

S. S. SUKHORUCKOVA

**LITHOLOGY
AND CONDITIONS
OF SEDIMENTATION
OF QUATERNARY DEPOSITS
OF THE NORTH YENISEJ
REGION**

Editor of chief
doct. geol.-min. sci. *S. A. Arhipov*



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1975

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 260

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

V o l u m 260

С. С. СУХОПУКОВА

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *С. А. Архипов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975

Работа посвящена литологии и минералогии четвертичных отложений Енисейского Севера, включает данные по гранулометрии, сортированности, минеральному и химическому составу песчано-алевритовых и глинистых отложений, количественному содержанию валуно-галечного материала, составу конкреций, аутигенных минералов, органического вещества, пиритной серы, бора в глинистой фракции, железа и его форм.

Показана роль фациальных и климатических изменений при формировании отложений. Обсуждается проблема происхождения ледово-морских валунсодержащих санчужовских суглинков.

Книга представляет интерес для геологов, литологов, палеогеографов, а также инженеров-геологов, осваивающих Енисейский Север.

The monography deals with description of lithology and mineralogy of Quarternary deposits of the North Enisey. It contains new data on granulometric, mineralogical and chemical composition of sand, silt and clay deposits, quantity of boulderwall — pebble (cobble round stone) materials, the composition of nodules and authigenic minerals, the amount of organic matter, iron and its forms, boron in clay minerals. Clastic character of glauconite grains is proved.

The main influence of late- and post-glacial climatic changes on sedimentation fresh water and marine deposits are discussed.

The book is of interest to geologists, lithologists and engineers to study the North Enisey region.

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе рассматриваются условия образования морских и континентальных четвертичных отложений Енисейского Севера на основе их литолого-фациального и литолого-геохимического изучения. Большое внимание уделено закономерностям формирования осадков в свя-

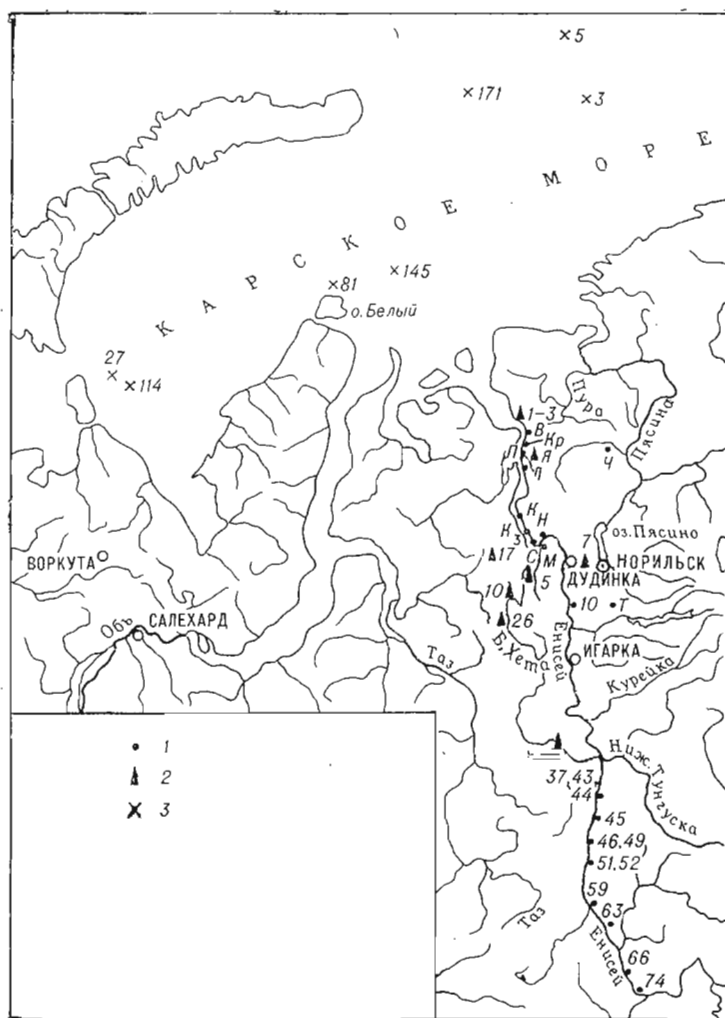


Рис. 1. Обзорная карта района.

1 — обозначения: В — Воронцово; Кр — Кареповское; П — Пустое; Л — Ладыгин яр; К — Караул; Кз — Казанцево; С — Селякин мыс; Н — Никитинский яр; М — Малая Хета; Ч — Чугунковы яры; Т — Тукаланда. Цифры 74, 45 и др. означают номера обозначений. 2 — скважины: 1-3 — Сопочно-Каргинские; Я — Яковлевские; 7 — Болгохтохская; 17, 10, 26 — Большехетские; 5 — Междухетская; 24-Т — Туруханская. 3 — станции отбора современных осадков Карского моря.

зи с особенностями физико-географической среды севера Сибиря в четвертичном периоде. Среди дискуссионных вопросов происхождения четвертичных отложений центральное место принадлежит вопросу об условиях формирования санчуговских валунсодержащих пород, сочетающих признаки морских и моренных отложений.

С 1965 г. автор изучала естественные выходы четвертичных отложений низовьев Енисея и керн некоторых скважин Большехэтского района. В работе используется фактический материал, собранный С. Л. Троицким, В. И. Гудиной, О. В. Суздальским и Г. Н. Махотиной. Он характеризует разрезы скважин в районе мыса Сопочная Карга, отчасти Усть-Порта, р. Большая Хета и некоторые естественные обнажения р. Агапа и среднего течения Енисея (рис. 1).

Для сравнения литологии четвертичных и современных морских отложений дополнительно изучены образцы песчаниковых колонок современных осадков Карского моря, любезно предоставленные Н. Н. Куликовым, и проанализирован фактический материал А. А. Кордикова (1953) по гранулометрическому составу осадков Карского моря.

Собранный материал дает представление о литолого-фациальных и геохимических особенностях в основном послесамаровских, санчуговских и казанцевских отложений мощностью более 150 м почти по меридиональному профилю от устья Енисея до Подкаменной Тунгуски. Досамаровские отложения ввиду их меньшей распространенности на Енисейском Севере и отсутствия в распоряжении автора кернового материала остались не изученными. Однако для сопоставления, необходимого при восстановлении условий осадконакопления рассматриваемых отложений, в работе собраны данные по литологии досамаровских осадков и приведена краткая характеристика послеказанцевских (зырянских, каргинских, сартанских) отложений.

В процессе работы автор пользовался консультациями и постоянной помощью С. Л. Троицкого. При изучении состава глинистых минералов большую помощь оказала М. Ф. Соколова. Ценные замечания при редактировании рукописи были сделаны С. А. Архиповым. Всем им автор приносит искреннюю благодарность. Особенно признателен автор чл.-корр. АН СССР В. Н. Саксу, чьи работы были опорой в изучении сложной истории осадконакопления четвертичных отложений Енисейского Севера.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРИ

С прошлого века при исследовании четвертичных отложений севера Сибири неизменно возникает вопрос об условиях их образования. К настоящему времени высказано много точек зрения по истории и условиям осадконакопления четвертичных отложений. В дискуссии центральное место принадлежит проблеме происхождения широко распространенных несортированных валунсодержащих мореноподобных суглинков с различным количеством грубообломочного материала и остатками морских организмов. Разнообразные подходы к решению этой проблемы привели к созданию двух принципиально отличных концепций — гляциалистов и маринистов — и большого количества промежуточных мнений.

Гляциалисты считают, что в четвертичном периоде севера Сибири континентальные оледенения сменялись межледниковыми морскими трансгрессиями. Континентальные морены — грубые валунные суглинки, супеси, глины и пески — широко развиты в зоне Сибирских увалов от устья Подкаменная Тунгуски до Урала. Севернее, в зоне морских трансгрессий, наряду с остатками морен, описаны многочисленные свидетельства континентальных оледенений. Другая группа исследователей отрицает существование континентальных оледенений. По их мнению, в разрезах четвертичных отложений Севера нет континентальных ледниковых отложений, здесь имела место почти непрерывная морская трансгрессия, а оледенения, если и были, то синхронные трансгрессии.

Важнейшими работами послевоенного периода, где последовательно и аргументированно изложена концепция гляциалистов, явились труды В. Н. Сакса (1945—1953). В. Н. Сакс пришел к выводу, что решение вопросов четвертичной геологии севера Сибири должно идти путем сочетания гипотезы В. А. Обручева о сплошном оледенении Сибири со взглядами П. А. Кропоткина, А. И. Войейкова (Сакс, 1953). Он пишет, что максимальное оледенение Сибири не было сплошным, но оно и не ограничивалось участками, где мы наблюдаем ледниковые образования. На обширных территориях сибирские ледники, небольшие по мощности и малоактивные, оставили очень ограниченные следы своей деятельности, которые последующей эрозией нередко целиком или почти целиком были уничтожены. В. Н. Сакс создал стройную схему деления четвертичных отложений, восстановил основные черты палеогеографии Советской Арктики. Он выделил досамаровское оледенение и наметил последовавшую за ним морскую трансгрессию. Последняя сменялась максимальным самаровским (среднечетвертичным) оледенением. В послесамаровское межледниковье происходило формирование аллювиальных мессовских, ледово-морских суглинистых санчужовских и мелководно-морских песчаных казанцевских отложений. Затем наступило зырянское оледенение, сменившееся каргинским межледниковьем или межстадиалом и сартанским оледенением, завершающим историю позднечетвертичного осадконакопления.

Дальнейшее изучение геологии, геоморфологии и состава четвертичных морских моллюсков и комплексов фораминифер (Стрелков, 1951, 1961; 1965; Волкова, 1958—1966; Троицкий, 1964, 1966; Гудина, 1969)

дополнило новыми фактами и подтвердило основные представления В. Н. Сакса о смене ледниковых эпох межледниковыми трансгрессиями в четвертичном периоде. Среди этих работ, освещающих вопросы стратиграфии, геоморфологии, очень интересна монография С. Л. Троицкого (1966), в которой анализируются литологические особенности строения послесамаровской межледниковой толщи. С. Л. Троицкий выделил два типа разреза. Первый, наиболее полный, включает слои А (мессовские пески), Б, В, Г (санчуговские суглинки, пески и снова суглинки), Д (казанцевские пески). Второй характеризует мелководные отложения у крупных и резких выступов мезозойского ложа, где пятичленное строение сокращается за счет частичного или полного выпадения нижних слоев. Отложения первого и второго типов разреза несколько отличаются и по составу фауны. Рассматривая распределение выделенных типов разреза, С. Л. Троицкий подчеркнул, что строение межледниковой толщи — результат закономерного изменения фаций по простиранию от относительно глубоководных в районе Усть-Порта к мелководным на Енисейском побережье (п-ов Дорофеевский, р. Чайка, пос. Воронцово).

В результате статистического анализа изменения состава фауны морских моллюсков в разрезах С. Л. Троицкий (1964, 1966) пришел к выводу о последовательном потеплении климата во время формирования межледниковой толщи. Эта последовательность представлялась ему в следующем виде: 1) мессовское — раннесанчуговское позднеледниковое время — арктический или субарктический климат; 2) позднесанчуговское время — начало межледникового потепления — субарктический климат; 3) казанцевское межледниковое время — умеренный климат.

В поздних работах ученые (Троицкий 1967_{1,2}, 1969; Троицкий, Шумилова, 1974) возвращаются к генезису различных типов пород санчуговской свиты и особенно интересны валунсодержащих мореноподобных суглинков района Усть-Порта и пос. Воронцово. Они подчеркивают, что около выступов мезозойского субстрата валунсодержащие суглинки значительно обогащены грубообломочным материалом, уплотнены, находятся в зоне гляциодислокаций и делают вывод, что отложения являются континентальной мореной. Однако новая интерпретация, по мнению автора, не бесспорна и первоначальный вариант о мелководном характере санчуговских отложений этого района может также иметь место.

Проблема происхождения валунсодержащих суглинков Западно-Сибирской равнины наиболее полно была сформулирована С. А. Архиповым (1959, 1960, 1971), изучавшим четвертичные отложения Среднего Енисея, где самаровская и тазовская морены поднимаются выше уровня моря и исследование соотношения континентальных и морских отложений представляется возможным. По С. А. Архипову, валунные суглинки тазовской морены (последней стадии самаровского оледенения) относительно синхронно сменяются ледниково-морскими санчуговско-тазовскими валунсодержащими суглинками, чрезвычайно сходными с мореной по литологическим признакам (несортированность, обогащение грубообломочным материалом), не содержащими остатков морских организмов. Далее на север ледниково-морские валунсодержащие суглинки переходят в ледово-морские санчуговские отложения. В результате С. А. Архипов (1971) приходит к мнению о позднеледниковой гляциозвстатической природе санчуговско-салемальской трансгрессии, в условиях которой возможно существование подобного ряда парагенетических отложений.

Изучение разрезов нескольких скважин, вскрывающих глубокие депрессии на р. Турухан и восточнее Дудинки на р. Болгохтох (Гудина, 1969; Архипов и др., 1968), дало дополнительные сведения об осадках досамаровской трансгрессии, среди которых выделяются болгохтохские и туруханские слои. Интересно, что болгохтохские слои представлены неслоистыми, плохо сортированными алевритами и глинами с галькой и валунами, по-видимому, фациально близкими с лежащими выше санчуговскими не-

сортированными суглинками. Однако условия залегания и микрофаунистические отличия свидетельствуют в пользу их разновозрастности (Гудина, Гольберт, 1969). Эти морские осадки перекрыты немymi валунными суглинками самаровской морены.

Таким образом, в пределах Западно-Сибирской равнины выделяется поле развития морен максимального самаровского оледенения, приуроченное к выступам палеорельефа субширотной Обь-Енисейской системы поднятий Сибирских увалов. Севернее располагается зона морских трансгрессий и толщи морских отложений, среди разнообразных типов пород которых видное место занимают валунсодержащие суглинки с остатками морских организмов. В зоне морских трансгрессий самаровские отложения размыты (Сакс, 1953). Свидетельства деятельности самаровского оледенения здесь: мощные гляциодислокации, перемытые галечники, а местами — морены — немые валунные суглинки, перекрывающие морские слои.

Вместе с тем была высказана точка зрения и о том, что все валунсодержащие мореноподобные отложения, в том числе и в стратотипических разрезах санчуговских отложений, следует считать ледниковыми континентальными моренами (Заррина, Краснов, 1961), при этом остатки морских организмов в них рассматриваются в качестве переотложенных. Это отчасти отражено в работах С. Л. Тропцкого (1967—1969), в которых подчеркивается трудность решения вопроса генезиса валунсодержащих мореноподобных пород — ледниково-морских или континентальных. Так как, возможно, морены формировались за счет ледниково-морских валунсодержащих пород с фауной, поэтому морены могут содержать остатки морских организмов, но во вторичном залегании. По его мнению, именно такой случай имеет место на Среднем Енисее, и ледниково-морские санчуговско-тазовские отложения он предлагает считать мореной последнего зырянского оледенения. Еще большие трудности возникают при диагностике в кернах скважин маловалунных песчано-глинистых морен, ассимилировавших массу обломков рыхлых мезокайнозойских пород. Эта разновидность валунсодержащих отложений широко развита в четвертичной толще Обского Севера.

Поэтому, видимо, неслучайно в целом ряде работ по четвертичным отложениям низовьев р. Оби обосновывается идея синхронности максимального оледенения и наибольшей четвертичной трансгрессии (Попов, 1959, 1965; Лазуков, 1965, 1972, 1973), во время которой формировались ледниково-морские отложения, неслоистые, несортированные, обогащенные галькой и валунами суглинки, супесч и пески.

Идея синхронности оледенения и трансгрессии на Енисее получила гипертрофированное выражение в работах В. А. Зубакова (1967, 1968), развивающего представления о широком развитии шельфово-ледниковой формации на севере Сибири в период максимальной трансгрессии. В. А. Зубаков считает, что все несортированные, неслоистые, обогащенные грубыми обломками песчано-алеврито-илистые породы формировались в условиях ледовитого моря, в которое осадочный материал сгружался айсбергами, и формирование отложений проходило по ледовому типу литогенеза. Следует отметить, что Н. М. Страхов (1971, с. 567) показывает несостоятельность предпринятой В. А. Зубаковым попытки включения ледово-морского осадконакопления в ледовый тип литогенеза.

Одновременно геологи-маринисты оспаривали существование континентальных оледенений (Кузин, Чочна, 1965; Загорская и др., 1965; Суздальский, 1968, 1970; Слободин и др., 1967; Слободин, Суздальский, 1969; Данилов, Недешева, 1967, 1969; и др.) и считали все мореноподобные суглинки, в том числе самаровского оледенения в пределах Сибирских увалов, морскими отложениями. Увеличение обломочного материала в мореноподобных отложениях с севера на юг и исчезновение остатков морских организмов они объясняли фацальной изменчивостью. Эти представления об исключительно фацальной изменчивости морских отложений

Енисейского Севера во времени и пространстве наиболее полно выражены в коллективной работе геологов НИИГА (Загорская и др., 1965).

Геологи этого направления, имея в своем распоряжении огромный буровой материал, описали новые интересные детали строения отложений. Так, Крюков В. Д. и др. (1967) в разрезах Норильского района выделили мощную пачку горизонтально-слоистых алевроитов с глинисто-карбонатными конкрециями и остатками пресноводных организмов под названием коевских слоев. По аналогии с подобными отложениями Большеземельской тундры Р. В. Крапивнер (1965), И. Д. Данилов (1966) относят коевские слои к лагуно-морским образованиям или к фации ваттов. При изучении подобных отложений (селякинская пачка) в стратиграфическом районе Усть-Порта автор пришел к выводу, что перед санчуговской трансгрессией в условиях перигляциального климата существовали крупные пресноводные водоемы с интенсивным осадконакоплением по типу озерного перигляциального, а не лагуно-морского (Сухорукова, 1969₂; Сухорукова, Гудина, 1969). Коевские слои и селякинская пачка являются ассоциацией ледникового комплекса отложений.

Н. Г. Загорская и др. (1965) обратили внимание на огромную скорость накопления толщи осадков, которая при допущении только четвертичного возраста толщи намного превосходит современные осредненные нормы морского осадконакопления. Исходя из представлений об исключительно морском генезисе толщи, они высказали предположение о плиоцен-плейстоценовом возрасте отложений. О. В. Суздальский, В. Я. Слободин (1969) делали попытку обосновать палеонтологически эту точку зрения, которую опровергли Архипов, Гольберт, Гудина (1973). При этом вопрос о причинах высокой скорости осадконакопления четвертичных отложений не снят.

Н. Г. Загорская, О. В. Суздальский при генетическом анализе и фациальных построениях нередко проводят полную аналогию условий современного и четвертичного времени. Однако четвертичный период с его похолоданиями климата и великими оледенениями исключительный в истории Земли по сравнению не только с предыдущими, но и современной эпохой, поэтому прямое сравнение и аналогия процессов четвертичных и современных ошибочны.

Развитие представлений о закономерностях формирования и строения четвертичных отложений основывается на комплексе геологических, геоморфологических, биостратиграфических и литологических исследований. Какова же роль литологических исследований в решении вопросов четвертичной геологии и генезиса четвертичных отложений?

В 40-х годах Г. Е. Рябухин, Д. К. Александров, М. К. Калинин и В. Н. Сакс установили обогащение тяжелой фракции пород пироксенами (50—80%), что явилось важным отличительным признаком четвертичных отложений от подстилающих мезозойских осадочных свит. Дальнейшее исследование минерального состава тяжелой и легкой фракции пород показало широкое развитие пироксеновой ассоциации терригенных компонентов вдоль Средне-Сибирского плоскогорья и в глубь равнины до широтного отрезка р. Обь. Эти данные успешно использовались при изучении четвертичных отложений. Так, С. А. Архипов (1960) показал реальную возможность использования минералого-петрографической характеристики при выделении самаровской морены, ледниково-морских санчуговско-тазовских отложений и самаровской морены на Среднем Енисее.

К работам терригенно-минералогического направления принадлежат труды Е. В. Шумловой (1971₁), Ф. С. Бузулуцкого (1971), где отражены гранулометрический, минеральный состав и петрография мелкообломочного материала низовьев Оби и Енисея. Ф. С. Бузулуцкий (1971), описывая минеральный состав санчуговских, казанцевских отложений района Усть-Порта, наметил смену пироксеновой ассоциации на эпидот-пироксеновую с юго-востока на северо-запад. Изменение состава в разрезах он справедливо объясняет фациальной изменчивостью пород. Ф. С. Бузулуцкий,

вслед за С. Л. Тропцким, обращает внимание на генезис водораздельных или никитинских песков, считая их мелководными, прибрежными.

В работах Е. В. Шумиловой (1968, 1969, 1971) описаны терригенно-минералогические ассоциации, их изменения, различные соотношения внешних и внутренних источников сноса, показана большая роль последних при формировании толщ Обского Севера. Закономерности распределения обломков в связи с выходами коренных пород опровергают представление о разном обломочном материале айсбергами и свидетельствуют о фациальной изменчивости морских отложений.

При решении вопроса генезиса морских и континентальных отложений Е. В. Шумиловой, как нам представляется, неудачно выбраны объекты для изучения континентальных валунных отложений ввиду дискуссионности их генезиса. Речь идет о зырянской морене Среднего Енисея и самаровской в устье Енисея, которые описаны как сантуговские мелководно-морские слои. Такие отличительные признаки валунных суглинков Среднего Енисея как обилие карбонатного материала, пониженные содержания хлора можно объяснить близостью источников сноса, сложенных карбонатными породами и пониженной соленостью бассейна. Заслуживает внимания другой признак мореноподобных пород Обского Севера и Енисейского района, подмеченный Е. В. Шумиловой. Это брекчиевидные микротекстуры раздавливания и разрушения обломков меловых и палеогеновых глин, наблюдаемые в шлифах. После изучения литологии морен Н. В. Ренгартен (Лаврушин, 1973) по-новому представляются многочисленные следы окисления мореноподобных пород, выветрелость и разрушенность зерен и обломков пород. Эти признаки могут интерпретироваться как свидетельства ледового литогенеза и требуют дальнейшего изучения.

Помимо работ терригенно-минералогического и петрографического направления несколько позже появились работы, в которых использовалась разносторонняя комплексная характеристика состава и геохимических особенностей пород с целью воссоздания условий осадконакопления. К этому направлению относятся работы О. В. Суздальского (1968), В. В. Рогожина (1969), И. Д. Данилова (1966) и др. В 1964 г. вышла статья О. В. Суздальского и А. Е. Комаровой «Аутигенные минералы морских послепалеогеновых отложений низовьев реки Енисея» с большим списком наименований новообразованных минералов, который объединял диагенетические и гипергенные образования, хотя очевидна различная значимость их при восстановлении условий седиментации. Кроме того, к диагенетическим и гипергенным новообразованиям ошибочно отнесены многие перетолженные, т. е. обломочные минералы, например, глаукозит (Фирсов, Сухорукова, 1968; Сухорукова, 1969).

Неудачна статья О. В. Суздальского «Конкреции послепалеогеновых отложений Усть-Енисейской впадины» (1965), в которой описание их дано вне связи с типом отложений. Так, вместе описаны карбонатные конкреции сантуговских пород и каргинских ленточных глин. Изучение элементного состава раковин, состава поглощенного комплекса и труднорастворимых солей (Суздальский, 1966, 1968) не дало желаемых результатов. Кроме того, в изложенном материале, к сожалению, отсутствует анализ конкретных разрезов морских отложений, который заменяется обобщенными характеристиками выделенных автором групп фаций.

Интересна работа В. В. Рогожина (1969), в распоряжении которого были полные разрезы досамаровских (по схеме В. Н. Сакса), самаровских и послесамаровских отложений северо-западной окраины Сибирской платформы и прилегающих прогибов. На основе огромного фактического материала, статистической и корреляционной обработки он выделил типы пород, ассоциаций и комплексы терригенных и аутигенных минералов, изучил геохимические показатели условий осадконакопления (отношение Sr/Ba , $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$, состав поглощенных комплексов, карбонатность) и сопоставил литологические данные с экологическим анализом. Некото-

рые выводы В. В. Рогожина относительно генезиса отложений спорны. Так, пясинский горизонт (яминские и коевские слои), соответствующий самаровскому горизонту схемы В. Н. Сакса, рассмотрен как комплекс прибрежно-морских, лагуно-морских, ваттовых отложений. Однако судя по описанию, плотные, обогащенные галькой и гравием песчано-глинистые породы с зонами нарушений и зеркалами скольжений переходят в лепточ-но-слоистые алевроиты с матровыми камнями и соответствуют парагенетическому комплексу ледниковых отложений. Следовательно, здесь снова встает проблема диагностики континентальных и морских валунных отложений.

Данные по литолого-фацальной и литолого-геохимической характеристике стратотипических разрезов послесамаровских отложений Усть-Портовского района приводятся в работах автора (Сухорукова, 1969^{1,2,3}, 1971^{1,2}). В них также выделены типы пород, охарактеризованы новообразования, обосновано обломочное происхождение глауконита, описываются глинистые минералы. Анализ геохимических показателей палеосолености (отношение $F_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$, содержание бора в глинистой фракции) показал фацальную изменчивость санчуговских отложений. Особое внимание обращено на закономерности распределения валунсодержащих пород и высказано предположение о поступлении при их формировании огромных масс терригенного материала в виде грязевых потоков, мобилизация которого на суше возможна лишь в период межледниковья. Автор пришел к выводу о ледово-морских условиях формирования санчуговских валунсодержащих суглинков.

В предлагаемой работе на обширном фактическом материале обоснованы и развиваются представления о литологии и генезисе четвертичных отложений Енисейского Севера. Однако проблема генезиса валунсодержащих мореноподобных суглинков требует дальнейших исследований. Дискуссия продолжается. По устному сообщению Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского, наличие гляциодинамических текстур нарушения и смятия в санчуговских суглинках стратотипического разреза Усть-Порта вновь возрождает представление о моренном генезисе валунсодержащих суглинков зоны морских трансгрессий.

Для решения проблемы генезиса мореноподобных суглинков необходимы дальнейшие сравнительные работы по изучению их как в зоне морских трансгрессий, так и в пределах главного поля развития континентальных морен. При этом следует исходить из теоретического положения Е. В. Шанцера (1966), что морена — не порода, а генетический тип отложений. Это положение диктует выбор фацальных и структурно-текстурных методов исследования отложений.

Можно надеяться, что литолого-фацальная характеристика морен Западной Сибири, опирающаяся на основные положения работы Ю. А. Лаврушина (1973) о строении и формировании основных морен материковых оледенений, и сравнительный анализ с материалом по ледово- и ледниково-морским отложениям Севера продвинут решение этой проблемы.

Г л а в а II

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным методом изучения четвертичных отложений Енисейского Севера служил литолого-фацальный анализ. В полевых исследованиях установлены главные черты строения, структуры и текстуры, особенности

залегания четвертичных пород. Вместе с данными по составу морских моллюсков С. Л. Троицкого и комплексов фораминифер В. И. Гудиной они явились основой при разделении морских и континентальных отложений. Литологические полевые и лабораторные исследования дополнили характеристику условий осадконакопления четвертичных отложений.

Сделаны количественные определения содержания грубообломочного материала валунсодержащих пород путем отбора в обнажениях всех валунов и гальки из объема породы $1\text{ м}^2 \times 0,1\text{ м}$ и их последующего взвешивания. Одновременно измерены плотности пород (около 80 точек) с помощью гамма-плотногомера конструкции Г. Б. Варварина по соответствующей методике (Варварин, Кузнецов, Филиппов, 1966). Данные по объемному весу пород использовались при подсчетах процентного содержания обломочного материала. Анализ данных по плотности пород морских санчуговских отложений и сравнение их с результатом изучения объемного веса континентальных отложений разного генезиса обобщены в специальной статье (Сухорукова, 1973₂).

