/VI-71 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 9+1 вкл.
Уст. печ. л. 13,3. Уч.-изд. л. 11,7. Тираж 1150 экз.
Бумага № 2. Тип. зак. 4889. Т-09251
Цена 1 р. 17 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10