При лабораторных исследованиях изучен гранулометрический состав четвертичных отложений, что положено в основу выделения типов пород. Изучение гранулометрического состава песков (около 100 образцов) проводилось на ситах Усманского завода с выделением следующих фракций: >1 , $1-0,63$; $0,63-0,4$; $0,4-0,315$; $0,315-0,2$; $0,2-0,16$; $0,16-0,10$; $0,10-0,063$; $0,063-0,05$; $<0,05$. Сита, используемые в лаборатории НИИГА, имели несколько другой набор сеток, что позволило выделить следующие фракции: >1 ; $1-0,59$; $0,59-0,42$; $0,42-0,297$; $0,297-0,210$; $0,210-0,149$; $0,149-0,105$; $0,105-0,074$; $0,074-0,053$; $<0,053$. Некоторые различия в размерах выделяемых фракций не препятствовали сравнению данных.

Гранулометрический состав алевритов и глин (свыше 400 образцов) определялся методом пипетки, с предварительной дисперсацией большей части образцов пирофосфатом натрия (лаборатория НТГУ, Новосибирск) или кипячением с добавлением аммиака (данные НИИГА, Ленинград). Эти различия в подготовке образцов пород, влияющие на выход глинистой фракции $<0,001\text{ мм}$, имелись в виду при сравнении результатов анализа.

При рассмотрении данных гранулометрического состава встает вопрос о выборе правильных названий осадков (о номенклатуре осадков) и в связи с этим о границе между песчаными, алевритовыми и глинистыми частицами. В литологических исследованиях широко применяется десятичная система классификации частиц, при которой нижней границей принимаются частицы песка размером $0,1\text{ мм}$ (Лисицин, 1966). С другой стороны, многие исследователи считают, что главный фактор разграничения частиц — свойства фракций, сложенных этими частицами. Так, песчаными могут называться частицы диаметром $0,05\text{ мм}$ (Рухин, 1962; Сергеев, 1959), которые сохраняют главное свойство песка — сыпучесть.

А. И. Айнемер и Э. И. Романовский (1966) определяли критический размер частиц при помощи аппарата теории информации. Проследив изменение энтропии фракционной структуры алевро-глинистых пород, они показали, что условные минимумы энтропии совпали с границами, которые в современных классификациях разделяют песчаные, алевритовые и глинистые частицы. Критический размер частиц на рубеже песчаных и алевритовых фракций $0,05\text{ мм}$. Нижний предел размера алевритовых частиц $0,005\text{ мм}$. Автор приняла классификацию, в которой частицы размером более $0,05\text{ мм}$ отнесены в группу песка, фракция $0,5-0,001\text{ мм}$ — алевритовая, в глинистой фракции — частицы размером менее $0,001\text{ мм}$.

При определении названия осадка в основе был принцип преобладающих фракций, который легко осуществим для хорошо сортированных осад-

ков. Плохо сортированные осадки назывались по групповой принадлежности суммы фракций с прилагательными, характеризующими содержание других фракций. Этот литологический способ определения названия осадка нельзя считать удачным для четвертичных отложений, при описании которых широко используются емкие термины — суглинки, супеси, широкий спектр разнородностей песков. По-видимому, при описаниях следует их сохранять.

Результаты гранулометрических анализов обработаны графически, построены кумулятивные или интегральные кривые, по которым найдены средние размеры частиц M_d и коэффициент сортировки S_0 . Кроме того, построены кривые распределения, дающие наглядное представление о содержании каждой фракции в образце. Характер кривой распределения плохо сортированных пород, как известно, во многом зависит от степени анализа, от количества выделенных фракций. Чем больше выделено фракций, тем больше может быть вершин (пиков) на кривой распределения. Видно, для алевритовых и глинистых пород также необходимо соблюдать постоянство интервалов между конечными размерами фракций, что является обязательным при анализе песчаных пород, по Л. Б. Рухину (1947). Наглядность кривой распределения особенно явна в случае плохо сортированных осадков. Действительно, существующая методика математической обработки данных гранулометрического состава, как-то: нахождение M_d , вычисление S_0 , не может дать полного представления о кумулятивной кривой в силу сложности этой кривой. Словесное описание кривых распределения, которое, по существу, является названием породы, также в случае плохой сортировки не может полностью отразить сложность и многообразие этих кривых. Поэтому графическое изображение часто более наглядно и полно. Для каждого разреза послойно были построены кривые распределения частиц по фракциям. Полученные кривые распределения оказались очень многочисленными и разнообразными. Появилась необходимость разделить их по типам.

Первый опыт типизации кривых распределения песчаных пород сделал Л. Б. Рухин (1947), выделивший 10 наиболее часто встречающихся типов кривых распределения песков. Для каждого типа дана гидродинамическая характеристика обстановки его формирования, которая могла быть использована при фациальном анализе.

Нами проделана, по существу, та же работа для песчаных, алевритовых и глинистых пород с помощью ЭВМ. Выделение гранулометрических типов пород относится к тому кругу задач, решение которых возможно методами распознавания образов. Использованы алгоритм и программа (Елкина, Елкин, Загоруйко, 1967), по которым оказалось возможным разделить множество гранулометрических анализов на группы пород, близкие по содержанию всех выделенных фракций.

Суть решения состоит в следующем. Допустим, что массив из 100—200 данных гранулометрических анализов занимает многомерное пространство — сферу (шар) — определенного радиуса. Затем задается шар намного меньшего радиуса, в который попадает большая часть точек этого массива и остаются отброшенными данные, сильно отличающиеся от основной массы. На втором шаге разделения действует шар еще меньшего радиуса, который также выбирает сходные образцы. На последних шагах разделения массив разбивается почти на единичные образцы.

По данной программе были просчитаны три массива. Первый массив содержал данные 153 анализов песчано-алеврито-глинистых пород сапчуговского горизонта с выделением восьми фракций от 1 до 0,001 мм. Второй — данные 72 анализов песчаных пород с выделенными 12 фракциями в размерах от 2,5 до 0,1 мм. Третий массив включал 266 восьмимерных (т.е. выделено 8 фракций в интервале от 1 до 0,005 мм) гранулометрических анализов пород разного возраста и генезиса четвертичного разреза Енисейского Севера.

Гранулометрические типы пород

Группа пород	Тип	Порода	Размер преобладающей фракции, мм	$\frac{M_d}{S_0}$, мм
Песок	I ₁	Песок среднезернистый	0,25	$\frac{0,3}{1,4}$
	I ₂	Песок среднезернистый плохо сортированный со значительной примесью тонкого песка	Нет	$\frac{0,2}{5}$
	II	Песок мелкозернистый	0,1	$\frac{0,1}{1,3}$
	III ₂	Песок тонкозернистый очень хорошо сортированный	0,05	$\frac{0,05}{2}$
	III ₃	Песок тонкозернистый худшей сортированности	0,05	$\frac{0,07}{2,8}$
Алеврит	III ₁ —IV ₁	Алевро-песок, примерно равное количество крупного алеврита и тонкого песка	Нет	$\frac{0,04}{3}$
	IV ₂	Алеврит крупный, очень хорошо сортированный	0,01	$\frac{0,01}{2}$
	IV ₃	Алеврит крупный, сильно глинистый	0,01	$\frac{0,01}{3,3}$
	VI ₄	Алеврит крупный с примесью тонкого песка	0,01	$\frac{0,02}{2,4}$
	V ₁	Алеврит песчано-глинистый, очень плохо сортированный	Нет	$\frac{0,05}{3,3}$
	V ₂	Алеврит с большой примесью песка	Нет	$\frac{0,05}{5}$
Глина	VI ₁	Глина хорошо отмученная	0,001	$\frac{0,001}{1,4}$
	VI ₂	Глина алевритистая	0,004	$\frac{0,004}{3,1}$

В результате среди четвертичных отложений Енисейского Севера выделено шесть гранулометрических типов пород, которые состоят из 14 подтипов (табл. 1, рис. 2).

После выделения типов пород встает вопрос о возможных условиях формирования каждого типа пород. Известные генетические диаграммы Л. Б. Рухина (1947) и R. Passega (1957) не помогали в решении этого вопроса. Пересчет одного гранулометрического анализа песка из песчаной линзы в санчуговских алевритах стратотипического обнажения на р. Санчуговке, сделанный М. К. Калинко (1940) по методу Л. Б. Рухина, показал, что этот образец песка попадает на генетической диаграмме в поле золотых песков. Такой неожиданный результат заставил М. К. Калинко сделать предположение, что песчаная линза попала в алеврит со льдины, на которую ее нанесло ветром. С. Л. Тронцкий считает, что такое объяснение вполне правдоподобно. Этот пример показывает, что данный метод, разъясняя детали условий образования, не решает вопроса происхождения основной толщи санчуговских отложений.

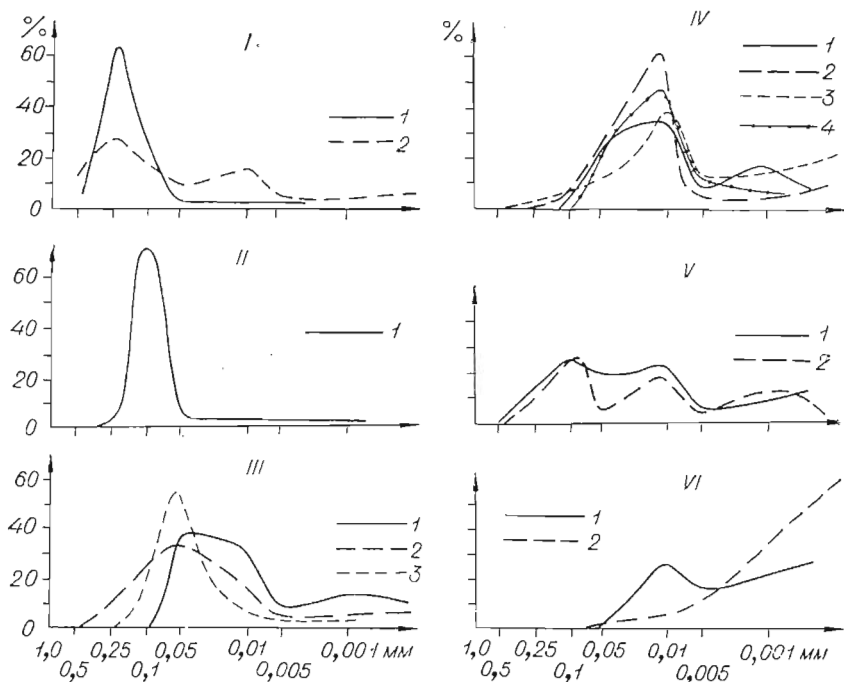


Рис. 2. Гранулометрические типы пород сапчуговских отложений Енисейского Севера (описание типов пород дано в табл. 1).

I — пески среднезернистые (1, 2); II — пески мелкозернистые хорошо сортированные (1); III — песок тонкозернистый (1, 2, 3); IV — алевриты (1, 2, 3, 4); V — несортированный песчано-глинистый алеврит (1, 2); VI — глин (1, 2).

Метод Р. Пассега, по которому наиболее положительные параметры для осадка — средний и максимальный размеры частиц, неприемлем для четвертичных пород Енисейского Севера в силу того, что важная составляющая их, валуны и гальки, доставляются в осадок льдами, основная масса алевритовых и песчаных частиц принесена водой. Поэтому, когда мы наносим на диаграмму Р. Пассега $S_{\max}$ (размер самых крупных частиц) и Md (медианный размер), они попадают в поле недостоверности в правом нижнем углу диаграммы.

При восстановлении возможных условий формирования выделенных типов пород и в особенности несортированных пород пятого типа (песчано-глинистых алевритов с галькой и валунами или, сокращенно, валунсодержащих суглинков) автор сравнивал гранулометрический состав с составом современных осадков шельфовых частей морей Полярного бассейна (Карского, Чукотского и отчасти Берингова).

При характеристике вещественного состава пород использованы данные Е. В. Шумиловой и Ф. С. Бузулудкова по иммерсионному исследованию тяжелой и легкой фракций частиц размером 0,1—0,05 мм, выделенных из песчаных, алевритовых и глинистых пород. Глинистая фракция частиц размером менее 0,001 мм отмучивалась по методу Н. И. Горбунова (1960). Четвертичные породы Енисейского Севера давали хорошие устойчивые суспензии, не требующие предварительной пептизации. Осаждение глинистых частиц в большинстве случаев производилось на центрифуге, чтобы избежать воздействия большого количества соляной кислоты, требуемой для их коагуляции. По рекомендации Н. И. Горбунова, в некоторых образцах проведено полное отмучивание трех фракций размером 0,005—0,002 мм; 0,002—0,001 и менее 0,001 мм. Рентгеновский анализ фракций показал однообразие состава глинистых минералов во фракциях

разной крупности, при закономерной концентрации глинистых минералов и меньшей примеси кварца, полевых шпатов во фракции $<0,001$ мм. Поэтому при анализе состава и распределении глинистых минералов рассматриваются результаты изучения фракции $<0,001$ мм (69 образцов).

Рентгеновский анализ глинистых фракций проводился на дифрактометре УРС-50 ИМ при Cu-антикатоде с никелевым фильтром, на дифрактометре УРС-50 И при Fe-антикатоде без фильтра (ИГиГ СО АН СССР) и в рентгеновских фокусирующих камерах с диаметром 57,3 и 86 мм с отфильтрованным CoK_{α} -излучением (СНИИГТиМС).

Количественное спектральное определение бора глинистой фракции (более 200 образцов) осуществлялось по методике В. И. Симоновой (1965).

Химические анализы сделаны в лабораториях ИГиГ СО АН СССР и НТГУ под руководством В. М. Дорош и Т. В. Гражданцевой по методикам, специально разработанным для осадочных пород (Методы изучения осадочных пород, т. II, 1957). Карбонатность (125 образцов) оценивалась по содержанию CO_2 , определенной весовым методом на аппарате Кнопфа — Фрезениуса. Аморфный кремнезем определен в 5%-ной содовой вытяжке (70 образцов). Данные по формам серы включают содержание общей и сульфатной серы. Количество сульфидной серы, по которой затем рассчитывалось содержание пирита, соответствовало разнице серы общей и сульфатной.

Для расшифровки форм железа, находящихся в породе, определено содержание валового железа и легко растворимого в 2%-ной соляной кислоте окисного и закисного железа. Параллельно определялось содержание органического вещества (220 образцов). В лаборатории физико-химического анализа грунтов НИИЖТа было определено содержание гипса и состав водно-растворимых солей (93 образца).

Глинисто-карбонатные конкреции (более 20) обрабатывались 5%-ной соляной кислотой при кипячении в течение 5 мин. В солянокислой вытяжке определялось содержание Ca , MgO , TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MnO и затем подсчитывалось содержание кальцита и доломита. Минеральный состав карбонатов определялся также при дифференциальном термографическом анализе конкреций на дериватографе системы Ф. и Н. Паулики, Л. Эрдей.

Глауконит, необходимый для геохронологического, химического и рентгеновского анализов, выделен из трех монолитов четвертичных алевроитов общим весом около 7,5 кг. Вначале монолиты были залиты водой, затем густая суспензия пропусклась через набор сит; нижние сита имели размер ячеек 0,25—0,125 и 0,125—0,09 мм. Относительная концентрация зерен глауконита оказалась приуроченной к фракции 0,125—0,25 мм. Последовательное электромагнитное сепарирование данной фракции, проведенное в лаборатории разделения минералов ИГиГ СО АН СССР, позволило получить навеску чистого глауконита, равную 7,5 г. Возраст глауконита определен калий-аргоновым методом (Фирсов, Сухорукова, 1968).

Данные гранулометрические и химические совместно с петрографо-минералогическим изучением прозрачных шлифтов (более 250) послужили основой характеристики вещественного состава четвертичных отложений.

При восстановлении условий осадконакопления использованы такие показатели палеосолности, как соотношение $\text{Fe}_{\text{пир}}/\text{C}_{\text{орг}}$ (Страхов, Залманзон, 1955) и содержание бора в глинистой фракции (Landergrén, 1945). Совместно с анализом распределения фораминифер и других палеонтологических остатков комплексное литолого-геохимическое изучение четвертичных отложений (Сухорукова, Гудина, 1969) позволило восстановить солонность, глубину водосма, скорость поступления и осаднения осадочного материала. Совместный анализ распределения форм железа, серы и диагенетических новообразований положен в основу суждений об окислительно-восстановительных условиях осадконакопления и диагенеза отложений.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Литолого-фациальный анализ отложений возможен на основе определенной стратиграфической схемы. Однако стратиграфические построения в четвертичной геологии, в свою очередь, тесно взаимосвязаны

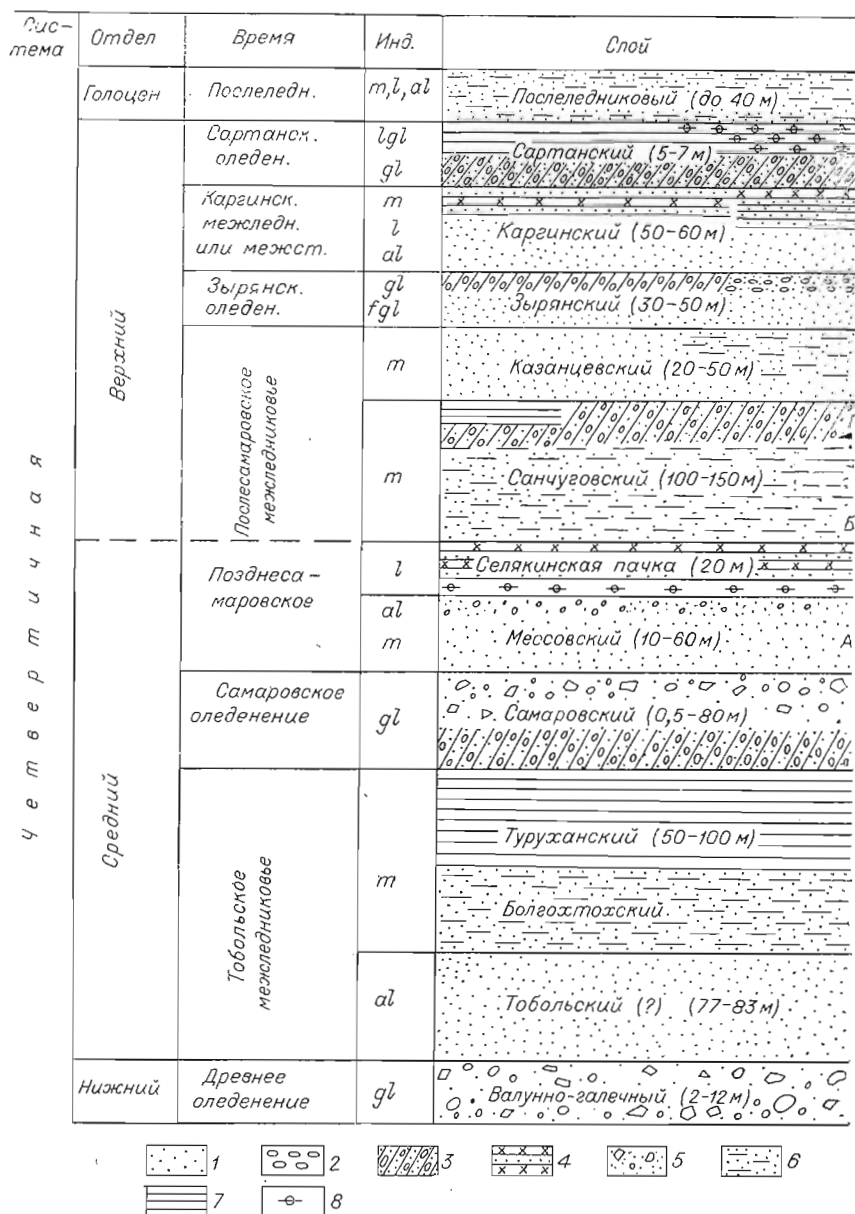


Рис. 3. Сводный разрез четвертичных отложений Енисейского Севера.
1 — песок, 2 — галечник, 3 — валунсодержащие алевроиты, 4 — горизонтально-слоистые алевроиты, 5 — валунный галечник, 6 — песок, алевроиты, 7 — глины, 8 — пясчистые камни. А—Г — части мессовских и санчуговских слоев, по С. Л. Тропцову (1966).

и обусловлены данными о генезисе отложений. Поэтому история развития представлений о генезисе четвертичных отложений севера Сибири находит отражение в изменениях стратиграфических схем.

В задачи исследования не входили разбор и сопоставление многочисленных вариантов стратиграфических схем, предложенных различными авторами. Генетические выводы автора, полученные в результате литолого-фациального и литолого-геохимического изучения отложений низовьев р. Енисея, оказались близкими к представлениям В. Н. Сакса (1953). Поэтому автор опирается на стратиграфическую схему, предложенную им и дополненную исследованиями последних лет (Гудина, 1969; Архипов, 1971). Последовательность напластования основных геологических тел отражена, согласно этой схеме, в сводном литологическом разрезе (рис. 3).

НИЖНЕ-СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (ДОСАМАРОВСКИЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

Эти отложения вскрыты скважинами в понижениях ложа четвертичных пород до 150—190 м ниже уровня моря. В районе Усть-Порта у пос. Малая Хета четвертичные породы опускаются до 150 м ниже уровня Енисея, заполняя узкую, шириной 200—300 м, долину северо-западного простирания, врезанную на 90 м ниже обычно встречаемого уровня подошвы четвертичных пород этого района (рис. 4, 5).

По В. Н. Саксу (1951), эта узкая углубленная долина заполнена валунным галечником мощностью 2—12 м, образовавшимся при перемыве древней морены, и аллювиальными песками 77—83 м мощностью, содержащими прослои галечников, глин и обломки древесины. Возможны (?) аналоги тобольских песков. По гранулометрическому составу данные пески (скв. 47-к, глубины проанализированных образцов от —87 до —123 м) мелко- и среднезернистые (M_d 0,15—0,39 мм), хорошо сортированные (S_0 1,4—1,6). На кумулятивных кривых гранулометрического состава песков видна значительная примесь от 2 до 20—30% гравийно-галечного материала, составляющая упомянутые прослои галечников. В их составе, кроме долеритов, много обломков угля и углистых сланцев. Высокий выход тяжелой фракции (до 10—19%), преимущественно пироксеновый (90%) состав резко отличают эти пески от подстилающих мезозойских песков.

Другая более широкая (до 2—3 км) погребенная долина обнаружена в районе р. Сухая Дудинка. Глубина ее точно не известна, скважины,

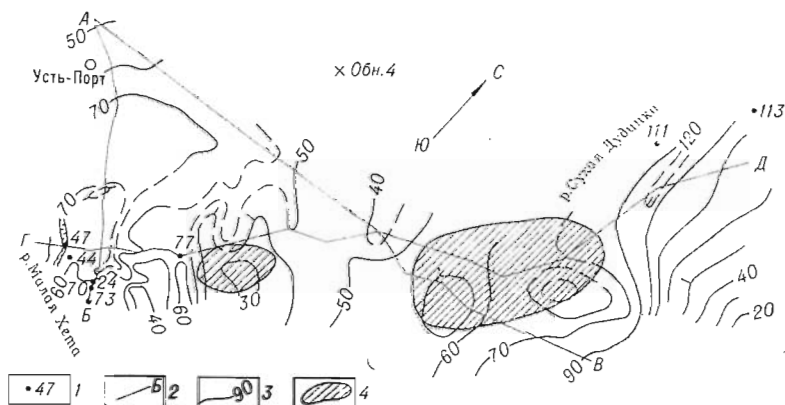


Рис. 4. Схема расположения скважин и изогипсы залегания подошвы четвертичных отложений в районе Усть-Порта (по В. Н. Саксу).

1 — номер скважины; 2 — погребенная долина в районе р. Малая Хета; 3 — изогипсы подошвы четвертичных отложений; 4 — площадь заметных четвертичных поднятий.

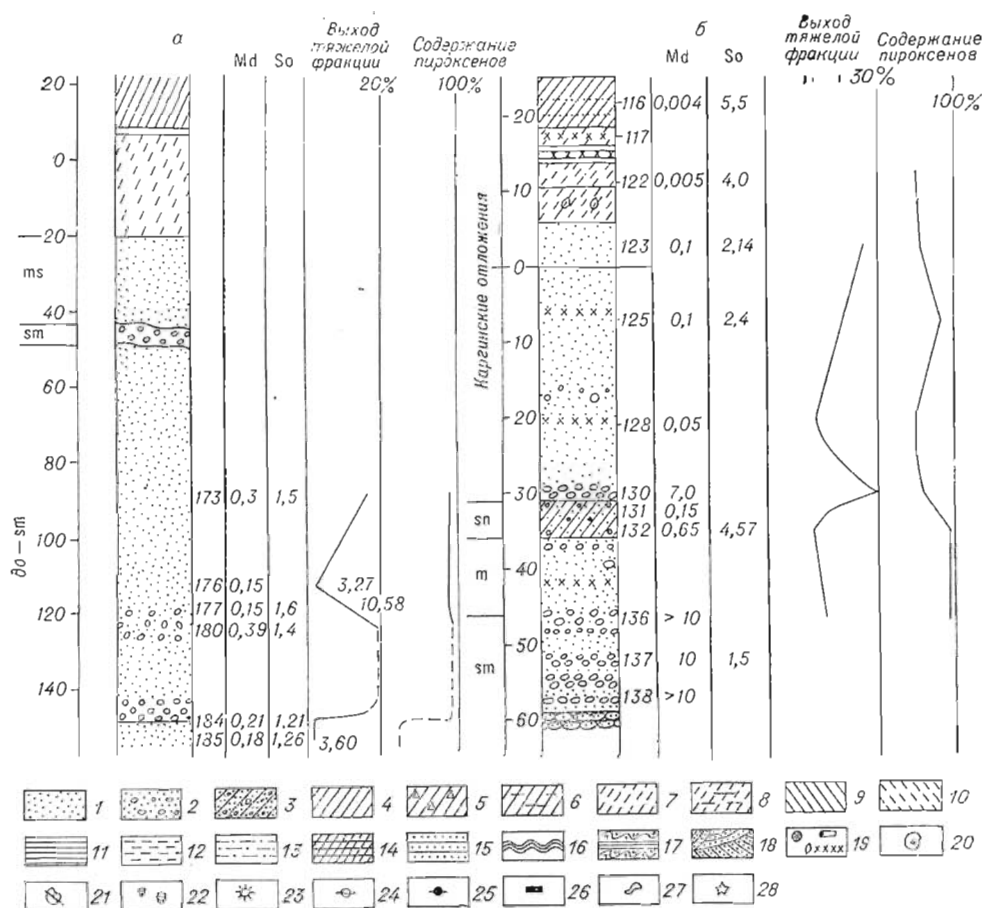


Рис. 5. Разрезы скважин в районе Усть-Порта (составлены автором по описанию и материалам С. Л. Тронцкого, рукопись, 1958).

1 — песок; 2 — галечники; 3 — несортированный песчано-глинистый алевроит с галькой и валунами; 4 — алевроит; 5 — алевроит с обломками и осколками глины; 6 — алевроит с горизонтальными прослоями глины; 7 — песчаный алевроит; 8 — песчаный алевроит с горизонтальными прослоями глины; 9 — алевроит бурый, выветренный; 10 — песчаный алевроит бурый выветренный; 11 — глины; 12 — горизонтально-слоистый песчаный алевроит; 13 — горизонтально-слоистый тонкий песок; 14 — дециметровое переслаивание глины и алевроита; 15 — горизонтально-слоистый алевроит с прослоями песка и растительного детрита; 16 — прослой глины, облегающие волнистую слоистость песков; 17 — деформации пластического течения неконсолидированного осадка; 18 — косая слоистость песков; 19 — древесные остатки, растительный детрит; 20 — остатки морских моллюсков; 21 — обломки морских моллюсков; 22 — фораминиферы; 23 — четвертичные диатомы; 24 — крупные иматровы камни; 25 — мелкие иматровы камни; 26 — конкреционные прослои; 27 — неправильные стяжения; 28 — звездчатые скопления. Индекс слоев: th — тобольские, sm — самаровские, ms — мессовские, sn — санчуговские, kz — казанцевские, zr — зырянские, krg — каргинские, srt — сар-танские. а — скв. 47-К; б — скв. 24-К.

попавшие на склон этой долины, прошли четвертичные отложения до 121 м ниже уровня Енисея. В основании четвертичной толщи здесь лежат пески с растительными остатками и глины с галькой и морскими диатомеями мощностью до 27 м.

Юго-восточнее этого района в депрессиях, дно которых опущено ниже 180 м на р. Турухан и до 90 м восточнее Дудинки на р. Болгохтох, скважинами вскрыты болгохтохские и туруханские слои (начало среднего плейстоцена) мощностью 50—100 м, сопоставляемые со временем тобольского межледникового (Гудина, 1969; Архипов и др., 1968; Архипов, 1971). Болгохтохские слои представлены алевроитами и глинами, плохо сортированными и неслоистыми с галькой и валунами. Постепенно они смешались темно-серыми плотными горизонтально-слоистыми глинами туруханских слоев, сохраняющими включения единичных мелких галек.

К глинам приурочен богатый туруханский комплекс фораминифер. По-видимому, распространение досамаровских морских отложений ограничивается меридиональной полосой вдоль Енисея до Туруханска.

Досамаровские отложения района Усть-Порта и р. Турухан, по В. Н. Саксу (1953), В. И. Гудиной и А. В. Гольберту (1962), имеют типичный для четвертичных отложений Енисейского Севера минеральный состав, характеризующийся преобладанием пироксенов (64—85 %) в минералах тяжелой фракции и обломках основных эффузивов среди частиц гравийно-песчаной размерности.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Самаровские слои

Широкое поле развития морен самаровского оледенения прослеживается в районе Сибирских увалов от Енисея до Оби, южнее зоны морских трансгрессий. На Среднем Енисее самаровская морена вскрывается в обнажениях между поселками Чулково и Верхне-Имбатское (обн. 59—63). По С. Л. Троицкому, до 15 м прослеживаются темно-бурые плотные песчанистые суглинки, щебенчатые, с обильным гравием и галькой различного размера, валуны, переотложенные конкреции. У пос. Верхне-Имбатское известны редкие находки обломков раковин.

Гранулометрический состав самаровской морены характеризуется трех-, иногда двухвершинной кривой распределения частиц (рис. 6, обн. 53), свидетельствующей об очень плохой сортировке породы (S_0 3,5—4—6). Примерно равны по содержанию (по 20 %) тонкопесчаные и алевритовые частицы; крупнопесчано-гравийный материал составляет до 30 %.

Минеральный состав алевритовой части самаровской морены в среднем течении Енисея (В. Имбат — пос. Чулково) определяется как кварц (16—27 %) — плагиоклазовый (44—61 %) и пироксеновый (60—78 %) в ассоциациях легкой и тяжелой фракции. Эпидот и амфиболы в тяжелой фракции не превышают 4—6 % (Архипов, 1960; Шумилова, Бузулуцков, 1974). Показательно высокое содержание обломков пород гравийно-песчаной размерности, состав которых очень разнороден. Преобладают обломки основных изверженных пород, кремнистых и кремнисто-сланцевых сланцев, кварцитов и роговиков, группа карбонатов. Многие обломки, по данным Е. В. Шумловой, серицитизированы, пелитизированы, хлоритизированы и лимонитизированы до неузнаваемости, что связывается ею с субаэральным выветриванием морены. Однако исследования Н. В. Рентгартен аутигенного комплекса морен дают основание предполагать более раннюю, диагенетическую стадию процессов преобразования, разрушения, лимонитизации зерен морены (Лаврушин, 1973).

Обломки более крупного класса — гальки, валуны самаровских алевритов среднего течения Енисея, по С. А. Архипову (1960), характеризуются также преобладанием обломков траппов, много песчаников, в подчиненном количестве встречаются кварциты, кварц, кремнистые, карбонатные породы, изредка контакто-измененные породы. У южного замыкания Енисейской впадины валунсодержащие отложения поднимаются от 40—50 до 100—120 м, местами до 130 м выше уровня моря (Архипов и др., 1968). В обнажении Опльвной яр на высоте 105—145 м над уровнем моря, по данным С. Л. Троицкого (обн. 74-т), вскрываются голубовато-серые глины в верхней части с мелкой галькой и гравием, в средней части с большим количеством обломочного материала, среди которого отмечаются валуны до 0,4—1 м в диаметре. Многие габбро-долеритовые гальки сильно выветрены и окружены ожелезненным бурым ореолом. В нижней части глины становятся чистыми, приобретают четкую горизонтальную слоистость. На +130 м над уровнем моря в глине найдены своеобразные сферические конкреции

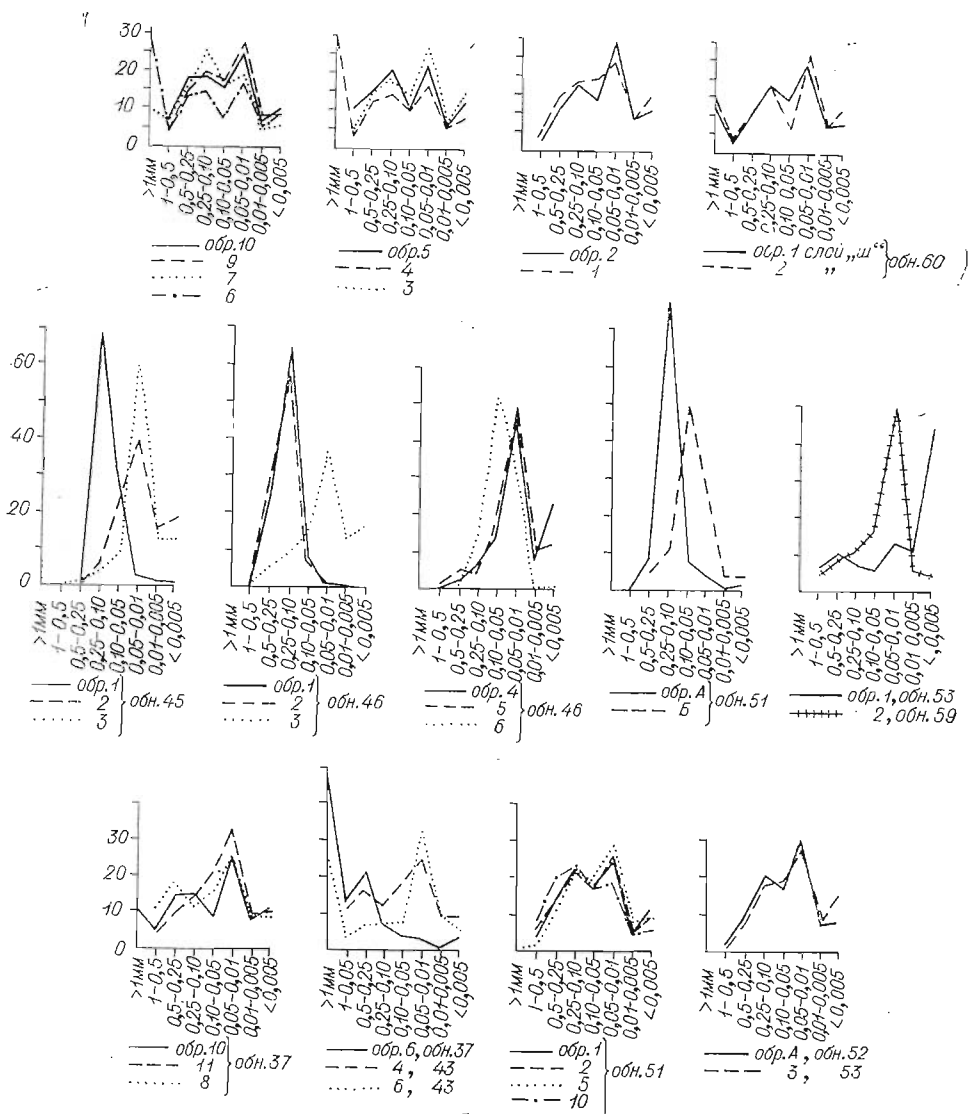


Рис. 6. Гранулометрический состав четвертичных отложений Среднего Енисея в виде кривых распределения (по материалам Е. В. Шумиловой и Ф. С. Бузулуцкова, 1971). 1 — самаровская морена (р. Чулково, пос. В. Ныбатское); 2 — мессояхские пески (р. Стрельная, пос. Марково, руч. Половинный); 3 — савчуговские морские отложения (пос. Пупково, руч. Половинный).

скорлуповатого строения со звездчато-радиальными пустотами внутри. Конкрекции (обр. 74-г-к) обладают максимально высоким среди четвертичных конкреций термолюминесцентным свечением (см. главу 4), что подтверждает мнение С. А. Архипова, О. В. Матвеевой (1964) и С. Л. Тропцко-го (устное сообщение) об относительной древности этих отложений, формировавшихся в конце самаровского оледенения.

Исследователи остро дискутируют вопрос о существовании самаровских моренных отложений на севере, в зоне морских трансгрессий. Свидетельством деятельности самаровского ледника служат известные факты об интенсивных дислокациях гляциогенной природы четвертичных отложений. Доказательством самаровского оледенения являются мощные толщи немых валунных суглинков и парагенетически связанных с ними ленточных глин с пнатовыми камнями, вскрытых скважинами

в Норильском и Туруханском районах. Ведутся интенсивные поиски новых фактов, доказывающих существование континентальных моренных отложений, при этом дискуссия продолжает оставаться острой. Так, новая интерпретация в качестве самаровской континентальной морены целого ряда известных разрезов санчуговских морских отложений низовьев Енисея у пос. Воронцово и зим. Пустое (Троицкий, 1969); Троицкий, Шумилова, 1974; Шумилова, Троицкий, 1974) представляется недостаточно убедительной. Эти разрезы, по мнению автора, могут интерпретироваться как мелководные фации морских санчуговских отложений.

Очевидно, необходимы дальнейшие исследования текстур, структур валунсодержащих суглинков и сопоставление их с типами моренных текстур, выделенными Ю. А. Лаврушиным (1973).

Мессовские слои

Мессовские отложения представлены песками и известны в районах устья Енисея (м. Сопочная Карга, р. Яковлева), Усть-Порта и среднего течения Енисея. Они залегают на верхнемеловых породах на глубинах 40—70 м ниже уровня моря, по данным Н. Г. Загорской и др. (1965), С. Л. Троицкого (1966), О. В. Суздальского и др. (1967).

Мессовские пески сопочно-каргинских скважин мощностью 7—10 м, выполняющие понижения в кровле дочетвертичных пород (скв. 1—2, см. рис. 15), представлены мелко- и тонкозернистыми хорошо сортированными разностями, в верхней части с гравием, галькой и щебнем размером до 15 см, с остатками морской фауны. По простиранию в местах относительного повышения дочетвертичного рельефа (скв. 3, рис. 16) они сменяются песками среднезернистыми хорошо сортированными ($Md\ 0,22\ мм$, $S_0\ 1,37$), переходящими вверх по разрезу в крупно- и разрозненные разности с галькой и гравием.

Мессовские пески у м. Сопочная Карга характеризуются калиево-полевошпатово (40%)-кварцевой (60%) ассоциацией в легкой фракции и пониженным содержанием моноклиновых пироксенов от 24 до 53% в тяжелой фракции при выходе последней от 2—3 до 10% (Загорская и др., 1965).

В разрезах некоторых яковлевских скважин, по С. Л. Троицкому (1966), мощность мессовских песков увеличивается до 55 м. Пески, залегающие непосредственно над верхним мелом, также мелкозернистые, хорошо сортированные, отличаются значительным содержанием растительного детрита и обломков древесины. Включения грубообломочного материала приурочены к нижней части горизонта. Пески содержат остатки морских моллюсков, что указывает на прибрежно-морское их происхождение.

В районе Усть-Порта мессовские пески залегают на галечниках на глубине 45—65 м ниже уровня моря. Галечники рассматриваются как продукт перемыва самаровской морены. По В. Н. Саксу (1951), эти пачки косослоистых мессовских песков, мощностью до 74 м, лишены остатков морских организмов. Они содержат прослои глин, суглинков, торфянистые пропластки. Местами мощность мессовских песков сокращается до 10 м (скв. 24-к, см. рис. 5), причем тонкозернистые пески с растительным детритом в основании слоя сменяются, по описанию С. Л. Троицкого, вверх по разрезу разрозненными глинисто-гравелистым песком с крупным щебнем, галькой дольерита, с редкими валунами меловых пород.

В соседних скважинах (70-к, 73-к, рис. 7) мессовские пески представлены хорошо сортированными мелко- и среднезернистыми разностями с мелкой галькой. В скважинах 43-к, 44-к, 77-к восточнее Малохетского каньона встречаются крупно- и среднезернистые, также хорошо сортированные, мессовские пески ($Md\ 0,21\ мм$, $S_0\ 1,36$). Их кровля обычно опущена

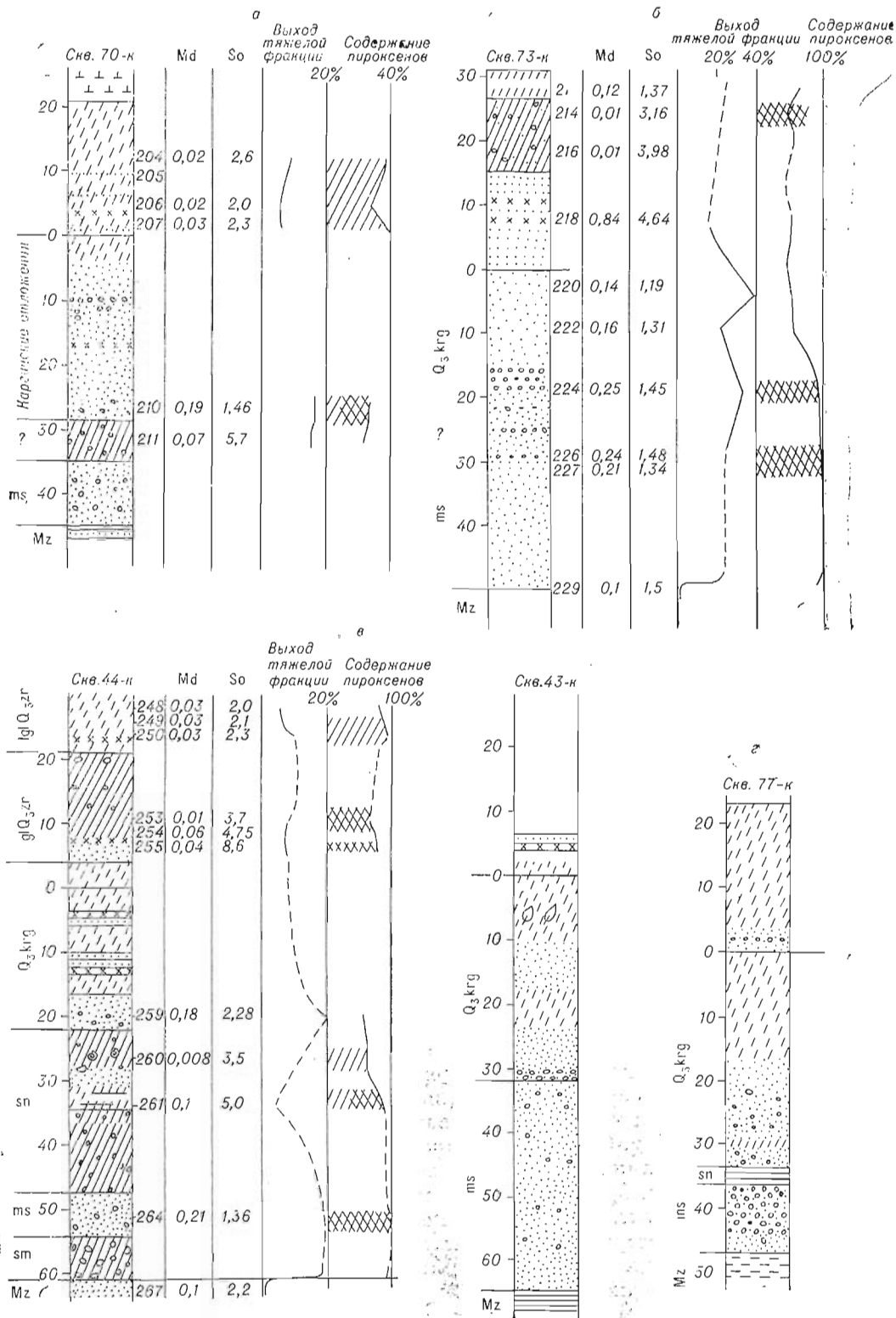


Рис. 7. Разрезы скважины в районе Усть-Енисейского порта (составлены автором по материалам и описанию С. Л. Тропцкого, рукопись, 1958). Усл. обозн. см. рис. 5.

ниже уровня моря и несет следы размыва. Здесь также отмечены довольно отчетливые поверхности трех погребенных террас.

Пески Усть-Порта в районе древнего каньона дают выход тяжелой фракции от 6—9 до 13—16%, в 3 км юго-восточнее (скв. 24-к) — от 21 до 31%, причем состав фракции преимущественно пироксеновый (до 90%). Южнее, в районе Долганских озер, выход тяжелой фракции, представленной почти целиком пироксенами, колеблется также от 3—8 до 26—38%.

Мессовские отложения вскрыты скважинами на 50—92 м ниже уровня рек в междуречье Большая и Малая Хета. Они сложены 60-метровой толщей песков с редкими прослоями глин и галечников и залегают на остатках самаровской морены или меловых отложениях (Сакс, 1953). По гранулометрическому составу (см. рис. 13, скв. 5-МХ, интервал 75—45 м) пески средне- и мелкозернистые, хорошо сортированные (Md 0,18—0,25 мм, S_0 1,2—1,4), содержат прослой глины с сильно разложившимися растительными остатками (Md 0,003 мм, S_0 3), а в верхней части отмечены прослой плохо сортированных крупнозернистых песков (Md 0,6 мм, S_0 4,5). По данным минералогического анализа, наблюдается увеличение количества пироксенов снизу вверх по слою от 39 до 60%, при выходе тяжелой фракции — 3,3—11,5%.

В районе среднего течения Енисея мессовские пески залегают на самаровской морене и поднимаются до 16 м выше уровня Енисея. В естественных обнажениях от пос. Туруханск до устья р. Подкаменная Тунгуска (см. рис. 6 и 13, обн. 43—46, 61—53) вскрываются серые мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные пески (Md 0,2—0,1 мм, S_0 1,2—1,75), с прослоями алевроитов и глин (Md 0,02—0,05 мм, S_0 3,15—3,90), с включениями растительных остатков, линзочек торфа и углестых частиц.

Характерной особенностью мессовских песков, которые описывает Ю. А. Лаврушин (1961) в обнажении Белый яр на Среднем Енисее, является укрупнение их зернистости снизу вверх по разрезу.

На Среднем Енисее по минеральному составу среди мессовских песков выделяются три разновидности (Шумилова, Бузулуцков, 1971). Пески, вскрывающиеся в районе р. Пупково (обн. 44), пос. Марково (обн. 46), несколько южнее у руч. Половинный (обн. 53), характеризуются обилием основных плагиоклазов, которые вместе с щелочными полевыми шпатами преобладают или находятся в одинаковых количествах с зернами кварца. Тяжелая фракция соответственно обогащена моноклинными пироксенами (50—72%). В песках у р. Пупково (обн. 43) содержание пироксенов заметно увеличивается (81—87%). Резко отличный минеральный состав имеют пески, изученные южнее, ниже устья р. Верхний Имбат (обн. 59) и ниже пос. Марково у р. Стрельной (обн. 45). Здесь в составе тяжелых минералов ведущая роль принадлежит группе амфиболов и эпидота. Пироксены занимают относительно скромное место (25—60%). Это позволило Е. В. Шумиловой заключить, что пески являются аллювием крупной транзитной реки, приносящей терригенный материал с юга.

Таким образом, мессовские пески изменяются по простиранию от мелко- и среднезернистых в районе Сопочной Карги и р. Яковлева до грубозернистых гравелистых песков и галечников в районе Усть-Порта и отчасти Долганских озер. Это резкое изменение материала по крупности не связано с рельефом ложа, так как гранулометрически отличные мессовские отложения на р. Яковлева и в районе Усть-Порта залегают примерно на одинаковой глубине (40—70 м.). Причина изменения крупности мессовских песков заключается в характере пород, за счет размыва которых они образовались. В районе Усть-Порта и Долганских озер мессовские отложения залегают на перемытых остатках морены максимального оледенения, которая снабдила мессовские отложения крупнозернистым материалом, в то время как в сопочно-каргинских, яковлевских и больше-

хетских скважинах пески залегают непосредственно на мелко- и тонкозернистых меловых песках.

Обобщая данный материал, можно подчеркнуть, что изменения минерального и гранулометрического состава этих отложений тесно связаны с характером подстилающих пород, которые, следовательно, подвергались размыву и принимали участие при формировании мессовских песков. Другая характерная особенность строения мессовских слоев — укрупнение зернистости песчаных отложений снизу вверх по разрезу, что может свидетельствовать о регрессивном характере этой песчаной толщи.

Селякинская пачка

В районе Усть-Порта и к северу от него (Селякин мыс, пос. Караул) на мессовских песках на глубине около уровня моря залегают бурые горизонтально-слоистые алевроиты с крупными глинисто-карбонатными конкрециями типа иматровых камней, лишенные остатков морских организмов. Они характеризуются прослоями растительного детрита, тонкого песка и остатками пресноводных остракод (Сухорукова, Гудина, 1969). Эти осадки, мощностью около 20 м, являются переходными от пресноводных мессовских песков к санчуговским морским отложениям и выделены в селякинскую пачку.

На Селякинском мысу пачка представлена чередующимися слоями глинистого алевроита, алевроитистой глины (Md 0,02—0,01 и 0,006—0,008 мм, S_0 3,15—3,87) и алевроитистого песка (табл. 2), мощностью от 3—4 до 10—15 см в нижней части и 20—50 см выше по разрезу (рис. 8, фото 1)*. Часто встречаются прослои слабокарбонатного песчанистого алевроита с тонкой горизонтальной и слабоволнистой слоистостью, с торфянистыми пропластками и прослои тонкозернистого песка.

При изучении шлифов под микроскопом видно, что селякинские алевроиты сохраняют горизонтальную микрослоистость, подчеркиваемую большим количеством гелефицированных растительных остатков. Для алевроита характерна агрегативная текстура основной массы породы (фото 2, 3) с многочисленными угловато-округлыми комочками бурой глины ориентированной текстуры. Обильны округлые чешуйки желто-зеленого тонкоагрегатного хлорита, чистого и измененного. Горизонтально-слоистые алевроиты селякинской пачки, по Ф. С. Бузулудкому (1971), характеризуются кварц (35—52%) - плагиоклазовой (24—55%) ассоциацией минералов в легкой фракции и небольшим выходом тяжелой фракции (3—5%) при высоком содержании пироксенов в ней (51—74%).

На высоте 13 м над уровнем Енисея встречены глинисто-карбонатные конкреции размером 10—15 см, по форме похожие на иматровые камни **. На близлежащих находится большое количество таких конкреций, вымытых из пород разреза (фото 4). На высоте 15 м найдены, по определению М. А. Решетниковой, створки пресноводных остракод *Limnocythera* sp., *Cytherissa Lacustris*. Ни моллюсков, ни фораминифер не обнаружено.

В спорово-пыльцевых спектрах пачки, по Т. П. Левиной (1971), значительно преобладает пыльца травянистых растений, представленная в основном злаками и разнотравьем. Пыльца древесных пород не превышает 20%, большая часть принадлежит плохо сохранившейся пыльце березы. Очень мало пыльцы кустарников, в основном это *Alnus fruticosa* Rupr. и березы секции *Nanae*. Доминируют споры зеленых мхов и, в меньшей степени, папоротников. Постоянно встречаются споры арктических

* Здесь и далее фото см. в приложении.

** Иматровые камни — мергелистые конкреции уплощенно-овальной двускопальной формы с закономерно повторяющимися вариациями. Они описаны впервые в районе водопада Иматра, широко распространены в ледничных озерно-ледниковых глинах четвертичных отложений Европы, Канады, США (Максенов, 1966).

Таблица 2

Результаты гранулометрического анализа четвертичных отложений

Место-нахождение	Слои	№ образца	Размерность, мм								Md	So
			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—0,001	<0,001		
п. Кара-ул, общ. 14	Зырякские	5/1	0,5	3,9	11,4	13,3	17,9	9,6	16,9	26,5	0,008	8,46
		5/2	—	—	0,6	8,1	41,9	15,1	17,9	24,5	0,003	3,74
		5/3	—	0,4	1,0	0,1	12,4	4,9	32,3	48,9	0,001	2,64
		5/5	—	0,8	5,5	5,7	33,3	18,2	18,4	18,1	0,008	2,64
	Никитинский яр, общ. 4 и 5	5/16	1,1	8,9	24,4	33,2	18,1	7,0	3,5	3,8	0,07	2,81
		5/17	1,5	8,3	19,2	14,8	22,3	12,8	7,9	13,2	0,024	4,85
		5/18	—	—	0,2	13,3	7,0	19,8	32,9	26,8	0,003	2,99
		4/1	1,0	6,0	14,5	16,2	17,7	9,1	12,0	23,5	0,021	6,60
		4/2	1,9	10,9	1,7	16,3	22,2	5,7	10,4	10,9	0,061	4,34
		4/3	0,4	5,7	25,4	37,5	18,7	4,5	2,6	5,2	0,07	2,15
		4/5	1,6	6,3	30,7	1,6	1,9	0,7	0,5	0,1	0,3	1,41
		4/6	0,8	8,1	1,9	18,0	21,2	5,7	12,0	12,3	0,05	3,29
		4/7	1,0	9,1	22,1	15,9	24,1	5,5	8,8	13,5	0,059	4,17
		4/7	1,1	9,2	24,6	16,0	23,9	4,6	10,8	11,5	0,05	3,88
		4/9	1,3	8,1	8,4	25,9	27,0	8,7	9,9	10,7	0,04	3,30
		4/10	1,0	9,3	21,9	21,4	21,4	6,6	8,3	10,1	0,05	3,72
		4/11	1,0	6,7	18,4	16,8	23,0	8,4	11,8	13,9	0,02	4,70
		4/12	—	0,9	1,4	2,3	28,5	13,2	24,3	29,4	0,02	4,47
		4/15	—	—	0,3	1,8	21,2	17,1	28,7	30,6	0,004	3,46
		4/16	—	—	0,3	8,5	37,6	20,3	13,4	19,9	0,002	2,36
		4/17	—	—	0,2	8,3	19,5	23,4	25,3	23,3	0,005	3,89
		4/18	—	—	0,2	0,7	27,4	18,1	22,9	30,7	0,004	4,15
		4/14	0,5	3,0	9,0	39,6	22,9	5,0	8,0	12,0	0,054	2,82
		4/19	—	—	0,5	1,1	3,9	3,4	29,6	61,5	0,001	1,45
		4/20	0,4	5,4	26,9	12,6	20,5	5,8	8,4	20,0	0,035	6,70
		4/21	—	4,7	84,4	5,3	3,2	2,0	0,3	0,1	0,17	1,22
		4/22	0,3	4,3	20,7	22,3	20,0	7,6	7,6	17,2	0,04	4,46
		4/24	—	1,6	82,3	9,5	2,7	1,4	1,0	1,5	0,16	1,88
		21/2	0,4	1,7	6,9	9,3	21,0	8,7	25,7	26,3	0,004	4,96
		21/4	—	0,7	3,6	0,5	18,1	8,3	36,9	31,9	0,002	3,57
		21/7	1,1	6,5	14,6	13,0	25,0	9,5	12,5	17,8	0,02	5,43
		21/10	—	1,3	16,4	30,6	28,7	4,3	4,8	13,9	0,045	7,45
		21/13	—	1,8	10,9	22,7	36,6	6,9	9,3	11,8	0,03	2,85
		21/14	2,6	12,9	25,7	20,7	17,6	5,3	10,9	4,3	0,078	4,39
		21/16	0,4	3,1	9,4	14,0	17,3	11,6	21,7	22,7	0,007	5,70
		20/9	1,1	6,8	16,7	16,8	21,0	8,0	9,9	19,7	0,032	7,06
		20/18	0,6	3,0	8,7	9,9	19,6	11,2	20,9	26,1	0,006	6,65
	Селинская пачка	20/20	—	—	0,2	1,8	38,0	21,9	19,6	18,5	0,007	3,16
		20/22	—	—	1,5	2,1	22,9	21,5	28,7	23,3	0,004	3,15
		20/24	—	—	0,3	8,3	43,1	12,7	16,2	19,4	0,012	3,56
		20/26	—	—	0,2	0,6	44,1	18,3	15,6	21,2	0,008	3,16
		20/28	—	—	0,6	23,4	42,1	7,6	9,4	16,9	0,022	3,27
		20/30	—	—	0,1	2,4	34,1	24,7	20,6	18,1	0,006	2,52
		14/19	—	—	0,4	5,5	47,6	17,2	11,5	17,8	0,013	3,60
		14/20	—	—	0,2	6,8	44,6	14,3	14,2	19,9	0,011	4,98
		14/21	—	—	0,2	1,5	44,6	15,2	17,8	20,7	0,009	3,69

и альпийских плаунов. Особое своеобразие спектра придает присутствие пыльца типичного степного вида эфедры и несколько повышенное содержание маревых. 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 перигляциальных условий оледенения, связанных с холодным и сухим климатом (Левина, 1971).

Пачка горизонтально-слоистых алевроитов перекрывается на высоте 17—23 м санчуговскими оскольчатыми неслоистыми плохо сортирова-

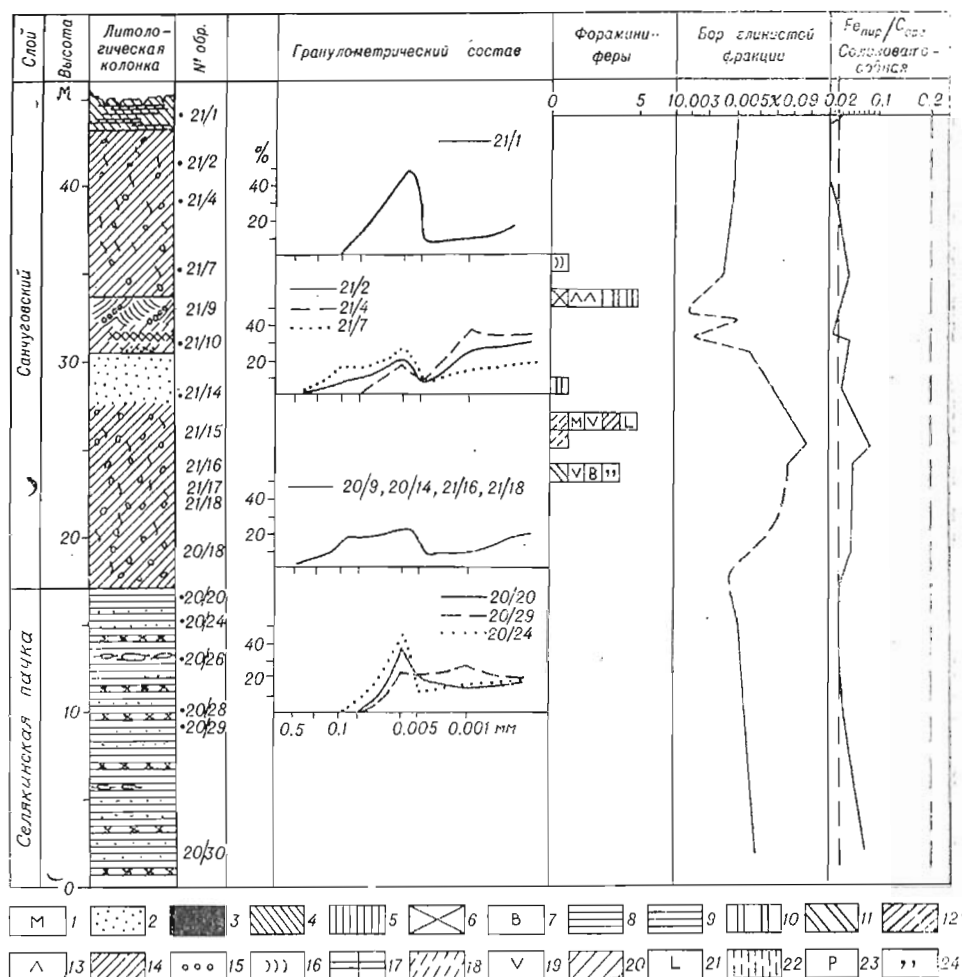


Рис. 8. Разрез обнажения у Селякина мыса; в нижней половине пресловодные горизонтально-слоистые алевроиты селякинской пачки, в верхней — санжуговские морские несортированные алевроиты с галькой. Усл. обозн. литологии см. рис. 5. Фораминиферы: 1—Miliolidae, 2—Polimorphinidae и Nodosariidae, 3—Monionidae и Elphidiidae, 4—Cyclogira involvens, 5—Quinquelaculina longa, 6—Tappanella arctica, 7—Buccella frigida, 8—B. troitzkyi, 9—Cribronion incertus, 10—Cr. obscurus, 11—Protelphidium asterotuberculatum, 12—Pr. lenyculare, 13—Pr. orbiculare, 14—Pr. parvum, 15—Elphidium boreale, 16—E. obesum, 17—E. selseyense, 18—E. subclavatum, 19—Cribroelphidium goesi, 20—Gr. granatum, 21—Elphidiella tumida, 22—Cassandra teretis, 23—Planocassidulina norcrossi, 24—Cassidulina subacuta.

Цифры в условных обозначениях гранулометрического состава здесь и далее означают помер образца.

ными алевроито-глинистыми породами с галькой и валунами (Md 0,007—0,08 мм, S₀ 5,7—6,6) (см. рис. 8). Контакт слоев отмечен тонкой присыпкой мелкозернистого песка. Мощность слоя 12 м. Плохо сортированные санжуговские породы содержат немногочисленные фораминиферы санжуговского комплекса.

Другое обнажение селякинских пород наблюдается выше по течению Енисея, в 0,3 км от пос. Караул (рис. 9, обн. 14). Пачка залегает на высоте 15—39 м над рекой, в нижней половине она представлена чередующимися 10—30 см слоями бурого тонкопесчанистого, глинистого алевроита и алевроитистого песка. Отдельные слои имеют горизонтальную или

тонкую линзовидно-перекрестную слоистость. Без нарушения горизонтальной слоистости послойно располагаются многочисленные глинисто-карбонатные конкреции размером до 20 см, по форме похожие на иматовые камни.

С высоты 25 м увеличивается число песчаных прослоев, улучшается сортированность алевроита (Md 0,06—0,03 мм, S_0 2,04—2,71). Конкреции в средней части горизонтально-слоистой пачки становятся мелкими и редкими.

Верхняя часть пачки представлена хорошо сортированными алевроитами (Md 0,01—0,03 мм, S_0 2,0—2,6), отличающимися тонкой, линзовидно-перекрестной слоистостью в маломощных (3—5 см) сериях. Здесь наблюдаются два прослоя мощностью 0,5—1 м, сильно деформированные по типу пластических течений свежееотложенного осадка по дну водоема. Прослои со смятой деформированной слоистостью разделены горизонтально-слоистым алевроитом ненарушенной текстуры. Подобные текстуры отмечались также нами в среднечетвертичных озерно-ледниковых горизонтально-слоистых алевроитах Среднего Приобья (Сухорукова, Мизеров, 1964).

Селякинские алевроиты на высоте 39 м над уровнем Енисея перекрываются морскими санчуговскими отложениями мощностью 5 м. Последние представлены серой плохо сортированной песчано-глинисто-алевритовой породой с галькой, валунами, неправильными линзами торфа, содержащей немногочисленные фораминиферы санчуговского комплекса.

Спорово-пыльцевые спектры караульского и селякинского разрезов указывают на смену перигляциальной растительности (в селякинских отложениях) растительностью, близкой типичной тундре (в морских санчуговских алевроитах) (Левина, 1971).

Следующее обнажение селякинской пачки располагается в 10-ти км вверх по течению от пос. Караул (рис. 10, обл. 16). Здесь до высоты 10 м над уровнем Енисея прослеживается неслоистый коричнево-бурый песчано-глинистый слабокарбонатный алевроит. Выше (10—23 м) он становится горизонтально-слоистым за счет прослоев мелкозернистого хорошо сортированного песка (2—3 см), глинисто-карбонатных конкреционных прослоев, обогащенных гидроокислами железа мощностью 1 см, тончайших (2—3 мм) прослоев торфа. В некоторых сериях мощностью 3—4 см наблюдается тонкая линзовидно-перекрестная слоистость.

Около пос. Казанцево обнажается, возможно, та же селякинская пачка. В нижней части она сложена горизонтально-слоистым глинистым алевроитом видимой мощностью 17 м с конкреционными, глинисто-карбонатными прослоями и послойно расположенными конкрециями. Она перекрывается 4—5-метровым слоем алевроита с тончайшей линзовидно-перекрестной слоистостью, подчеркнутой торфянистыми пропластками. На высоте 32,5 м над уровнем Енисея вскрываются морские санчуговские отложения — плохо сортированная песчано-глинисто-алевритовая порода с гнездами песка, гравием, галькой и немногочисленными фораминиферами санчуговского комплекса.

Характеризуя нижний контакт селякинской пачки, можно отметить следующее. Между Селякиным мысом и пос. Усть-Порт в низкой воде видно, что горизонтально-слоистые алевроиты залегают на среднечетвертичных косослоистых песках с растительным детритом и обильной угольной крошкой. По мнению С. Л. Троицкого, эти пески принадлежат мессовскому горизонту. Выше горизонтально-слоистых алевроитов селякинской пачки на высотах от 17 до 39 м (Селякин мыс, пос. Казанцево, пос. Караул) располагаются морские санчуговские отложения, представленные плохо сортированной песчано-глинисто-алевритовой породой с галькой, гравием с немногочисленными фораминиферами, породой, аналогичной санчуговским суглинкам стратотипического разреза на р. Санчуговка напротив о-ва Никитинский.

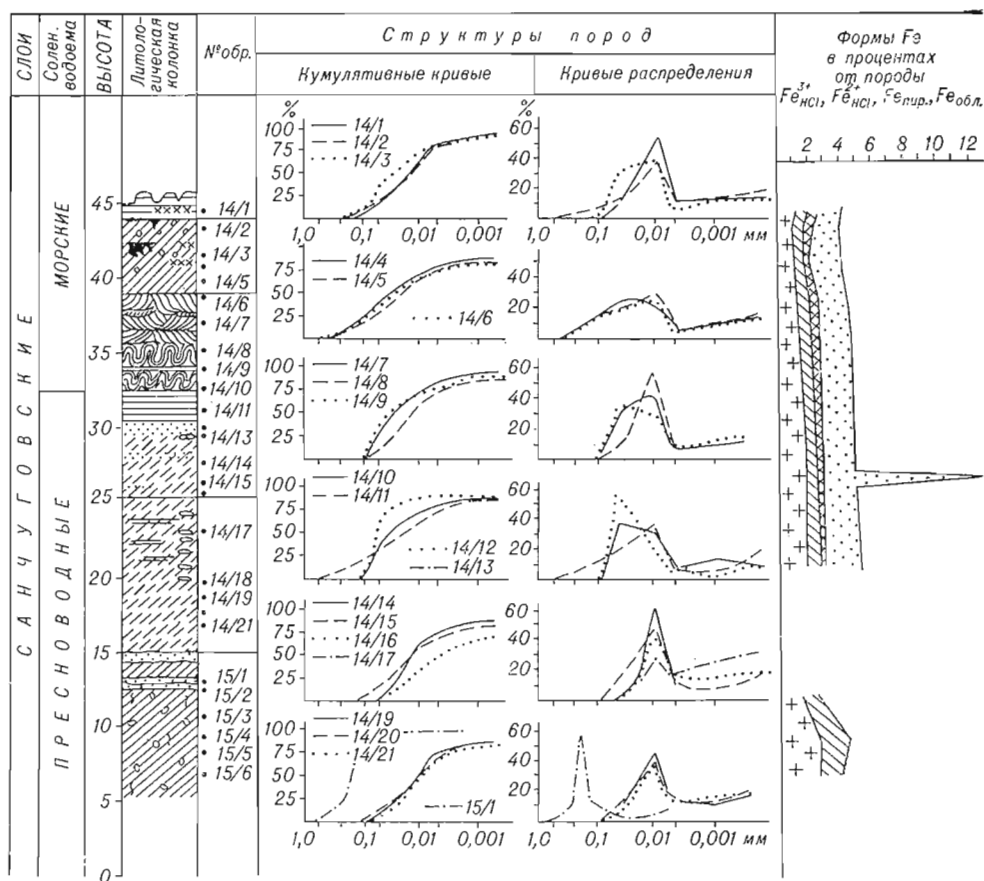
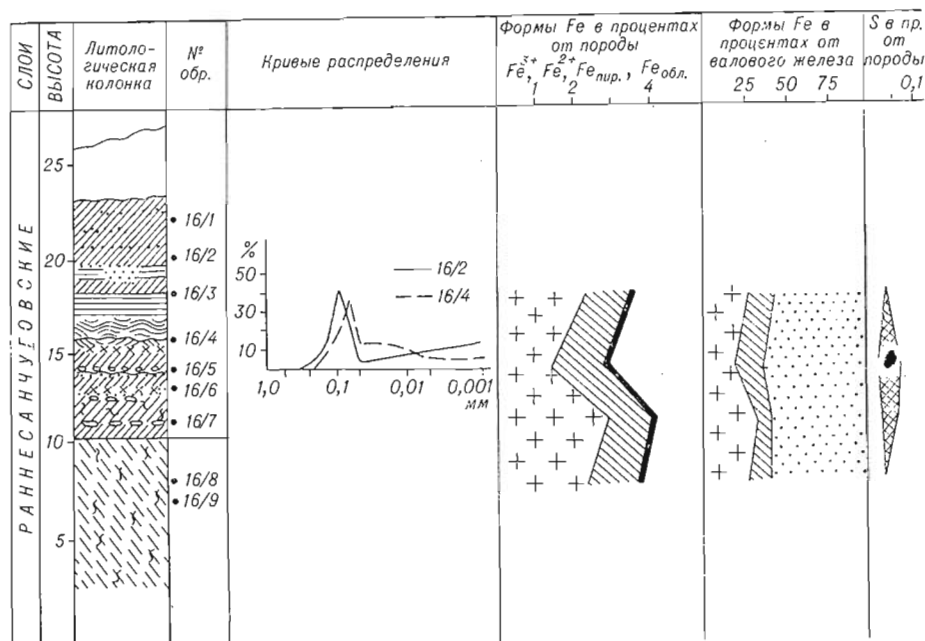


Рис. 10. Гранулометрический состав (M_d , S_0), формы железа, сера, органическое из пресноводных отложений селякинской пачки в 1 км выше пос. Караул, обн. 14.

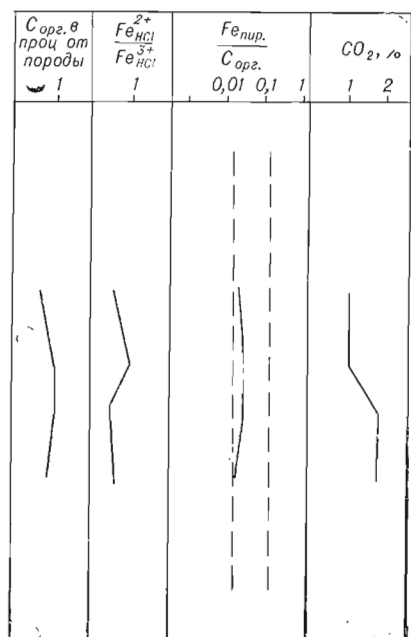
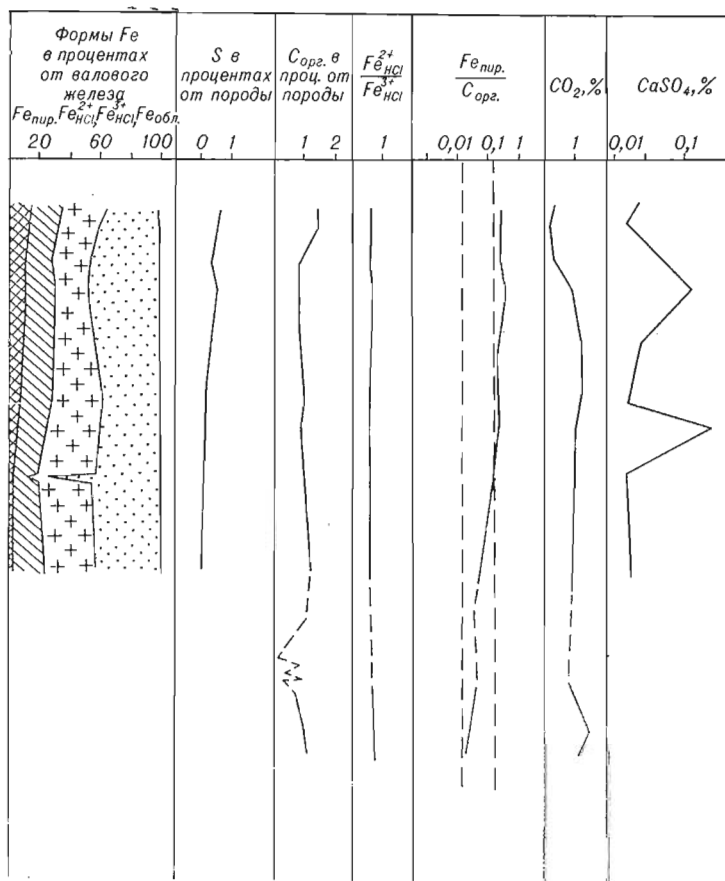


Рис. 9. Гранулометрический состав (Md , S_0), формы железа, сера, органическое вещество, CO_2 , гипс, отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , $Fe_{пир.}/C_{орг.}$ в разрезе пресноводных отложений селякпнской пачки в 10 км выше пос. Караул, обн. 16. Усл. обозн. см. на рис. 5.



вещество, CO_2 , гипс, отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , $Fe_{пир.}/C_{орг.}$ в разрезе. Усл. обозн. см на рис. 5.

На междуречье Большая и Малая Хета, судя по буровым скважинам на мессовских песках на отметках —45 м (рис. 13, скв. 5-МХ), по описанию С. Л. Троицкого, залегает крупногоризонтально-слоистая пачка песчано-глинистых алевроитов (35 м) с прослоями растительного детрита, глин и редкой окатанной галькой долерита. В нижней половине пачки отмечены карбонатные конкреции лучистой формы. Фораминиферы и моллюски не встречаются. Судя по типу слоистости и особенно по наличию карбонатных конкреций, эти отложения принадлежат к мелководным, по всей видимости, опресненным фациям, которые можно сопоставить с селякинской пачкой.

Таким образом, стратиграфическое положение селякинской пачки горизонтально-слоистых алевроитов позволяет думать, что она сформировалась в позднемессовское или раннесанчуговское время. Спорово-пыльцевые спектры, по Т. П. Левиной, показывают, что во время ее накопления на суше была развита перигляциальная растительность, сочетающая элементы тундры и степи и свидетельствующая о климате значительно холоднее современного. Находки пресноводных остракод и отсутствие остатков морских организмов говорят о пресноводных условиях осадконакопления.

Пачка селякинских алевроитов однотипна с коевскими слоями Норильского района (Крюков и др., 1967), представленными горизонтально-слоистыми алевроитами с глинисто-карбонатными конкрециями и остатками пресноводных организмов. Аналогичные, по мнению автора, фациально близкие отложения описаны в разрезах Большеземельской тундры (Кранивьер, 1965; Данилов, 1966). Столь широкое развитие отложений этого типа требует сопоставления, обсуждения их стратиграфического положения и палеогеографического значения.

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Санчуговские слои

Слои представлены толщей песчано-алеврито-глинистых пород мощностью 100—150 м, содержащих арктический комплекс морской фауны. По условиям залегания и строению среди санчуговских отложений выделяются три типа разрезов. Они отражают фациальный ряд санчуговских морских отложений от мелководных к наиболее полным и широко развитым разрезам открытой части моря и относительно глубоководным, менее распространенным осадкам отдельных депрессий.

Наиболее полными и распространенными являются разрезы стратотипического района Усть-Порта, северной части бассейна рек Большая и Малая Хета, м. Сопочная Карга, р. Яковлева. Санчуговские отложения залегают здесь на мессовских песках, остатках самаровской морены или на меловом субстрате на глубине 40—60 м ниже уровня моря. Достаточно закономерное строение санчуговских отложений этих разрезов впервые подмечено С. Л. Троицким (1966), который выделил среди них пачку суглинков и глин (слой Б), среднюю песчаную пачку (слой В) и верхнюю пачку глинистых отложений (слой Г). Определения гранулометрического состава, выделение типов пород и анализ их распределения по разрезу (Сухорукова, 1969₁, 1974₁) позволили дополнить это положение об однотипности строения морской толщи и закономерности ее изменения во времени. Примерно до высоты уровня моря санчуговские отложения представлены хорошо сортированными алевроитами, алевроитовыми глинами и песками, объединяющими слои Б и В, по С. Л. Троицкому. Верхняя половина разреза санчуговских отложений залегает выше уровня моря (слой Г) и представлена, главным образом, несортированными валунсодержащими песчано-глинистыми алевроитами, неслоистыми или слабогоризонтально-

слоистыми за счет послойного расположения грубообломочного материала, прослоев и линз песка.

К другому типу разреза относятся сравнительно мелководные отложения вблизи устья Енисея в районе выходов меловых пород, где широко развиты песчаные фации, а санчуговские валунсодержащие алевроиты имеют ярко выраженную мореподобность. Относительно мелководные валунсодержащие алевроиты развиты также на Среднем Енисее. Этот тип разреза характеризуется меньшей мощностью, до 40 м. Менее распространен глубоководный тип разреза, вскрытый в депрессиях Большехетского, Туруханского, Норильского районов.

Вначале рассмотрим строение наиболее полного и часто встречающегося типа разреза санчуговских отложений в районе Усть-Порта. Многочисленные буровые скважины показывают, что на месте древнего Малохетского каньона и в 10 км восточнее (см. рис. 4) санчуговский горизонт ниже уровня моря почти весь размыт и замещен отложениями каргинской террасы и поймы. Здесь сохранились лишь отдельные, врезанные в мессовские пески или галечники линзы санчуговских алевроитов, плохо сортированных, серых, оскольчатых, с единичной галькой и обломками раковин. Галька чаще выветрелая, с каймой ярко-желтого ярозита, много охристых включений. Алевроиты плохо сортированы (S_0 3,5), имеют двухвершинную кривую распределения гранулометрического состава (скв. 44-к; см. рис. 7). Между Малохетским древним каньоном и Енисеем санчуговские отложения опускаются до поверхности меловых пород или мессовских песков на глубины от 45—72 м до 20—30 м ниже уровня моря.

В наиболее пониженных местах древней долины на месте Сухой Дудинки (см. рис. 4, скв. 88-к; 111-к, 112-к, 113-к) на мезозойских белых песках и песчаниках залегают, по всей видимости, санчуговские глины светло-серые, тонкослоистые или с реликтами слоистости без включений, мощностью от 6 до 52 м. В верхней части глин появляются прослой мелко-, среднезернистых песков с крупными гальками долеритов. В скв. 111-к на глубине 50 м ниже уровня моря найдены фораминиферы. Эти чистые плотные глины по отчетливой слоистости, отсутствию включений и хорошей сортированности значительно отличаются от санчуговских отложений, вскрывающихся выше уровня Енисея. Стратиграфическое положение глин не ясно. Может быть, они принадлежат к нижней части санчуговских слоев, являясь фациальной разновидностью хорошо сортированных алевроитов южной части санчуговских слоев, вскрывающихся в скважинах Большехетского района. Может быть, они досамаровские.

Выше уровня Енисея санчуговские отложения в районе Усть-Порта хорошо изучены во многих разрезах правого берега Енисея и его притоков (Сакс и Антонов, 1945; Сакс, 1951; 1953; Трояцкий, 1966; Стрелков, 1951). Наиболее интересны разрезы на р. Санчуговка, против о. Никитинский, у сел Казанцево и Караул.

В стратотипическом разрезе санчуговских слоев на левом берегу р. Санчуговка (обн. 29) вскрывается, по описанию В. Н. Сакса, голубовато-серый суглинок, песчанистый, оскольчатый, с неправильными линзами разнозернистого песка, с мелкой хорошо окатанной галькой угля, кварца и траптов. Встречаются валуны трапна размером до 0,5 м. По данным гранулометрического анализа, проведенного М. К. Калинко (1940) и повторенного нами по новым сборам образцов, суглинок является плохо сортированной глинисто-песчано-алевритовой породой с двухвершинной кривой распределения, отчетливо выделяющейся среди других типов пород. Здесь найдены обломки и целые створки раковин морских моллюсков. В песчаных прослоях содержатся многочисленные фораминиферы санчуговского комплекса.

Выше залегают хорошо сортированные с мелкозернистыми прослоями среднезернистые пески с галькой угля и траптов, с линзами бурой супеси. Пески горизонтально- и косослоистые, палеонтологически немые.

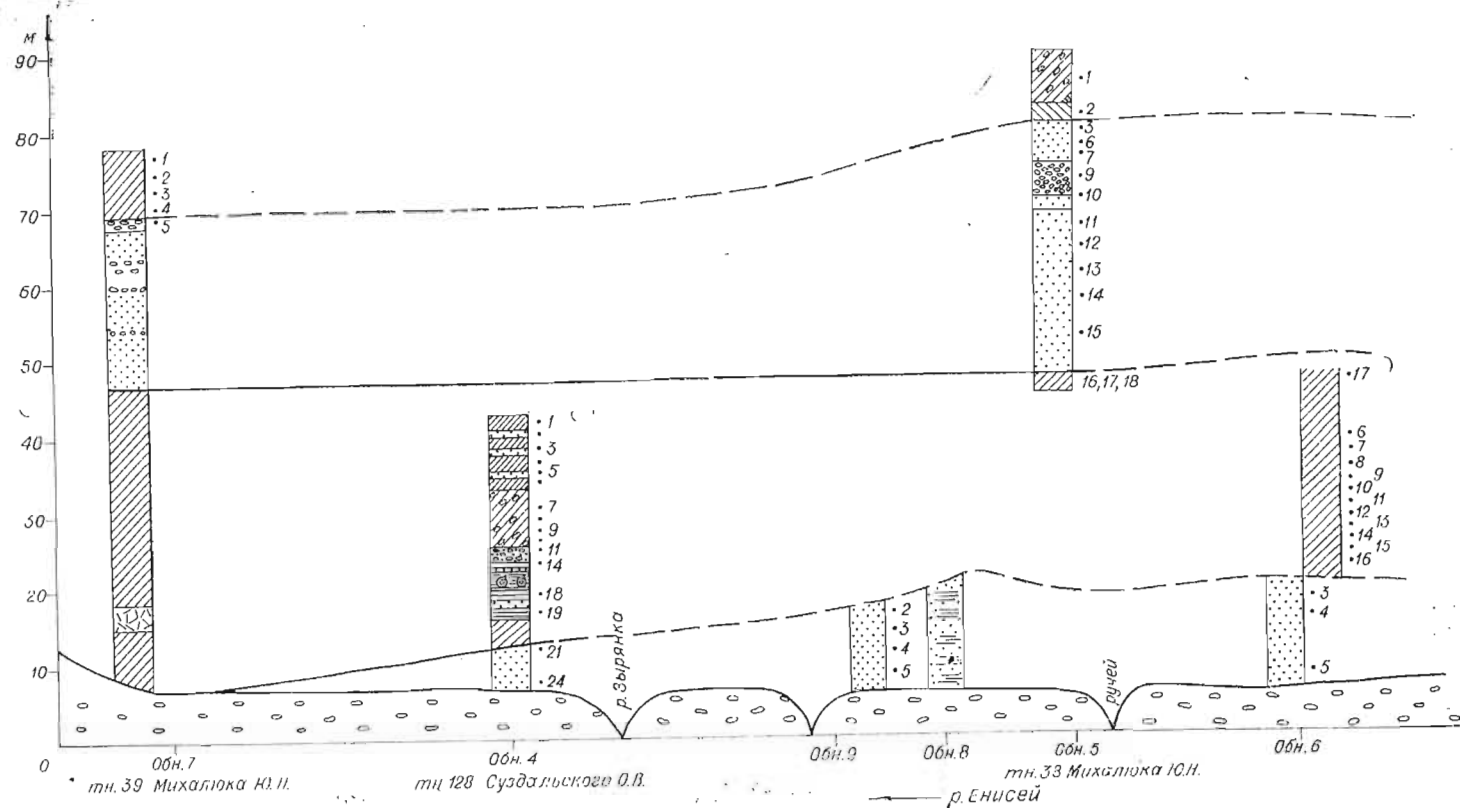


Рис. 11. Строение четвертичных отложений на правом берегу Енисея против о. Никитинский. Усл. обозн. см. рис. 5.
Цифра и точка означают номер и место взятия образца.

Наиболее полно морские санчуговские отложения представлены рядом разрезов правого берега Енисея против о. Никитинский, выше по течению от пос. Усть-Порт (рис. 11). В основании берегового уступа (обн. 4, 9, 8, 6) до высоты 5—6 и 12—20 м над уровнем Енисея залегают мелкозернистые, прекрасно сортированные пески (Md 0,1 мм, S_0 1,01—1,46), иногда с примесью гальки. Они (фото 5) содержат горизонтально-слоистые прослои глинистого алевроита и песчано-глинисто-алевритовой плохо сортированной породы (Md 0,04 мм, S_0 4,46) мощностью 5—10, иногда до 50 см, часты пропластки растительного детрита. Крупные серии (мощностью до 0,5 м) имеют косую, а маломощные (5—10 см) — тонкую линзовидно-перекрестную слоистость. В одном из прослоев плохо сортированной породы (обн. 4, обр. 22) найдены единичные фораминиферы (рис. 12). Ниже устья р. Зырянки пески на высоте 12 м сменяются трехметровым слоем плохо сортированной породы (Md 0,05 мм, S_0 6,7).

Выше, в интервале 15—22 м, залегают серые очень тонкие пластичные, с раковинистым взломом, монтмориллонитовые глины без фораминифер по данным С. Л. Троицкого, с раковинами морских моллюсков *Portlandia arctica* (Gray.), *Yoldiella lenticula* (Möll.), *Astarte compressa* (L.), *Macoma calcarea* (Chemn.). В их основании обнаружены своеобразные «перекрученные» глинисто-карбонатные стяжения, секущие слоистость. Неясно выраженная горизонтальная слоистость нарушена мерзлотными процессами, придавшими глине мелкооскольчатую или мелкокомковатую текстуру. Прослой наиболее тонко отмученной мелкооскольчатой глины мощностью до 0,5 м прослеживается в береговом обрыве на высоте 15—17 м почти до пос. Усть-Порт и отмечен как своеобразный маркирующий горизонт. Верх по разрезу на высоте 22—24 м глины становятся алевритовыми. В одном из прослоев обнаружено до 100 экземпляров фораминифер в 100 г породы. Их видовой состав, по определению В. И. Гудипой (1969), свидетельствует о нормальной солености, некотором потеплении вод бассейна и спокойной обстановке осадконакопления. Подобный по составу, но богатый по содержанию комплекс (до 650 экз. в 75 г породы) описан В. Я. Слободным и Г. П. Недешевой из этого же прослоя глинистого алевроита.

На высоте 25 м фораминиферы исчезают и появляются солоноватоводные остракоды. Выше залегают линзы и прослои очень плохо сортированного среднезернистого песка (Md 0,20 мм, S_0 5), содержащего валуны и гальку. Можно думать, что отложение данных пород происходило в момент некоторого опреснения и начала значительных изменений условий осадконакопления в санчуговском море (Сухорукова, Гудина, 1969).

Верхнюю половину глинисто-алевритовой пачки (см. рис. 12, обн. 4, выс. 26—47,5 м) составляют серые, оскольчатые, плохо сортированные песчано-глинисто-алевритовые породы (Md 0,05 мм, S_0 3,3—4,7) с валунами и галькой (фото 6), аналогичные санчуговским оскольчатым суглинкам стратотипического разреза на р. Санчуговка. Валунсодержащим суглинкам (несортированным песчано-глинистым алевроитам пятого типа) присуща беспорядочная микротекстура. Изучение многочисленных шлифов показывает ее удивительное однообразие. В глинисто-алевритовую массу погружено большое количество полуугловатых зерен минералов и обломков пород песчано-гравийной размерности (фото 7). Более глинистые разности плохо сортированных пород морских санчуговских отложений, например в верхней половине разреза у Селякина мыса, имеют пропластки и линзы ориентированных агрегатов монтмориллонитовой глины (фото 8) или глинисто-ориентированную текстуру основной монтмориллонитовой глинистой массы породы (фото 9).

Следует отметить грубую горизонтальную слоистость плохо сортированных оскольчатых суглинков никитинского разреза, выраженную в горизонтально-послойной ориентировке галечно-валунного материала, горизонтальных (1—2 или 15—20 см) прослоях мелко- и среднезернистого песка. Кроме того, строение пачки валунсодержащих оскольчатых алев-

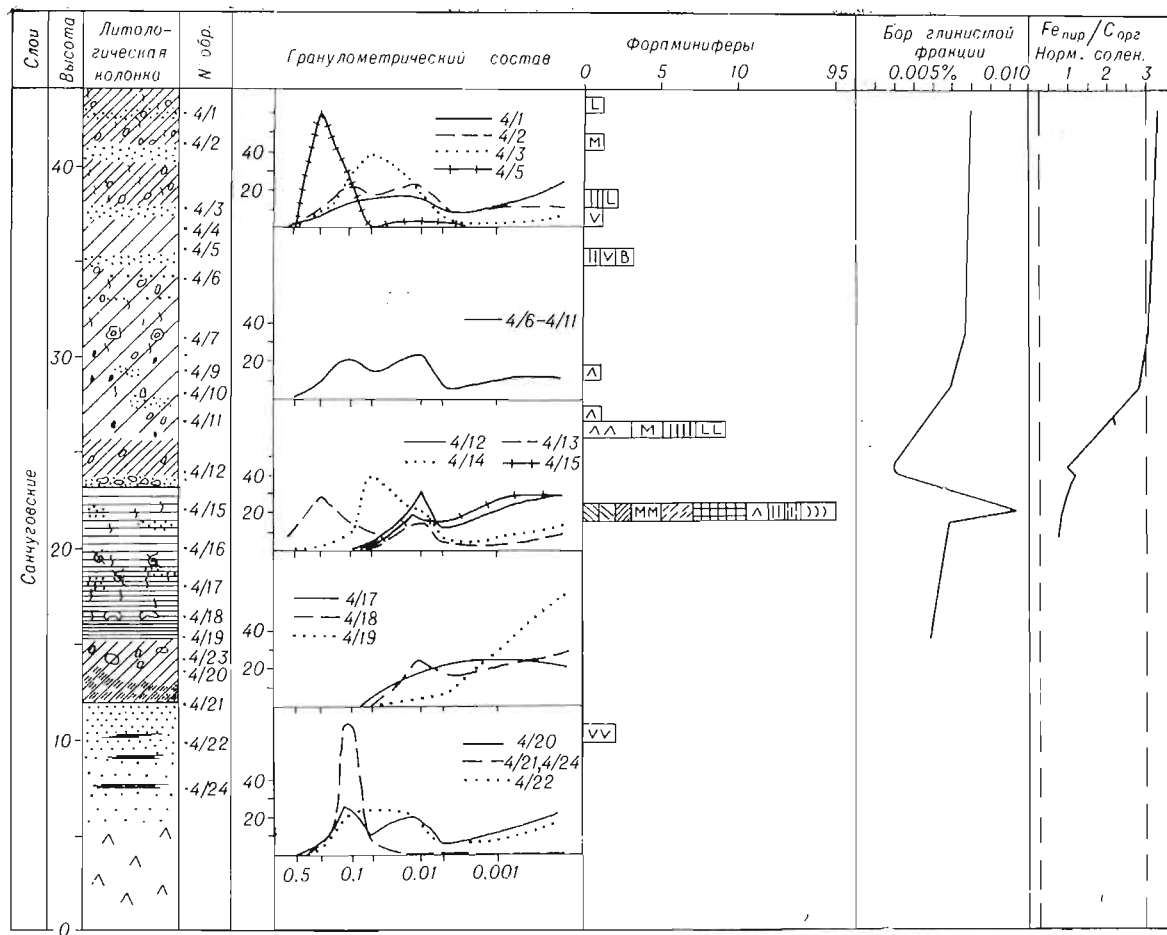


Рис. 12. Разрез морских санчуговских отложений Ншкитилского яра, ниже устья р. Зырянка (обн. 4).
Усл. обозн. см. рис. 5.

ритов Никитинского обнажения постепенно изменяется вверх по разрезу, что заключается в уменьшении количества грубообломочного материала и повышении зернистости пород, увеличении содержания глинистой фракции и появлении прослоев глин.

Санчуговские плохо сортированные песчано-глинисто-алевритовые породы на р. Санчуговка и против о. Никитинский содержат бедный в видовом и количественном отношении санчуговский комплекс фораминифер (Гудина, 1969; Сухорукова, Гудина, 1969). Эта особенность свойственна всем валунсодержащим суглинкам санчуговских слоев. В спорово-пыльцевых спектрах, по Т. П. Левиной (1971), за время накопления санчуговских отложений никитинского разреза намечаются три фазы в развитии растительности:

1. 14—34 м над Енисеем — тундра с остатками перигляциальной растительности. Пески, глины, глинистые алевриты с богатым комплексом фораминифер и нижняя часть пачки плохо сортированных пород.

2. Над Енисеем, интервал 34—42 м. Типичная тундра. Верхняя часть пачки плохо сортированных пород с частыми прослоями песка.

3. Интервал 42—44 м, южная кустарниковая тундра. Глинистый прослой в верхах пачки несортированных пород.

Как указывает Т. П. Левина, на первом этапе основной фон в растительном покрове создавали типичные тундровые ассоциации, а элементы степной растительности играли незначительную роль. По-видимому, это было уже начало потепления, хотя климат и не достигал современного уровня. Растительность третьего этапа существовала, вероятно, в условиях, очень близких к современным.

Также интересен другой разрез санчуговских отложений этого района в 4 км выше по течению от пос. Казанцево (обн. 19). Над уровнем Енисея на высоте 5—7 м обнажаются алевритовые глины с гравием и галькой. До высоты 20 м в разрезе, местами закрытом осыпями и обвалами, наблюдается чередование глинистого алеврита и хорошо сортированного песчаного алеврита. Далее (21—24 м) вскрывается светло-серый горизонтально-слоистый алеврит, хорошо сортированный с прослоями глинистого алеврита. В образце алеврита, взятого на высоте 22 м, найдено около 40 экземпляров фораминифер санчуговского комплекса (В. И. Гудина, 1966). В следующем образце (высота 23,5 м) число фораминифер уменьшается до 8 экземпляров. В интервале 24—25 м залегает грязно-серая однородная плохо сортированная порода с галькой и валунами с прослоями мелкозернистого серого косослоистого песка с единичными фораминиферами. Разрез завершается 2—3-метровым слоем песка хорошо сортированного, средне- и крупнозернистого, косослоистого, без фораминифер. На санчуговских отложениях залегает 3—4-метровая пачка мунистого слабокарбонатного алеврита с тонкогоризонтальной слоистостью, в которой фораминиферы не найдены. По-видимому, это молодые озерные осадки. Разрез санчуговских отложений у пос. Казанцево (обн. 19) может быть сопоставлен с обнажением 4 против о. Никитинский. Слои алевритов в них залегают на высоте 22—24 м и выделяются богатыми комплексами фораминифер.

Таким образом, плохо сортированные песчано-глинисто-алевритовые породы пятого типа (или валунсодержащие суглинки) — наиболее характерная и широко распространенная фациальная разновидность верхней части санчуговского горизонта. Они прослеживаются по правому берегу Енисея от устья р. Малышевка до руч. Косой (против о. Никитинский), вскрываются в стратотипическом разрезе в долине р. Санчуговка, залегают, как уже отмечалось, на пачке горизонтально-слоистых алевритов у Селякина мыса, поселков Казанцево и Караул. Эти породы содержат немногочисленные фораминиферы санчуговского комплекса. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют об относительном потеплении, о смене перигляциальной, близкой к современной тундре растительностью.

При анализе строения хорошо изученных разрезов района Усть-Порта следует остановиться на положении в разрезе хорошо сортированных алевроитовых глин, содержащих богатые комплексы фораминифер. Они не только подстилаются, но также перекрываются пачкой валунодержащих суглинков (плохо сортированных песчано-глинисто-алевритовых пород с галькой и валунами) до 20 м мощностью с немногочисленными фораминиферами. Поэтому совершенно не оправдано выделение алевроитовых глин с повышенным содержанием фораминифер в особые усть-портовские слои (Суздальский, Слободин, 1969; Суздальский и др., 1967), залегающие, по мнению этих исследователей, якобы на собственно санчуговских слоях с обедненным комплексом фораминифер. Справедливая критика палеонтологических основ этой попытки уже дана С. А. Архиповым (1971), В. И. Гудиной (Архипов и др., 1973). Здесь следует подчеркнуть, что усть-портовские слои — составная часть санчуговского горизонта, в нижней половине которого хорошо сортированные, а в верхней плохо сортированные породы с галькой, валунами и соответственным распределением остатков морских организмов.

В следующем районе к югу от Усть-Порта в долине р. Большая Хета (рис. 13, скв. 5-МХ, 17-БХ, 10-БХ, 26-БХ) санчуговские отложения залегают на мессовских песках, аналогах селякинской пачки или на меловом и, возможно, палеогеновом субстрате. Мощность достигает 100—150 м, подошва опущена на 40—60 м ниже уровня моря. Они содержат санчуговский комплекс арктических моллюсков и фораминифер (Сакс, 1953; Троицкий, 1966; Гудина, 1969) и представлены разнообразными алевроитами, песками, глинами, среди которых узнаются шесть гранулометрических типов пород, выделенных нами в санчуговских отложениях районов Усть-Порта (Сухорукова, 1969).

В междуречье Большая и Малая Хета в скважине 5-МХ морские санчуговские отложения залегают на пресловодных горизонтально-слоистых алевроитах. По содержанию карбонатных конкреций и отсутствию остатков морских организмов они, вероятно, сопоставимы с алевроитами селякинской пачки района Усть-Порта. Санчуговские отложения названной скважины представлены в нижней части 30-метровой пачкой чередующихся хорошо и средне сортированных алевроитов (Md 0,03—0,04 мм, S₀ 3,5—1,7) и мелкозернистых, хорошо сортированных песков (Md 0,1 мм, S₀ 1,8—1,9). В середине разреза найдены остатки растений плохой сохранности, чешуя шишки, отпечатки и обломки раковин *Portlandia arctica* (Gray.) с обрывками эпидермиса. Здесь появляются и фораминиферы, встречена редкая крупная галька долерита.

Верхняя часть санчуговских отложений представлена пачкой неслоистых, очень плохо сортированных песчано-глинисто-алевритовых пород пятого типа (Md 0,1—0,05 мм, S₀ 4—6) или валунодержащих суглинков мощностью 25 м. В ее верхней половине отмечен прослой породы пористой текстуры, содержащий, по определению С. Л. Троицкого, обломки *Portlandia arctica* (Gray.) и *Yoldiella lenticulla* Möll. и последние в разрезе фораминиферы.

По данным спорово-пыльцевого анализа (Архипов, Матвеева, 1964), климат времени формирования описанных отложений был относительно холодным даже для этих широт, но с тенденцией к некоторому смягчению.

Северо-западнее, в истоках р. Мессо-яха (скв. 17-БХ) вскрываются морские санчуговские отложения мощностью около 100 м. Ниже уровня моря здесь преобладают песчано-глинистые алевроиты, среднесортированные (Md 0,05 мм, S₀ 3,2—3,9), с редкой галькой долерита, мощностью 60 м, с редкими фораминиферами санчуговского комплекса. На высоте уровня моря наблюдается 12-метровая пачка песортированной песчано-глинисто-алевритовой породы пятого типа (Md 0,04—0,05 мм, S₀ 4,43—4,21) почти без фораминифер. Выше залегают преимущественно хорошо и среднесортированные алевроиты (Md 0,01—0,05 мм, S₀ 1,69—2,9) с осколками и «го-

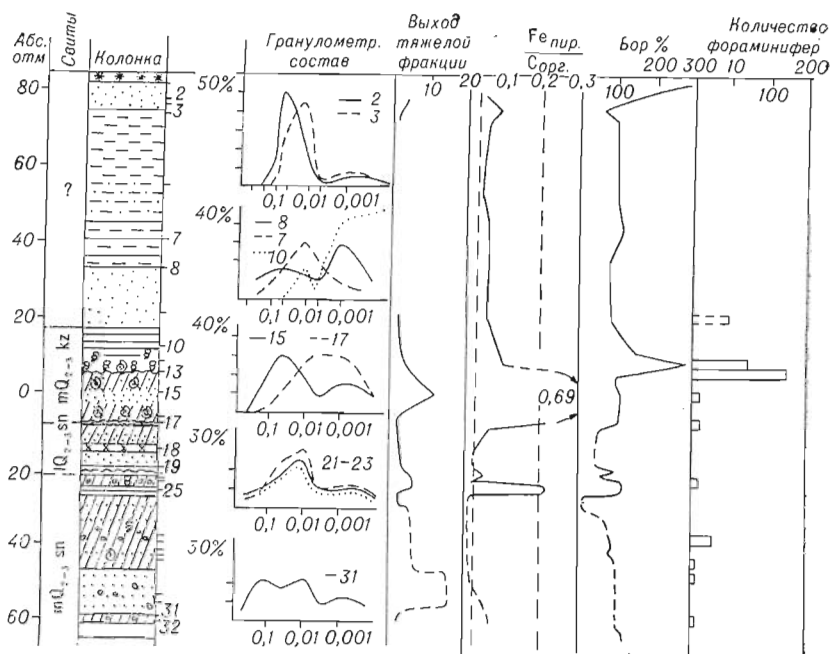


Рис. 14. Разрез четвертичных отложений скв. 26-БХ на левом берегу р. Большая Хета.

рошинами» коричневых глин, с обломками раковин моллюсков и немногочисленными санчуговскими фораминиферами. Для верхней половины разреза характерно увеличение количества обломков эффузивов, их сильная разрушенность, разложенность обломков туфов, окисленность растительных остатков и наличие выветрелых зерен, что позволило С. Л. Троицкому и Е. В. Шумловой отнести эти отложения к казанцевскому горизонту, однако В. И. Гудина по комплексу фораминифер считает их санчуговскими.

Таким образом, и здесь наблюдается смена хорошо сортированных несортированными валунсодержащими породами. Появление выветрелых обломков эффузивов, возможно, говорит о нарастании потепления климата в течение санчуговской трансгрессии.

Санчуговские отложения бассейна р. Большая Хета изучены в разрезах скважин 10-БХ, 26-БХ. На широтном отрезке р. Большая Хета (левый берег) скв. 10-БХ пройден разрез санчуговских отложений мощностью в 100 м, подошва которого находится на 40 м ниже уровня моря. Отложения представлены чередующимися среднесортированными алевритами (Md 0,05—0,06 мм, S_0 2,96—2,54) и хорошо сортированными мелкозернистыми песками (Md 0,06—0,1 мм, S_0 1,6—1,3). Повсему разрезу равномерно распределены немногочисленные санчуговские фораминиферы, часто плохой сохранности и окисленные. Породы этой скважины отличаются высокой степенью сортировки, равномерным распределением санчуговских фораминифер.

Далее на юг, в скв. 26-БХ (Сухорукова, 1971₂) вскрывается верхняя часть санчуговских отложений. На забое этой скважины (рис. 14) залегает прослой серого неслоистого, оскольчатого, плохо сортированного суглинка (Md 0,05 мм, S_0 4,9). Выше залегает песок мелкозернистый с гравием и галькой мощностью 10—15 м, перекрытый 25-метровой пачкой плохо сортированного суглинка с галькой и гравием и содержащий в основании фораминиферы плохой сохранности. В верхней части суглинка отмечены маломощные прослои глин брекчиевидной микротекстуры. Изучение про-

зрачных шлифов показало, что в суглинках многочисленны обломки окатанных полурастворенных палеогеновых (определения Н. А. Скабичевской) диатомовых водорослей. В одном из глинистых прослоев их так много, что породу можно назвать переотложенным диатомитом.

Санчуговский горизонт завершен 14-метровой пачкой пресноводных отложений, не имеющих остатков морских организмов и представленных тонкозернистым, хорошо сортированным песком, алевроитом с растительным детритом и глиной. В алевроите Н. А. Скабичевская (в шлифах) нашла пресноводные четвертичные диатомеи наряду с переотложенными морскими олигоценовыми и, возможно, меловыми формами. При минералогическом анализе отмечено, что смешанный состав палеогеновых и, возможно, меловых диатомей, не образующих никакого определенного комплекса, их чрезвычайно плохая сортированность, постепенное убывание вверх по разрезу с одновременным уменьшением количества обломков палеогеновых пород, появление четвертичных пресноводных диатомей говорят о переотложенном залегании морских диатомей в данном разрезе. Они не могут рассматриваться как доказательство более древнего возраста отложений, чем четвертичный.

Южнее (широта 68°) скв. 27-БХ в интервале от 100 до 30 м ниже уровня моря вскрываются типичные плохо сортированные санчуговские суглинки с галькой и валунами, значительно уплотненные (M_d 0,03—0,04 мм, S_0 3,16—3,74), с многочисленными прослоями песков. Постоянно встречаются малочисленные сообщества фораминифер. Выше залегает пачка песка с растительными остатками мощностью 50 м.

Особенности строения санчуговских отложений Большехетского района следующие. Нижняя часть разреза сложена глинистыми и песчаными средние и хорошо сортированными алевроитами, а также мелкозернистыми хорошо сортированными песками. Осадки содержат остатки моллюсков и фораминифер санчуговского комплекса (скв. 10-БХ). В верхней части разреза санчуговской толщи залегают неслоистые оскольчатые плохо сортированные суглинки с большим количеством гальки и гравия. Среди них отмечаются прослои сортированных пород, к которым и приурочены немногочисленные находки морских моллюсков и фораминифер (скв. 5-МХ, 17-БХ, 26-БХ, 27-БХ). Таким образом, можно думать, что плохо сортированные суглинки верхней части санчуговского горизонта были характерны на заключительном этапе жизни санчуговского моря. По данным спорово-пыльцевого анализа (Архипов, Матвеева, 1964), их формирование происходило на фоне улучшения климатических условий.

Помимо описанных в Большехетском районе, геологами НИИГА изучались разрезы скв. 27-БХ—29-БХ, 31-БХ. По О. В. Суздальскому, В. Я. Слободину (1969), Суздальскому и др. (1967), здесь были выделены отложения большехетской (варомыяхинские и устьсоленинские слои) и кочоской трансгрессии плиоцен-четвертичного возраста. Предпринятое В. И. Гудиной повторное монографическое изучение фораминифер из отложений этих и других скважин района привело к иным стратиграфическим выводам (Архипов и др., 1973) о том, что отложения являются четвертичными, что фораминиферы варомыяхинских и устьсоленинских слоев близки к санчуговским, а лежащих выше кочоских слоев — к казанцевским комплексам.

На этом основании можно думать, что в депрессиях Большехетского района на отметках 100 м ниже уровня моря в скв. 31-БХ вскрывается наиболее глубоководный и менее распространенный третий тип разреза. Отложения представлены в нижней части пачкой среднесортированных глинистых алевроитов с галькой, угольной крошкой и прослоями песков без остатков морских организмов, а в верхней — пачкой слоистых глин с остатками морских моллюсков, остракод и богатым комплексом фораминифер (так называемые устьсоленинские слои, по О. В. Суздальскому и В. Я. Слободину). Валунсодержащие суглинки в этом районе отсутствуют.

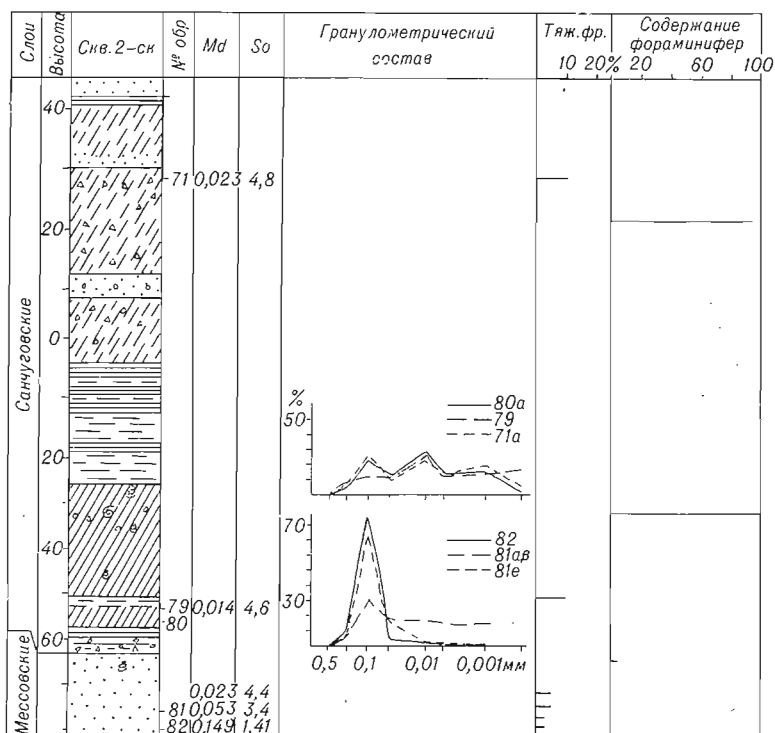


Рис. 15. Разрез четвертичных отложений скв. 1-СК (м. Сопочная Карга).

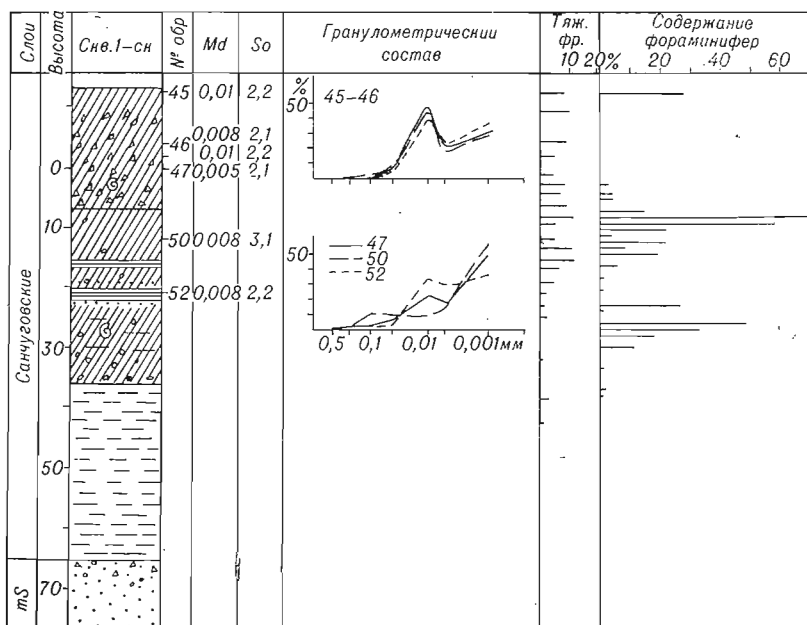


Рис. 16. Разрез четвертичных отложений скв. 2-СК (м. Сопочная Карга).

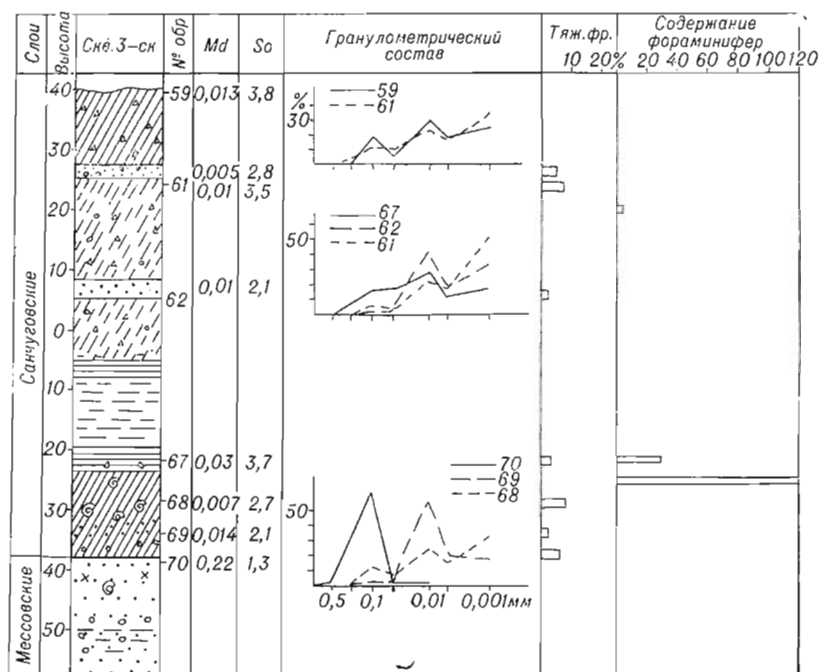
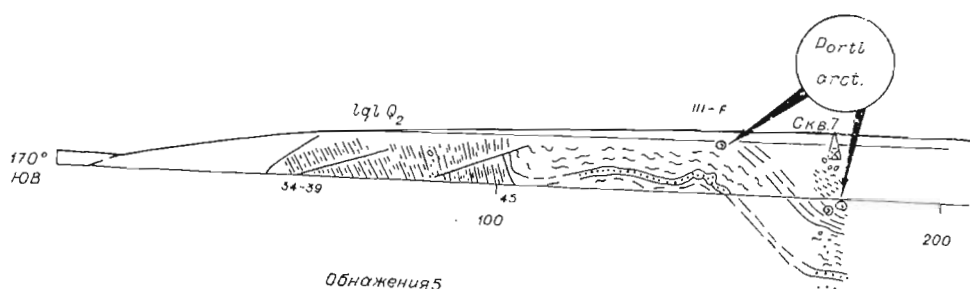


Рис. 17. Разрез четвертичных отложений скв. 3-СК (м. Сопочная Карга).

Вернемся к характеристике наиболее распространенного (первого) типа разреза санчуговских отложений, вскрытого в устье Енисея скважинами на м. Сопочная Карга и по р. Яковлева. Подошва санчуговских отложений располагается здесь на глубине 40—60 м ниже уровня моря, а кровля поднимается местами до отметки 40 м. В сопочнокаргинских скважинах большую часть разреза санчуговских отложений (ниже уровня моря) составляют хорошо сортированные тонкослоистые, часто типа ленточных, алевроиты. Подчиненное значение имеют плохо сортированные неслоистые породы с галькой, гравием, с типичным гранулометрическим составом (Md 0,03—0,02 мм, S_0 3,76—4,65). Примерно на высоте уровня моря и выше появляются бурые глинистые «мусорные» суглинки с многочисленными остроугольными осколками коричневых и белых глин и «горошин» буроватого алевроита, являющихся своеобразным обломочным материалом. Гранулометрический состав характеризуется двухвершинной кривой распределения частиц (рис. 15, 16) и соответственно низкой сортировкой. Отложения содержат богатый комплекс морских моллюсков (Троицкий, 1966) и фораминифер (Суздальский и др., 1967). Последние сосредоточены в слоистых, хорошо сортированных породах, образуя скопления до 80 экз. в 100 г породы (рис. 17). В неслоистых плохо сортированных породах их меньше или они исчезают вовсе (скв. 1—2, см. рис. 15).

В яковлевских скважинах подошва санчуговских отложений опускается на 20—60 м ниже уровня моря. Характерна большая песчаность разреза. Примерно на уровне моря и выше отмечены слои бурых «мусорных» алевроитов, аналогичные сопочнокаргинским. Очевидно, неслоистые «мусорные» алевроиты, описанные С. Л. Троицким в скважинах м. Сопочная Карга и на р. Яковлева, являются местным вариантом несортированных валунсодержащих санчуговских алевроитов Усть-Порта, однотипны с ними по генезису и одновозрастны.

Интересен, но недостаточно изучен разрез санчуговских отложений на останце в дельте р. Яковлева (рис. 18). Здесь снизу вверх по течению р. Яковлева вскрывается 22-метровая горизонтально-слоистая немая



пачка алевроитов и песков с моноклинальным падением на север под углом 45° . Стратиграфически выше располагается сложно деформированная пачка неслоистых плохо сортированных алевроитов с галькой и валунами с прослоями песков. Видимая мощность пачки более 15 м. В алевроитах найдены остатки раковин *Portlandia arctica* (Gray.). По мнению С. Л. Троцкого, обнажение повторяет разрез скв. 7-ЯК, пройденной на этом останце; горизонтально-слоистая пачка погружена ниже уровня моря и является, по-видимому, аналогом озерных отложений селякинской пачки. Появление этих отложений выше уровня моря и их моноклинальное залегание свидетельствуют о значительных дислокациях четвертичных отложений, по всей вероятности, ледниковой природы.

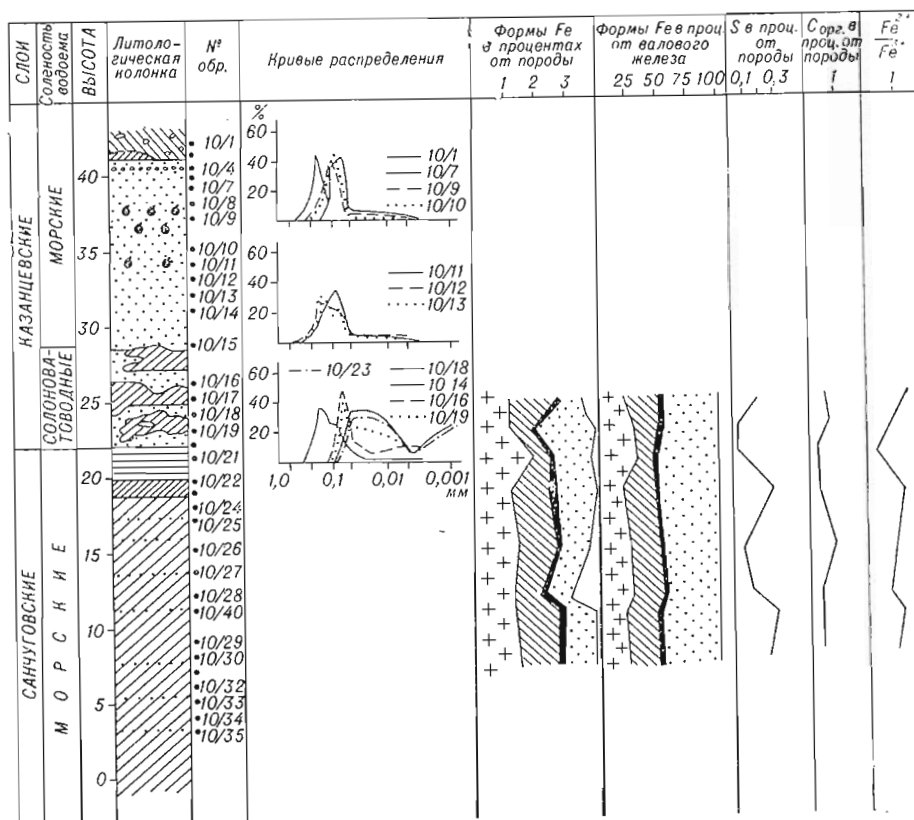


Рис. 19. Основные параметры гравулометрического состава (M_d , S_0), распределение шестиста, CO_2 , гипса, аморфного кремнезема и отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , $F_{пир}/C_{орг}$ по дыгина яра

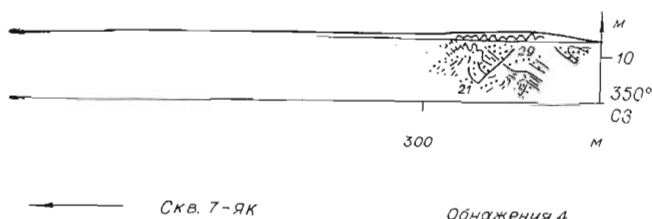


Рис. 18. Строение четвертичных отложений в дельте р. Яковлева (по С. Л. Троицкому, 1966 г.).

Porll arct. — местонахождение раковин морских моллюсков *Portlandia arctica* (Gray.).

Выше по Енисею от устья р. Яковлева, у Ладыгина Яра (рис. 19) санчуговские отложения представлены голубовато-серыми песчанистыми алевроитами с белесыми выцветами солей, крупногоризонтально-слоистыми за счет слоев песка в кровле с пачкой тонкослоистых алевроитов (фото 11). Видимая мощность 22 м. В них найдены единичные фораминиферы, иглы морских ежей. Над ними располагаются деформированные казанцевские переходные слои мощностью 7—8 м, представленные сложным чередованием неправильных линз и прослоев песка и алевроита. Природа деформации неясна. Эти слои перекрыты слоистыми песками с большим количеством раковин морских моллюсков казанцевского комплекса, мощностью 12—13 м (Сухорукова, Шумилова, 1974).

Перейдем к характеристике второго мелководного типа разреза санчуговских отложений. Они изучены в низовьях Енисея у зим. Пустое, пос. Воронцово и в районе Среднего Енисея на участке пос. Канотово—Пушкино. Генезис этих отложений дискусионен. С. Л. Троицкий считает их континентальной мореной, причем разного возраста.

Выше зим. Пустое (обн. 8—10, рис. 20, 21) обнажаются неслоистые очень плохо сортированные песчаные алевроиты мощностью 14—25 м. Гранулометрический состав их типичен для санчуговских пород с характерной двухвершинной кривой распределения (Md 0,05—0,07 мм, S_0 4—5).

В нижней части отмечены крупные прослои песка и гравийно-галечного материала, образующие местами скопление до 30%. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала уменьшается до 3—6% (табл. 3), появляются прослои тонкого песка и глинистого алевроита. В. И. Гудина (1969) в этой части разреза нашла немногочисленные фораминиферы санчуговского комплекса.

На высоте 14—15 м валунсодержащие алевроиты постепенно сменяются ленточными глинами с огромным

$\frac{Fe_{пир.}}{C_{орг.}}$	$CO_2, \%$	$CaSO_4, \%$	$SiO_2, \%$
0,01 0,1 1	1	0,1 0,5 1,0	0,1 0,2

форм железа, серы, органического вещества по разрезу санчуговских отложений Ладыгина Яра (обн. 10).

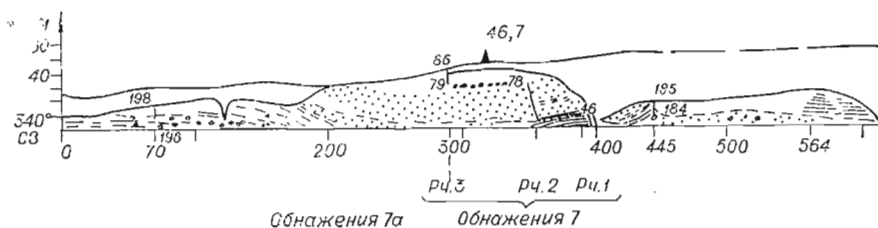


Рис. 20. Разрезы санчуговских и казацких отложений на правом берегу *Portil arct.* — местонахождение раковин морских моллюсков *Portlandia arctica* (Gray.).
с *Zirphaea*

количеством раковин *Portlandia arctica* (Gray.), захороненных в летних годовичных слоях. Портландиновые глины характеризуются тонкой ленточной слоистостью их слоев тонкого песка и алевроитовой глины с чешуйчато-ориентированной микротекстурой (фото 12, 13). Далее до высоты 22 м ленточные глины постепенно заменяются ритмично чередующимися слоями тонкого светло-серого песка и бурого глинистого алевроита. Моллюски исчезают, появляются редкие фораминиферы.

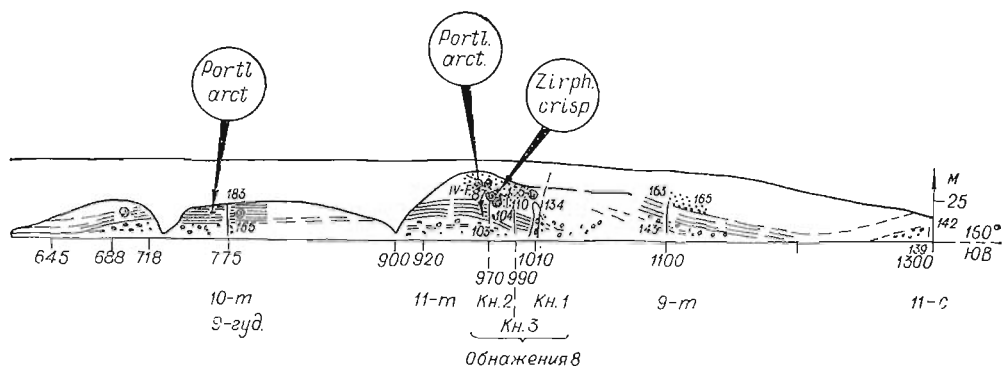
Вопрос генезиса валунсодержащих алевроитов, залегающих в основании разреза, спорный (Троицкий, 1969; Шумилова, Троицкий, 1974). С. Л. Троицкий, подчеркивая закономерное (снизу вверх) обеднение валунсодержащих отложений грубообломочным материалом, постепенность перехода в ленточные глины, считает, что в разрезе происходит естественная смена континентальной морепы ледниково-морскими и «перигляциально-морскими» ленточными глинами. Эта схема осадконакопления соответствует мнению о совпадении начала формирования морских отложений с заключительными фазами накопления морен предшествующего оледенения.

Таблица 3

Содержание обломочного материала в санчуговских алевроитах у зпм. Пустое

Местонахождение	№ образца	Высота, м	Порода	Колич. обломочного материала на 1 м ²	Объемный вес, т/м ³	Содержание обломочного материала, %
Обп. 8	101	7,0	Алевроит неслоистый плотный, с валунами и галькой	50	1,80	4
	102	7,5		40	2,25	3
Канавы 2	103	6,5	Алевроит ленточно-слоистый	80	1,92	6
	95	13,0		—	1,70	0,5
Обп. 8	112	4,0	Алевроит неслоистый с валунами и галькой	80—90	1,86	6
	Канавы 3	6,0		8—10	1,78	1
Обп. 9	145	7,0	Алевроит с рассеянной галькой и линзами галечника	30	1,99	3
	»	—		270—300	1,68	30
Обп. 11	139	2,5	Алевроит песчано-гравелистый, неслоистый	16—20	1,8	2
Обп. 10—т	183	20	Алевроит горизонтально-слоистый	20	—	2
	175	12		12	—	1
	170	8,0	Алевроит неслоистый с линзами песка	32	—	2

Примечание. Данные полевого определения объемного веса получены с помощью гамма-плотнометра.



реку Енисея, выше зим. Пустое. Профиль составлен С. Л. Тропским. *Zirph. crisp.* — местонахождение раковин морских моллюсков казанцевского комплекса *crispata* (L.).

Следует отметить, что валунсодержащие суглинки зим. Пустое, несмотря на большую грубость гранулометрического состава, близки санчуговским суглинкам никитинского разреза по своей оскольчатой мезоструктуре, двухвершинной кривой распределения частиц и, наконец, грубой дифференциации материала (макрослоистости), выраженной в уменьшении валунно-галечного материала и увеличении глинистости снизу по разрезу. Поэтому можно думать, что валунсодержащие суглинки зим. Пустое и никитинского разреза однотипны по генезису. По-видимому, валунсодержащие суглинки зим. Пустое формировались на мелководных участках санчуговского моря, что обусловило их большую песчаность и грубость гранулометрического состава. Возможно, учитывая высокий уровень кровли меловых пород на соседних участках, здесь местами сохранилась и самаровская морена. В таком случае, она служила источником материала, поступающего в санчуговское море.

Севернее, выше устья руч. Кареповский (обн. 18, рис. 22, 23) санчуговские отложения, поднимающиеся до 40 м над уровнем моря, представлены главным образом песками. В нижней части и в кровле отложенный наблюдаются 2—3-метровые прослои типичного санчуговского алевроита, оскольчатого, неслоистого, несортированного, с валунами и галькой, со следами слабой горизонтальной слоистости, с единичными фораминиферами. Пески характеризуются хорошей сортированностью, снизу вверх по разрезу изменяясь от мелкозернистых до средне- и разномзернистых. В нижней части пачки залегают мелкозернистые горизонтально-слоистые разности, в средней части наблюдаются прослои с тонкой линзовидной слоистостью в 5—7-сантиметровых сериях. К пескам приурочены скопления фораминифер до 20—35 экз. в 100 г породы. В верхней части песчаной пачки появляется косая слоистость.

У пос. Воронцово, где кровля меловых пород располагается выше уровня моря, разрез четвертичных отложений сложен и пзмечив (рис. 24) (Троицкий, Шумилова, 1974). С. Л. Троицкий подчеркивает многообразные гляциодислокации (блоки, веерообразные складки), в которых участвуют и меловые и четвертичные отложения. На меловых отложениях, представленных табачно-зелеными песками с пиритовыми конкрециями, зелеными глауконитовыми песками и черными слюдистыми алевроитами, залегает четвертичный валунный галечник (размер галек 7—10 см, встречаются валуны до 0,5 м в диаметре) мощностью около 0,6 м. Состав галек долерито-базальтовый, много окатышей меловых пород. Местами галечник выклинивается и на меловые породы налегают с небольшим количеством грубообломочного материала четвертичные отложения, а на контакте прослеживается лишь слой песка мощностью 3—5 см (обн. 31, рч. 3; см. рис. 24).

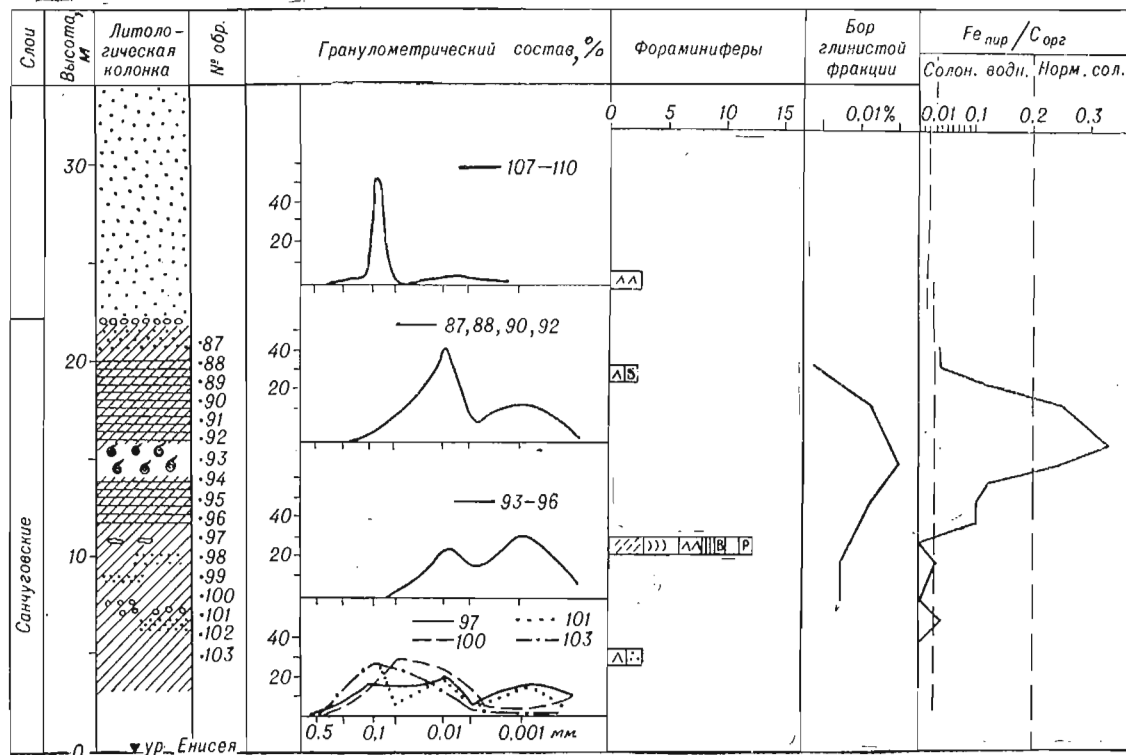


Рис. 21. Разрез санчуговских валунсодержащих алевритов и портландовых глин у зм. Пустое (обп. 8, канава 2). Усл. обозн. см. рис. 5.

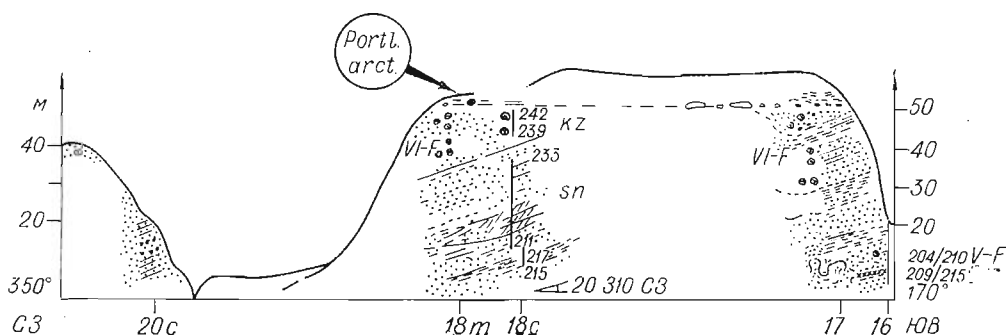


Рис. 22. Схема строения четвертичных отложений выше руч. Карповский, по С. Л. Троицкому. *Portl. arct.* — местонахождение раковин морских моллюсков *Portlandia arctica* (Gray).

Эти отложения видимой мощностью 10 м представлены снизу вверх темно-серым плотным алевритовым песком крупно-оскольчатой текстуры с включением гальки и валунов в количестве 1—1,6%, местами 5% (табл. 4). Галька и гравий рассеяны, иногда образуют линзы и скопления. Галька (преобладает размером 3—4 см) хорошо и плохо окатанная, уплощенные гальки ориентированы по горизонтальной плоскости. Вверх по разрезу появляются прослойки светло-серого мелкозернистого, хорошо сортированного песка мощностью 1—25 см. Постепенно песок становится преобладающим и приобретает горизонтальную слоистость за счет прослоек, обогащенных темноцветными минералами или растительным детритом. Четвертичные темно-серые алевритовые пески, по В. И. Гудиной, содержат немногочисленные фораминиферы. Общий характер комплекса сходен с комплексом санчуговских отложений.

Выше по разрезу у Косого лога кровля меловых пород опускается ниже уровня моря. Здесь обнажаются четвертичные отложения видимой мощностью 40 м (обн. 33, расч. 4; рис. 25). В основании залегают пески мелкозернистые, хорошо сортированные, внизу горизонтально-слоистые с прослоями алевритов и растительного детрита, вверху — косослоистые. Пески немые, мощностью 11—19 м.

Над песками тонколеночная глина мощностью 0,7 м, которая сменяется голубовато-серой алевритовой глиной с едва заметной горизонтальной слоистостью, с редкой мелкой галькой, по В. И. Гудиной, с единичными фораминиферами, выдерживающими опреснение. Мощность глинистых алевритов 6 м. Выше с галечником в основании залегают разномзернистые пески мощностью 5 м, с линзами мелкозернистых песков и прослоями валунсодержащих алевритов. Далее прослеживаются 3—4-метровые слоистые неслоистых несортированных суглинков, обогащенных беспорядочно рассеянными мелкими валунами и галькой до 8—10% (см. табл. 4), и мелкозернистых хорошо сортированных песков (Md 0,1 мм, S_0 1,37). Верхний слой валунсодержащих суглинков (обн. 31, расчистка 4а) на высоте 25 м отличается значительным количеством послойно ориентированных валунов (30—40%). В валунсодержащих суглинках и разномзернистых песках найдены единичные фораминиферы плохой сохранности, возможно, перетолженные.

На неровной кровле песков и валунсодержащих суглинков на отметках около 25 м выше уровня моря залегает пачка горизонтально-слоистых алевритов с большим количеством раковин морских моллюсков. Видимая мощность пачки 7—20 м (см. рис. 24—25).

Спорным является вопрос об условиях образования в разрезах у пос. Воронцово 40-метровой пачки песков и валунсодержащих алевритов, перекрытых, несомненно, морскими санчуговскими алевритами и казанцев-

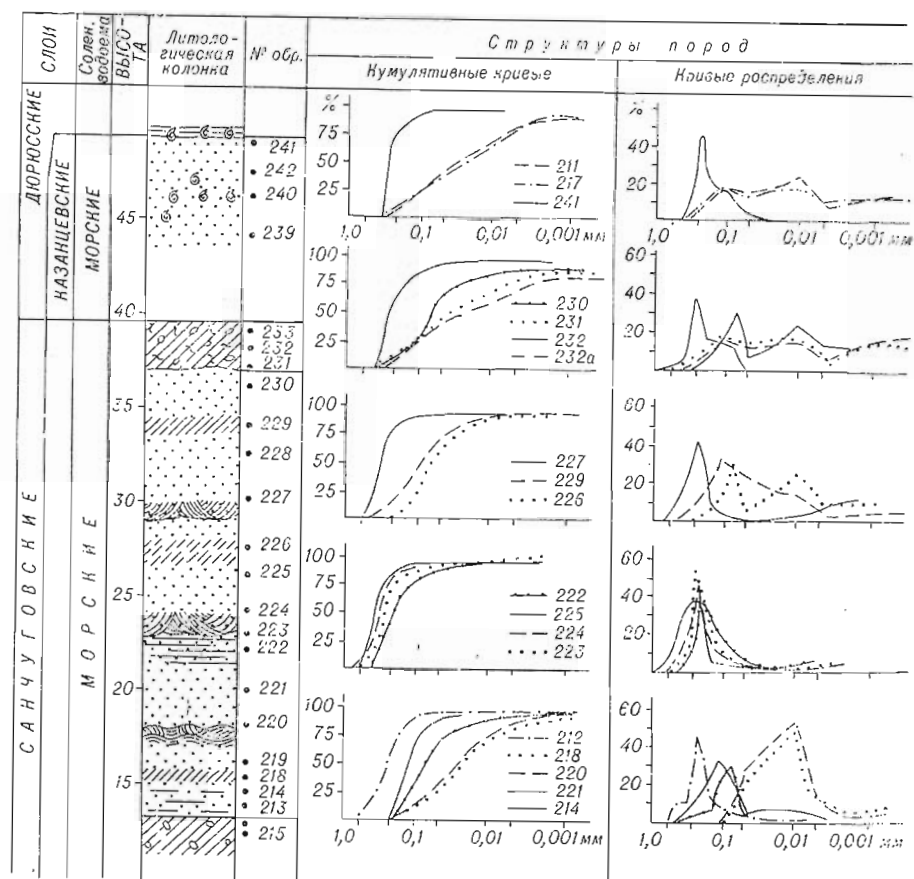


Рис. 23. Разрез санчуговских и казанцевских песков выще руч. Кареповский

скими песками с фауной. С. Л. Троцкий (1967, 1974) рассматривает эту пачку как комплекс морен, включающих два основных моренных горизонта и ряд промежуточных и межморенных отложений. Межморенные

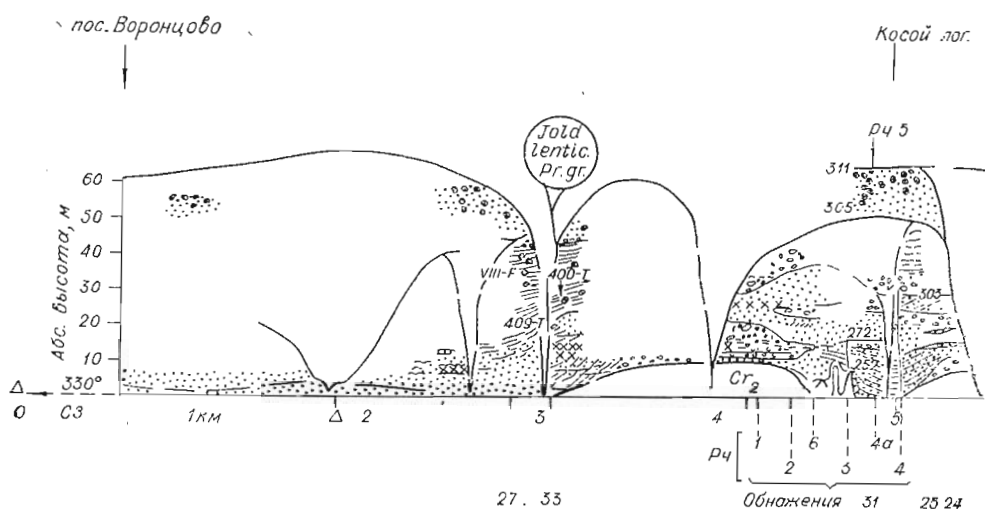
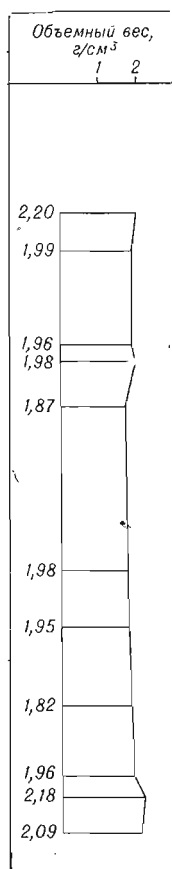


Рис. 24. Выходы меловых пород, строение санчуговских и казанцевских песков. Gold. lentic. Pr. gr. — места нахождения раковин морских моллюсков



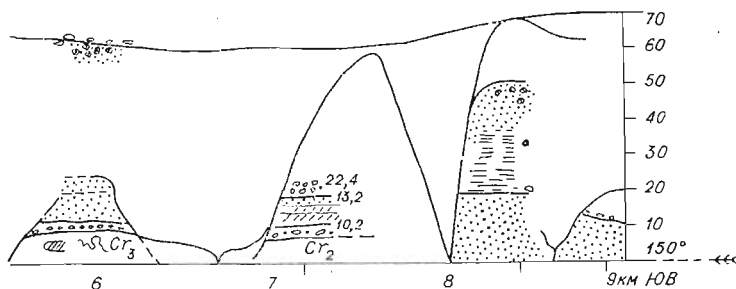
(обн. 8).

отложения — это частично приледниковые и мелководные, прибрежно-морские (включая дельтовые) накопления. Полевые и лабораторные исследования дают основания выделить различные типы валунсодержащих суглинков (см. табл. 4; рис. 26): сильно глинистых с содержанием гальки и гравия (1—1,5%) до песчанистых, грубых, в которых количество гальки, валунов увеличивается до 8—10%. Крайний тип — валуныки с суглинистым заполнителем, где валуны размером 15—30 см (20—40% от веса породы) лежат в горизонтальных плоскостях и послойно ориентированы (азимут простираения длинных осей 210°, угол падения 22°). Микротекстульные особенности, минеральный и петрографический состав этих разновидностей изменяются в соответствии с гранулометрическим составом и макротекстурами. Грубые разности меньше сортированы, имеют большое количество обломков пород в шлифах и большее разнообразие их состава. В верхних прослоях грубого состава увеличивается содержание пироксенов до 41—46% по сравнению с нижними (31—36%).

Эти породы местами содержат единичные фораминиферы. Каковы же условия формирования слоев валунсодержащих суглинков — континентальные или морские? Если сравнить их с валунсодержащими суглинками стратотипического разреза Усть-Порта (на р. Санчуговка, против о. Никитинский, с. Казанцево), то, несмотря на очевидные фациальные различия, видно сходство их гранулометрии, макро- и микротекстуры. Чтобы быть последовательным, эту толщу отложений у пос. Воронцово следует сопоставлять с санчуговскими отложениями стратотипического района.

Последовательное изменение снизу вверх по разрезу облика валунсодержащих суглинков разреза у пос. Воронцово может свидетельствовать о фациальной изменчивости санчуговского бассейна, совпадающей, по-видимому, с улучшением климатических условий и уменьшением глубин моря. Можно думать, что вся 40-мет-

руч. 5,5 км



21

30

29

28

цевских отложений у пос. Воронцово (по С. Л. Тропцкому).
Yoldiella lenticula (Möll.) и Propeamussium groenlandicum (Sow.).

Таблица 4

Содержание обломочного материала в санчуговских отложениях пос. Воронцово

Обна- жен- ие	№ обра- зка	Высота, м	Порода	Обломочный материал, кг Порода, м³	Объемный вес поро- ды, т/м³	Содержа- ние облом. матер., %
Расчетка 4а	304	25	Алеврит валунистый неслоистый, ва- луны послойно ориентированы. Размер валунов 15—30 см, фор- ма уплощенная, утюгообразная	$\frac{2,2}{0,005}$	2,2	20
Расчетка 4	303	31	Алеврит неслоистый	$\frac{1,045}{0,005}$	2,04	10
	298	25,5	Алеврит неслоистый, плотный с большим количеством валунов и гальки	$\frac{0,955}{0,0048}$	2,1	9
	295	22		$\frac{0,8}{0,005}$	2,1	8
Расчетка 3	271	7,5	Алеврит неслоистый, плотный, галька (3—4 см) хорошо и пло- хо окатанная, послойно ориен- тирована	$\frac{0,492}{0,0175}$	1,8	1,6
	272	9,0		$\frac{2,8}{0,175}$	1,8	1
	252			$\frac{5,35}{0,175}$	1,8	1,5
	320	6,0	Алеврит бурый неслоистый	$\frac{0,62}{0,0064}$	2,0	5

Примечание. Данные полевого определения объемного веса получены с помощью гамма-плотномера.

ровая толща, в том числе валунсодержащие отложения, образовалась в санчуговском море в условиях мелководья, что обусловило бедность остатков морских организмов и увеличение грубообломочного материала в них. К остаткам пережитой самаровской морены могут быть отнесены линзы долерито-базальтового галечника, залегающего местами на меловых отложениях.

К тому же типу мелководных санчуговских отложений отнесены морские валунсодержащие суглинки среднего течения Енисея, которые С. Л. Троицкий (1969) считает зырянской мореной.

Валунсодержащие суглинки, вскрывающиеся севернее выходов самаровской морены, на участке пос. Канотово — пос. Пупково, представлены темно-бурым гравелисто-песчаным алевритом щебенчатой текстуры видимой мощностью 15—20 м (рис. 27). В направлении с юга на север в валунсодержащих алевритах все чаще появляются признаки слоистости. С. Л. Троицкий отмечает горизонтальную ориентировку валунно-галечникового материала (обн. 49, 51), иногда слабые следы горизонтальной слоистости в породе (обн. 46). Описан разрез выше пос. Марково (обн. 49), где вся толща разбивается на крупные линзовидные тела по прослойкам ожелезненной супеси. В основании валунсодержащих алевритов и под ними залегают линзы тонкослоистых (типа ленточных) алевритов, мощность которых увеличивается к югу. Встречаются переотложенные глинисто-карбонатные конкреции типа яматровых кампей. Валунсодержащие суглинки содержат, как правило, остатки раковин морских моллюсков. С. Л. Троицкий в совместной работе с С. А. Архиповым и В. И. Гудиной (1968) указывает только два пункта местонахождения раковин морских моллюсков, залегающих *in situ*, а во всех остальных местонахождениях, считает он, обломки раковин находятся во вторичном залегании. В той же работе С. А. Архипов подчеркивает обширность района нахождения морских моллюсков, относительно постоянство их видового состава, близ-

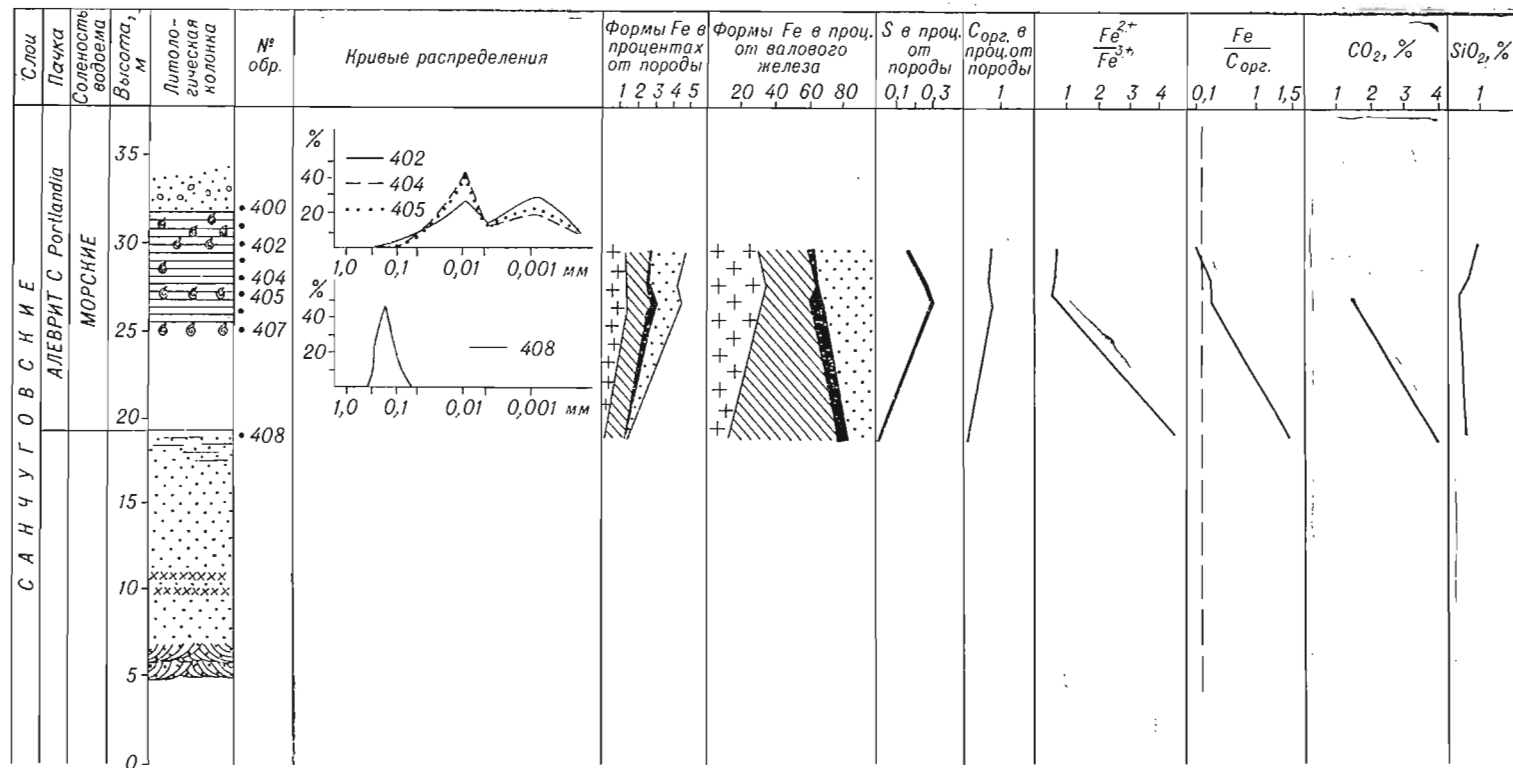


Рис. 25. Гранулометрические коэффициенты (M_d , S_0), объемный вес, формы железа, органическое вещество, CO₂, аморфный кремнезем и отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , $F_{лпр}/C_{орг}$ в разрезе санчуговских отложений у пос. Воропцова, обл. 33.

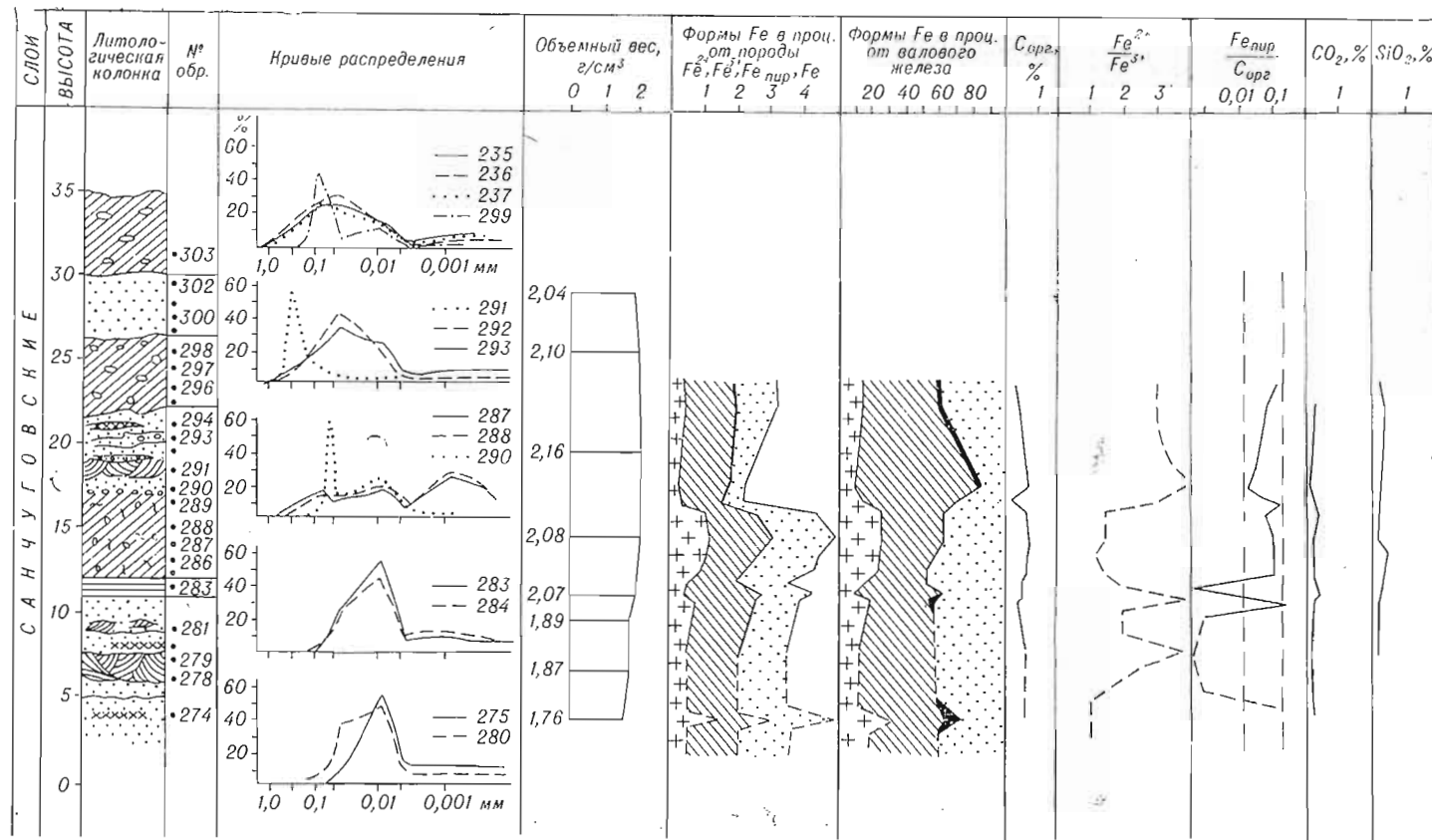


Рис. 26. Гранулометрические коэффициенты (Md, S₀), объемный вес пород, формы железа, органическое вещество, CO₂, аморфный кремнезем и отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} , $Fe_{пир}/C_{орг}$ в разрезе санчуговских отложений у пос. Воронцово, обп. 31.

кого к фауне санчуговских отложений низовьев Енисея, и считает их свидетелями морских условий образования валунсодержащих пород. Мы присоединяемся к точке зрения С. А. Архипова о морском происхождении этих отложений.

Данные по содержанию обломочного материала приведены С. А. Архиповым (1960) при характеристике гранулометрического состава ледниково-морских тазовско-санчуговских отложений Среднего Енисея. Общее содержание обломков размером от 2 до 100 мм и больше колеблется здесь в пределах 7—20%, реже 30—50, в среднем 18%, при увеличении содержания валунов и крупной гальки в правобережных обнажениях (в сторону Средне-Сибирского плоскогорья). По направлению к низовьям Енисея содержание обломочного материала, представленного главным образом галькой и гравием, уменьшается до 7%, иногда до 13, в среднем до 8%. Грубообломочный материал морских отложений Среднего Енисея хорошо и среднесортированный. Коэффициент сортировки, вычисленный, по данным С. А. Архипова (1960), для гравийно-галечно-валунной части породы, принятой за 100%, равен 1,3—1,7, 2,0—2,2, 3,1—3,4.

Петрографический состав обломочного материала, по С. А. Архипову (1960), наиболее разнообразный у южной границы распространения морских отложений, где сказывается влияние Елисейского края; вниз по Енисею и по мере удаления от Средне-Сибирского плоскогорья несколько обедняется.

Гранулометрический состав морских валунсодержащих алевроитов Среднего Енисея характеризуется двух- и трехвершинной кривой распределения содержания фракций (см. рис. 6, обн. 37, 43, 51—53, 60). Содержание песчаной и алевроитовой фракций колеблется в среднем в тех же пределах (18—20%). Местами отмечается повышение доли алевроитовой фракции до 30% и уменьшение гравийного материала, что свидетельствует об улучшении сортировки материала. Соответственно коэффициент сортировки породы колеблется от 2,6—3,73 (средняя степень сортировки) до 5,20—6,35 (плохая сортировка).

При сравнении гранулометрического состава самаровской морены (на юге) и морских валунсодержащих отложений, вскрывающихся севернее, необходимо отметить их большое сходство. Такой тип породы, несмотря на свою многофракционную сущность, удивительно постоянно поддерживается в районах Среднего Енисея, Усть-Порта, низовьев Енисея. Закономерность, как отмечают также Е. В. Шумилова и Ф. С. Бузулуцков (1971), выражается подобием гранулометрических кривых распределения в разных образцах.

По Е. В. Шумиловой, минералогический состав морских валунсодержащих отложений и валунных суглинков самаровской морены также одинаков, весьма постоянен и может быть определен как кварц-плагиоклазовая ассоциация для породообразующих и протоксеновая для тяжелых минералов. Исследование пород в шлифах показало отсутствие следов окатанности у основной массы обломочного материала. Базальный тип цемента характерен для валунсодержащих отложений и позволяет говорить о несложности и беспорядочной микротекстуре. Часто в цементе много тонкодисперсного карбонатного материала.

Указанные литологические свойства валунсодержащих пород Среднего Енисея и переотложенность многих остатков фауны дали основание С. Л. Троицкому, Е. В. Шумиловой (1974) и Ф. С. Бузулуцкову (1971) сделать вывод об их ледниковом континентальном происхождении. Ранее эта точка зрения была высказана Е. П. Зарриной и И. И. Красновым (1961). Изменения текстур валунсодержащих пород с юга на север интерпретируются как свидетельства разновозрастности (зырянских и самаровских) моренных отложений.

Таким образом, как подчеркивал С. А. Архипов (1960), валунсодержащие отложения Среднего Енисея (что справедливо и для других рай-

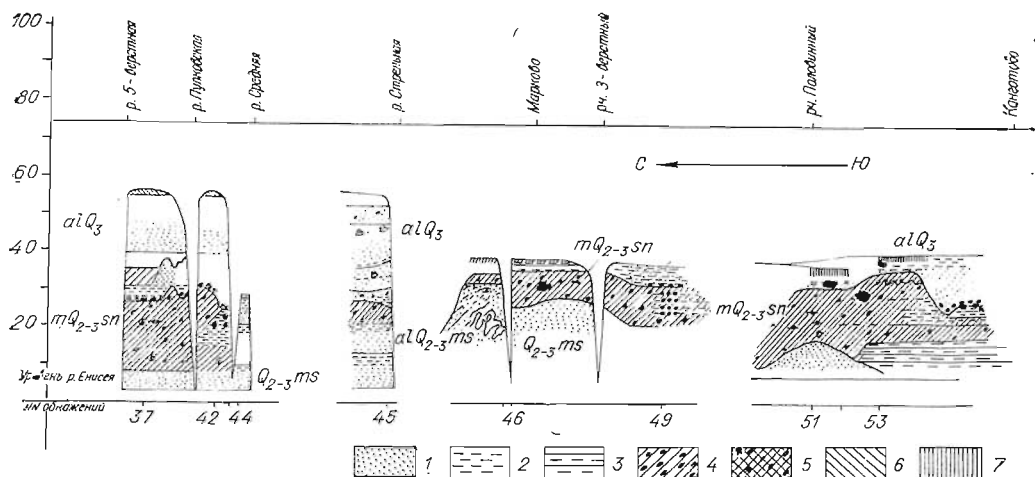


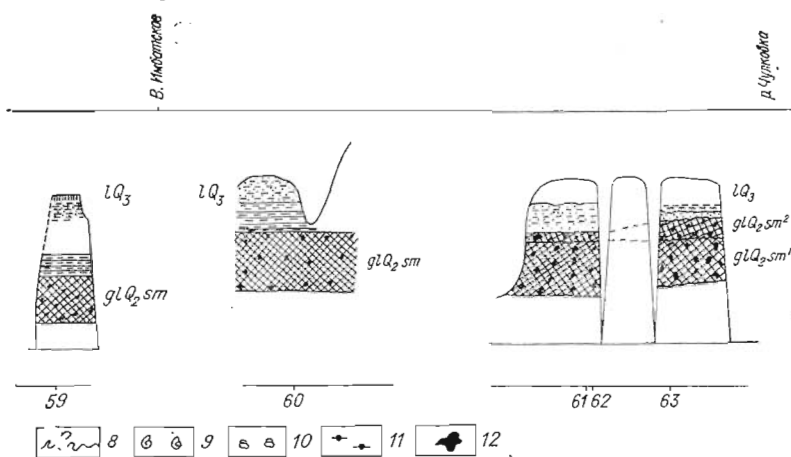
Рис. 27. Разрез четвертичных отложений правого берега Енисея между устьями рек Бурей, Туруханкой и Оленёк по протеканию генезиса и возраста отложений. 1 — песок; 2 — алевроит, супесь; 3 — ленточные глины; 4 — санчуговские морские валунсодержащие криотурбации; 5 — морская фауна; 6 — пресновод-

онов) соединяют в себе признаки моренных и морских осадков. Литологическая характеристика их, с одной стороны, оказывается очень близкой к континентальным самаровской и тазовской моренам (гранулометрический и минералогический состав), с другой — близкой к морским санчуговским отложениям низовьев Енисея (гранулометрический состав, слоистые текстуры, видовой состав остатков фауны).

Можно думать, что совокупность признаков моренных и морских валунсодержащих отложений среднего течения Енисея объясняется спецификой условий осадконакопления санчуговского моря, возникшего вслед за самаровским оледенением в период межледниковья. По-видимому, морские валунсодержащие породы формировались за счет размыва самаровской и тазовской морен, а не одновременно с ними. Причем сходство гранулометрического состава морских отложений с самаровской и тазовской моренами, служившими источниками осадочного материала, оказалось весьма значительным на Среднем Енисее и ослабевало к северу. Поэтому рассматриваемые валунсодержащие отложения среднего течения Енисея следует относить, вслед за В. Н. Саксом (1953) и В. С. Волковой (1966), к морским межледниковым санчуговским отложениям, а не к ледниково-морским санчуговско-тазовским слоям, по С. А. Архипову (1960), и не к континентальной зырянской морене, по С. Л. Троицкому.

Пачка никитинских песков. В районе Усть-Порта в верхней половине Никитинского обнажения залегают так называемые, по С. Л. Троицкому, «никитинские» пески. Мощностью 23 м, они вскрываются на высотах 47,5—70 м в стене цирка, расположенного выше устья руч. Зырянка (обн. 5, см. рис. 11, 28). Пески представлены мелко- и среднезернистыми разностями (Md 0,18—0,31 мм), хорошо сортированы (S_0 1,20—1,41), содержат глинистые окатыши, обломки угля, а также редкие раковины морских моллюсков.

При полевом описании песков обращает на себя внимание монолитность песчаной пачки, отсутствие слоистости как на расчищенной, так и на выветрелой поверхности обнажения, отсутствие шлифовых слоек, хотя при минералогическом анализе (Бузулуцков, 1970) отмечено повышенное (13—15%) содержание ильменита в тяжелой фракции алевритовых зерен этих песков.



Сухая Тунгуска и Чулымская (Шумилова, Бузулудков, 1971) с интер-
жепий по С.С. Сухоруковой)

алевриты; 5 — самаровская морена; 6 — делювий; 7 — лессовидный суглинок; 8 —
ная фауна; 11 — конкреции; 12 — валуны;

На высоте 70 м никитинские пески перекрыты 5-метровым слоем горизонтально-слоистого слабо сортированного среднего и крупного галечника, сцементированного плохо сортированным разнозернистым песком и гравием. В галечнике изредка отмечается косая слоистость, встречаются линзы тонкозернистого горизонтально-слоистого и прослой мелкозернистого песка, насыщенного угольной крошкой. В нижней половине слоя размер галек 1—2 см, вверху галька укрупняется до 3—5 и 10 см, иногда появляются валуны до 30 см в диаметре. Форма галек угловато-окатанная, валуны окатанно-угловатые и окатанные. Валуны и галька представлены долеритом, реже измененным базальтом, встречаются известковистые алевриты, кремнистые породы, много глинистых «окатышей», обломков и крошек угля. Верхняя половина галечника выветрелая, цемент и поверхность галек интенсивно рыжего цвета. По данным Ю. Н. Михалюка, в галечнике встречается одна створка морского моллюска. По данным И. Д. Данилова и Г. И. Недешевой (1969), галечник, подстилающий его прослой алеврита и перекрывающие слоистые пески (фото 14) содержат немногочисленные раковины фораминифер. В одной из проб количество их достигает 40 экз. на 100 г породы.

Вниз по течению Енисея слой галечника делится на два прослоя песком, а затем расщепляется на маломощные прослои (0,5—0,3 м), которые залегают в толще песка на отметках 55—60 м (рис. 11, обн. 7). Это изменение галечного пласта отмечено также Ю. Н. Михалюком (Слободин, Михалюк, 1967), который описывает 4 прослоя слабо сцементированного, ожелезненного галечника мощностью по 0,20—0,30 м, разделенных прослоями песков мощностью 0,2—0,5 м. Песчаная составляющая в галечниках разнозернистая, плохо сортированная (фракция 0,59—0,42 мм в количестве 25—36%), в то время как пески, разделяющие слои галечников, мелкозернистые хорошо сортированные (фракция 0,105—0,210 мм содержится в количестве 71%). Поэтому можно думать, что слой галечника тесно связан с подстилающим песком, и вся песчано-галечниковая толща носит регрессивный характер.

В стене цирка хорошо видно, что пласт галечника дислоцирован в виде изогнутой складки и перекрыт на высоте 70—90 м над уровнем Енисея с четким угловым несогласием неслоистой песчано-глинисто-

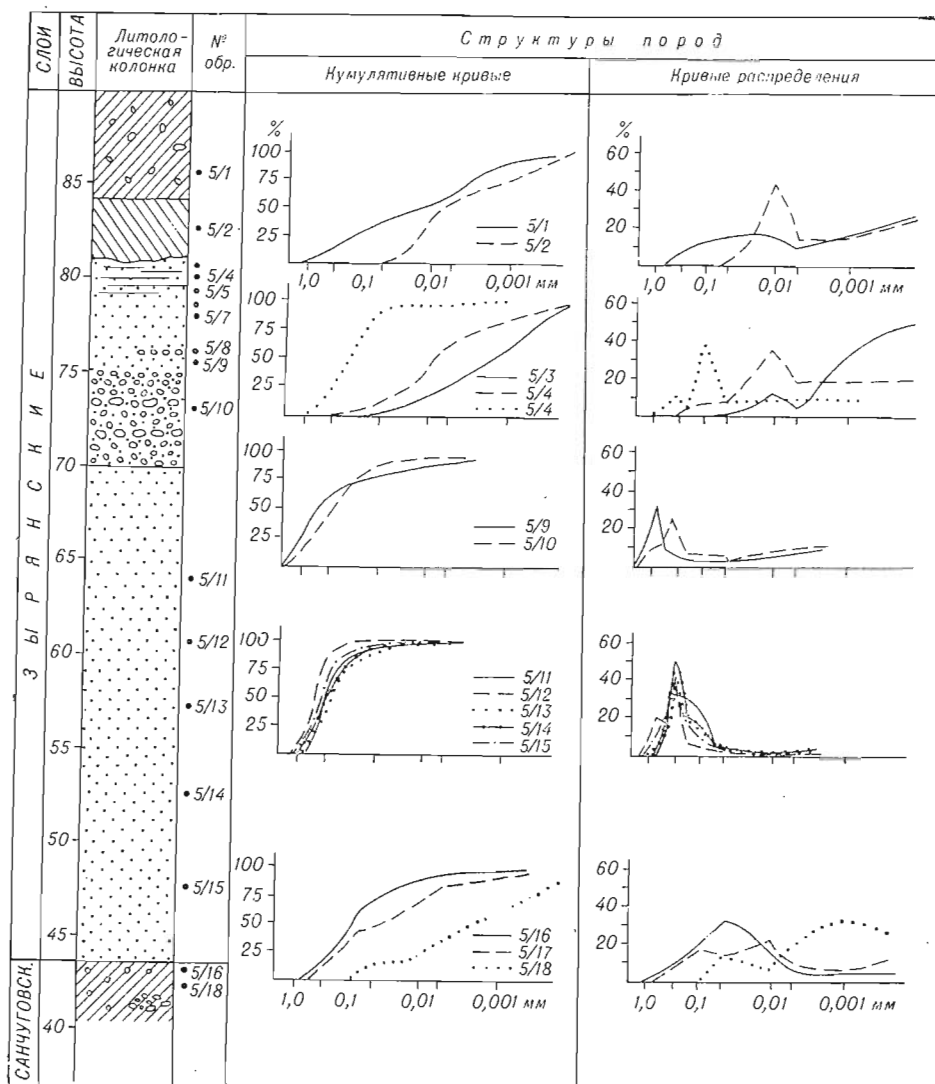
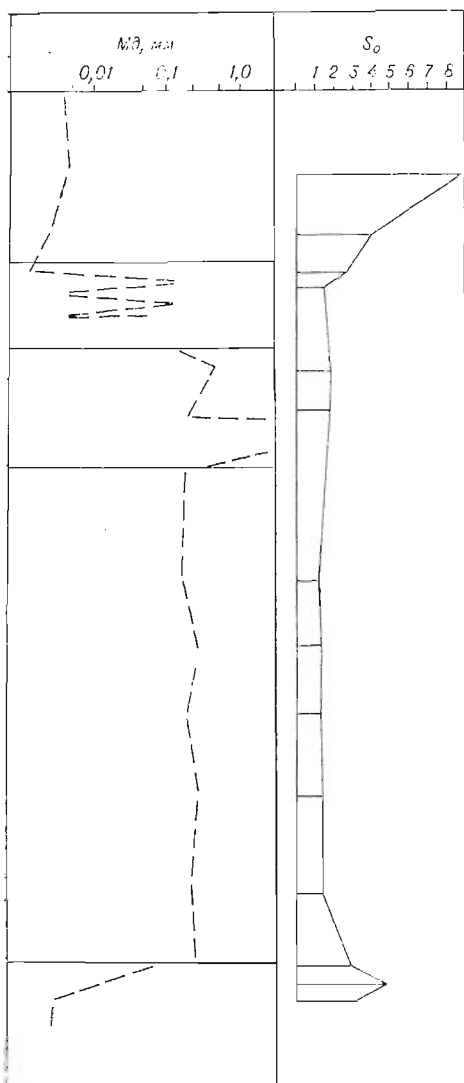


Рис. 23. Разрез никитинских песков и галечников в верхней половине

алевритовой породой с галькой и валунами видимой мощностью до 10 м. В глинах, перекрывающих галечники, обнаружены обломки раковин с экземплярами хорошей сохранности морских моллюсков. Здесь найдены единичные фораминиферы (Данилов, Недешева, 1969), отмечено обилие остатков палеогеновых диатомей.

После описания никитинских песков, галечников и валунных несортированных пород следует остановиться на дискуссии об условиях их образования. По В. Н. Саксу (1953), это флювиогляциальные отложения, а несортированная порода — морена зырянского оледенения. Находки морских моллюсков в таком случае объясняются переотложением. С. Л. Троицкий (1966) сопоставлял никитинские пески с «водораздельными» песками, формировавшимися в ходе регрессии санчуговского моря, т. е. считал их прибрежно-морскими. В работах 1968—1969 гг. С. Л. Троицкий полагает, что галечник сформировался вне связи с песками, в наступавшем казанцевском море в результате перемива морены. С. Л. Троицкий подчеркивает невозможность формирования прибрежно-морских га-



Нижикитинского яра (обш. 5).

деформация переходного слоя между санчуговскими и казанцевскими слоями. На останце в дельте р. Яковлева наблюдается моноклиналильное падение пачки алевроитов и песков и сложная деформация пачки валунсодержащих алевроитов (см. рис. 18). Пологие складки слоев, местами осложненные сбросами, описаны у зим. Пустое (см. рис. 20), руч. Кареповский (см. рис. 22). Многочисленные веерообразные складки совместно с меловыми породами, блоки нарушений известны у пос. Воронцово (см. рис. 24).

Помимо этого С. Л. Тропцкий (1966) описал интенсивные дислокации в окрестностях м. Лескин и в бассейне р. Поелово. Следует отметить, что лежащие выше казанцевские отложения, по всей видимости, не затронуты дислокациями. Наиболее общепризнанно представление о гляциогенной природе деформаций. Кроме того, существует мнение о их тектоническом происхождении. Обстоятельный анализ и окончательное выяснение природы дислокаций будут иметь очень большое значение для решения вопроса о генезисе валунсодержащих алевроитов.

лечников за счет подстилающих мелкозернистых пород при отсутствии скальных берегов.

Найденные при повторных исследованиях остатки морских моллюсков и фораминифер в никитинских песках, галечниках и валунсодержащих алевроитах позволили высказаться за прибрежно-морской генезис этих отложений, принадлежащих казанцевской (Слободни, Михалюк, 1967) или казанцевско-зырянской (Данилов, Недешева, 1967, 1969) трансгрессии. По И. Д. Данилову и Г. И. Недешевой (1969), фораминиферы образуют устойчивые, экологически выдержанные комплексы, свидетельствующие об их непереотложенном залегании. По мнению автора, такие признаки, как хорошая сортировка песков, регрессивный характер единой песчано-галечниковой толщи, находки остатков морских организмов свидетельствуют о прибрежно-морских условиях, скорее всего, регрессивной стадии санчуговского моря.

Дислокации санчуговских отложений. В описанных разрезах от побережий Енисейского залива до Усть-Порта локально наблюдаются многочисленные разнообразные нарушения нормального залегания санчуговских слоев. В районе Усть-Порта против о. Никитинский это почти лежащие складки, сложенные галечниками, а также многочисленные гляциодинамические текстуры нарушения в толще валунсодержащих алевроитов, обнаруженные Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским. Севернее в Ладыгинном яру описаны мелкие складки и сложная

Казанцевские слои

Казанцевские слои, перекрывающие санчуговские осадки, представлены главным образом хорошо сортированными песками с косой и горизонтальной слоистостью и многочисленными растительными остатками, реже алевритами и глинами, и довольно редко — несортированными алевритами с галькой и валунами, подобными санчуговским. Отличительный признак отложений — наличие богатых сравнительно теплопроводных комплексов морской макро- и микрофауны (Сакс, 1953; Тропцкий, 1966; Гудина, 1969; Слободин и др., 1967).

По фациальному признаку можно выделить несколько типов разрезов казанцевских отложений. В устье Енисея, на выступах мелового субстрата выше уровня моря, казанцевские отложения представлены исключительно песчаными мелководными фациями. В районе пос. Усть-Порт также преобладают песчаные фации, но содержат подчиненные прослои сортированных, и редко — несортированных суглинков с галькой и валунами. Песчано-глинистые казанцевские осадки известны далее на юг в бассейне р. Большая Хета. Преимущественно алевритовые фации развиты в низовьях р. Агала. Рассмотрим строение этих разрезов, начиная с более мелководных фаций. У пос. Воронцово казанцевские отложения залегают на высоте 50—60 м (см. рис. 24, расчистка 5) и представлены крупно- и грубозернистыми песками серого цвета, с неясной горизонтальной и косой слоистостью, переполненными битыми раковинами морских моллюсков, переходящими местами в органогенные пески. Выше руч. Кареповский среднезернистые пески отличаются значительной ожелезненностью, содержат обильную фауну моллюсков и залегают на санчуговских отложениях на высоте около 40 м (см. рис. 23).

Спорным является вопрос о возрасте 40-метровой пачки алевритов и песков выше зим. Пустое (рис. 29, обн. 7), содержащих обильную морскую макро- и микрофауну (Сухорукова, Гудина, 1969). Эти отложения по составу моллюсков С. Л. Тропцкий отнес к санчуговским отложениям (Шумилова, Тропцкий, 1974). В. И. Гудина (1969) по комплексу фораминифер считает их казанцевскими.

В районе пос. Усть-Порт от Луковой протоки до пос. Караул казанцевские пески и алевриты, видимой мощностью 20—50 м, залегают на ровной кровле санчуговских отложений, находящейся на отметках от 0 до 30 м над уровнем моря (Тропцкий, 1966).

У входа в Луковую протоку находится стратотипический разрез, здесь вскрывается пачка казанцевских песков мощностью до 40 м (обн. 62; Тропцкий, 1966). Пески в нижней половине среднезернистые, хорошо сортированные (Md 0,2 мм, S_0 1,2) с прослоями галечников; выше — мелкозернистые алевритистые (Md 0,1—0,07 мм, S_0 2,15—2,82).

В 6 км от Луковой протоки, в береговых обрывах р. Зырянка подопла песков мощностью около 8 м располагается на высоте 23,5 м над уровнем моря. Они залегают на санчуговских глинах, голубовато-серых осколчатых, с гравием, галькой и немногочисленными фораминиферами (рис. 30). В нижней части слоя пески среднезернистые, очень хорошо сортированные (Md 0,31 мм, S_0 1,2) с прослоями косослоистого сортированного галечника мощностью 4—5 см, с окатышами и осколками подстилающих глин. Выше они становятся среднезернистыми (Md 0,25—0,20 мм) и мелкозернистыми (Md 0,10—0,10), прекрасно сортированными (S_0 1,2—1,1), имеют горизонтальную и мелковолнистую слоистость. В песках встречаются галька и мелкие валуны. Часты прослои, обогащенные угольной крошкой и древесными остатками. На высоте 26 м обнаружен ствол дерева диаметром 0,5 и длиной более 2 м. Содержатся многочисленные раковины моллюсков казанцевского комплекса.

Выше с. Караул на неровной кровле санчуговских отложений от 0 до 30 м над уровнем моря залегают, по С. Л. Тропцкому (1966), прибрежно-

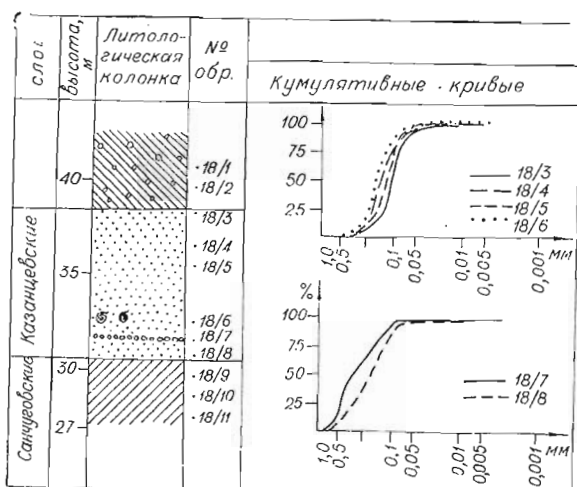


Рис. 30. Разрез казанцевских песков и санчуговских алевроитов по р. Зырянка, в 6 км от Луковой протоки (обн. 18).

морские казанцевские пески (нижняя пачка), алевроиты (средняя пачка) и пески (верхняя пачка). Кровля их поднимается до 70 м выше уровня моря.

В 2,5 км выше с. Караул в одном из разрезов казанцевские пески с фауной мощностью 8 м, по И. Д. Данилову и Г. Н. Недешевой (1969), залегают на высоте 28 м на типичных санчуговских неслоистых алевроитах с гравием и галькой. Поверх них лежит суглинок песчанистый с галькой, валунами, мелкими валунчиками на контакте и обломками раковин морских моллюсков.

Вверх по разрезу появляются прослои светло-серого горизонтально-слоистого песка и наблюдается чередование 2—3-метровых прослоев песка и алевроита. Мощность песчано-алевритовой пачки 19 м.

В суглинках с галькой и валунами на абсолютных отметках около 37—46 и 55 м найдены богатые в видовом отношении комплексы фораминифер. Давая стратиграфическую интерпретацию разреза, И. Д. Данилов ошибочно рассматривает эту песчано-алевритовую пачку как зырянскую, ссылаясь на работы (Сакс, 1953; Стрелков, 1965; Тропцкий, 1966), доказывающие существование отложений зырянского оледенения, и затем делает вывод об отсутствии континентальных зырянских образований. В работе С. Л. Тропцкого (1966, с. 19) показано, что кровля казанцевских отложений у пос. Караул поднимается до абсолютной высоты 70—75 м, зырянские отложения занимают водоразделы 70—90 м, их И. Д. Данилов не исследовал. Поэтому можно думать, что песчано-алевритовые отложения, залегающие в описанном разрезе на казанцевских песках с морскими моллюсками, не принадлежат к зырянским отложениям и образовались в казанцевском море. Находки казанцевских валунсодержащих алевроитов сближают казанцевские отложения с санчуговскими и указывают, что валунсодержащие алевроиты могли формироваться в условиях климатического оптимума межледниковья.

Севернее стратотипического района в нижнем течении р. Агапа (Чугунковы яры, м. Колхозник; рис. 31) вскрываются преимущественно глинисто-алевритовые фации казанцевских отложений, перекрытые позднеледниковыми гляциально-морскими отложениями дюрюсских слоев (Тропцкий, 1969; Шумилова, 1969; Гудина, 1969).

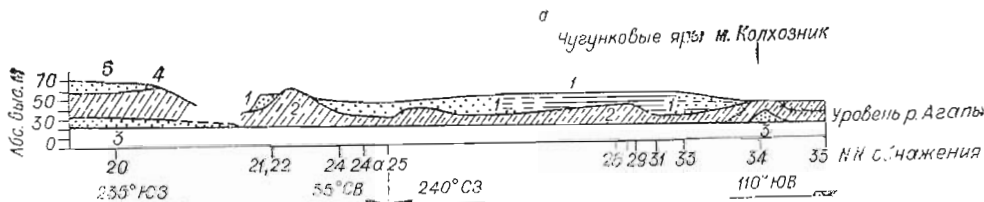


Рис. 31. Строение четвертичных отложений долины р. Агапа.

а — обобщенный разрез четвертичных отложений долины р. Агапа, включающий снизу вверх среднеказанцевские пески (слой 3), средне-позднеказанцевские глины и алевроиты (слой 2), позднеледниковые дюрюсские слои (слой 1), по С. Л. Тропцкому (из статьи Е. В. Шумиловой, 1969); б — разрез казанцевских и дюрюсских отложений (обн. 26—м. 33—м.).

В основании разреза у м. Колхозник, 18—26 м выше уровня моря (см. рис. 30, обн. 34) выходят казанцевские пески, светло-палевые, тонко- и мелкозернистые (Md 0,1—0,2 мм), прекрасно сортированные (S_0 1,28—2,32), с редкими включениями гальки и гравия. Слоистость горизонтальная, вверх смещающаяся на перистую и линзовидную с многочисленными пропластками растительного детрита. Отмечены прослой галечника с обильными остатками раковин казанцевских морских моллюсков. В нижней части песков Ю. Н. Михалюк встретил глинисто-карбонатные конкреции лепешкообразной и лучистой формы.

Пески перекрываются пачкой глин и алевроитов мощностью 20—35 м. Эти слои изогнуты в виде слабой антиклинальной складки, поэтому у м. Колхозник над песками залегают самые нижние части глинисто-алевритового слоя. Вверх по течению р. Агапа у Чугуниковых яров вскрываются последовательно средние и верхние его части. Средние части этой пачки (см. рис. 30, обн. 33) мощностью 12 м представлены низкими песчано-алевритовыми глинами (Md 0,005 мм, S_0 2,79—3,74), горизонтально-слоистыми за счет алевроитовых микрослоек с мелкой волнистой слоистостью и пропластками растительного детрита. Части новообразования вивпанита, встречены радиально-лучистые карбонатные стяжения. Глины содержат обильную фауну морских моллюсков и фораминифер (Гудина и др., 1968; Гудина, 1969). Над низкими глинами залегают бурые песчано-глинистые алевроиты (Md 0,01—0,03 мм), слабо сортированные (S_0 3,80—4,32), с меньшим количеством остатков морских моллюсков и фораминифер.

Далее вверх по течению р. Агапа вскрывается верхняя часть описываемой пачки мощностью 22 м (обн. 26). Она представлена буровато-серыми алевроитами (Md 0,04—0,05 мм), отличающимися хорошей сортировкой (S_0 1,84—1,07 п 2,12). В основании разрезов алевроиты содержат обильные скопления раковин морских моллюсков разнообразных умеренно-тепловодных (преимущественно бореальных) видов. В алевроитах отмечены многочисленные ходы плоедов. В составе фораминифер, по В. И. Гудиной (1969), основную роль играют эльфидины. Вверх по разрезу алевроиты обогащаются маломощными линзами и прослоями очень тонкого (Md 0,05 мм), прекрасно сортированного (S_0 1,07—1,22) песка. Количество макро- и микрофауны уменьшается.

В соседних разрезах по р. Агапа (обн. 27) обнажаются аналогичные хорошо сортированные алевроиты с обильной макро- и микрофауной. На них в 33—39 м над рекой залегают песчано-глинистые алевроиты, градулометрический состав которых выражается в виде двухвершинной кривой распределения с соответственно низкой степенью сортировки. В них уменьшается количество остатков макро- и микрофауны, вплоть до полного исчезновения. Гелезис этих отложений неясен.

Спорово-пыльцевые спектры (обн. 33, 27), изученные Т. П. Левиной (1970), характеризуются почти одинаковым количеством пыльцы древесных, недревесных растений и спор. Они свидетельствуют о существовании растительности, близкой к южной кустарниковой тундре, пограничной с лесотундрой, т. е. о климате теплее современного.

По направлению на юг от стратотипического разреза в Большехетском районе (см. рис. 13) казанцевские отложения залегают на отметках от 10 м и ниже до 10—65 м выше уровня моря на позднесанчуговских осадках. Они представлены глинистыми алевроитами мощностью 25—55 м с прослоями мелкозернистых песков, с обломками раковин морских моллюсков и обильным комплексом фораминифер. Между санчуговскими и казанцевскими морскими алевроитами и песками наблюдаются постепенные переходы на высоте от 10 до 65 м над уровнем моря (например, в скв. 10-БХ). В естественных обнажениях по рекам Большая и Малая Хета на 18—23 м, по В. С. Волковой (1958), санчуговские глинистые отложения переходят в казанцевские пески через промежуточные песчано-глинистые хетские слои.

Таким образом, можно видеть, что характер контакта казанцевских и санчуговских отложений изменяется и взаимосвязан с фациальным типом казанцевских осадков. Резкое несогласие мелководных грубозернистых песков и ракушняка, по-видимому, волноприбойной зоны, с подстилающими санчуговскими глинами наблюдается у пос. Воронцово. Об эрозивном несогласии в районе Усть-Порта и самостоятельности казанцевского седиментационного ритма пишет С. Л. Троицкий (1966), подчеркивая неровности санчуговской кровли и трансгрессивный характер мелководных казанцевских осадков. На р. Агапа нижний контакт глиняных казанцевских отложений не вскрыт. И, наконец, в районе рек Большая и Малая Хета есть постепенные переходы санчуговских алевроитовых отложений в алевроито-глинистые и песчаные казанцевские осадки.

Зырянские, каргинские, сартанские слои

Отложения этих слоев изучены лишь в стратотипическом районе Усть-Порта. Однако для сопоставления, необходимого при восстановлении условий осадконакопления санчуговского и казанцевского времени, приводится краткая характеристика строения и состава этих отложений.

Зырянские слои. Галечно-песчаные и суглинистые отложения, слагающие на водоразделах ледниковые формы рельефа, были выделены в зырянские слои (Сакс, 1953; Стрелков, 1965; Троицкий, 1966). Изучение некоторых разрезов района Усть-Порта (см. рис. 11, обл. 5) и остатков

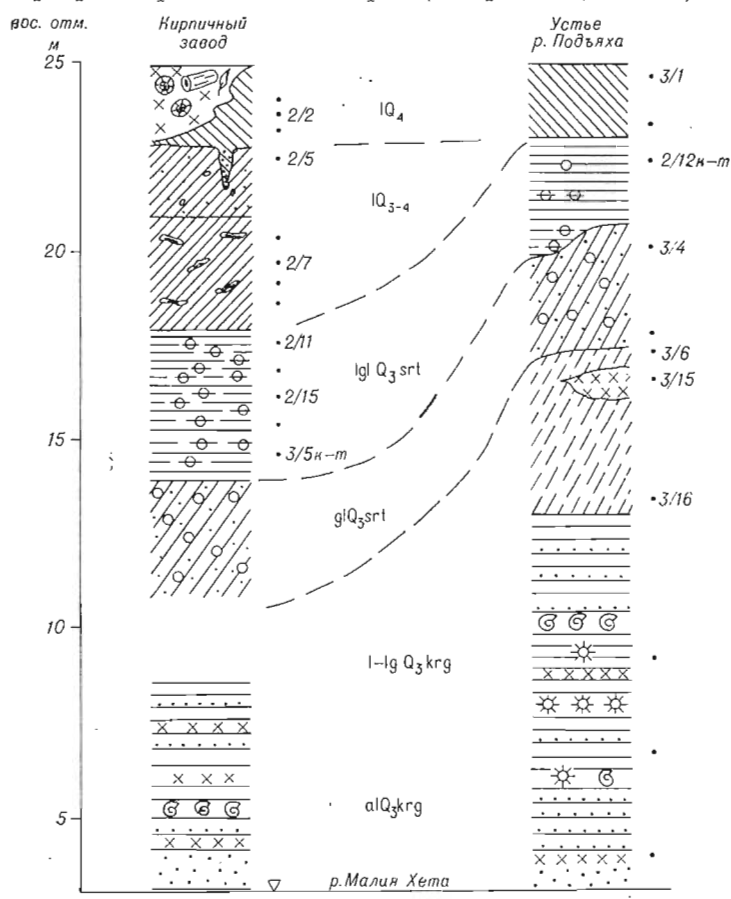


Рис. 32. Разрез отложений каргинской террасы на р. Малая Хета. Усл. обозн. см. рис. 5.

в песках и суглинках морских моллюсков и фораминифер привело к выводу о прибрежно-морском генезисе осадков, принадлежащих доказанцевской (Слободин, Михалюк, 1967), казанцевско-зырянской (Данилов, Недешева, 1967, 1969) трансгрессии или регрессивной стадии санчуговского моря. Эти данные не опровергают существование зырянского оледенения, а лишь уточняют границы его распространения. Широкое развитие зырянских отложений — морен, ленточных глин — описано на Енисее от Туруханска до Игарки и в Норильском районе.

Каргинские слои слагают надпойменные террасы рек, врезающиеся в толщу санчуговских и казанцевских отложений и обычно приклоненные к ним (Сакс, 1951, 1953).

В районе Усть-Порта развиты отложения каргинской надпойменной террасы высотой 20—30 м. Наиболее полно она изучена на р. Малая Хета в 11 и 17 км от устья и в устье р. Подъяха (рис. 32). Часть отложений каргинской террасы, залегающих ниже уровня р. Малая Хета и известных по скважинам, представлена аллювиальными песками с прослоями галечников, в которых повышено содержание (до 12%) галек устойчивых пород и минералов (кварца, кварцита, халцедона, кремня) (Троицкий, 1966).

Выше уровня реки обнажается горизонтально-слоистая пачка бурых песчаных алевритов, тонких глинисто-слистистых песков, черных алевритовых глин с большим количеством прослоев торфа (опробованных на C^{14}) и обильными раковинами пресноводных моллюсков (Сакс, 1951, с. 49; Троицкий, 1966). Местами на горизонтально-слоистых алевритах залегает 2—3-метровый слой палевого неслоистого, напоминающего облессованные породы, песчаного алеврита с прослоями войлоковидного краснобурого торфа, послужившего материалом для радиоуглеродного датирования. Поверхность кровли пачки колеблется от 9 до 17 м над уровнем реки.

Нижняя половина горизонтально-слоистой пачки, по Н. А. Халфиной (1969), наряду с пресноводными моллюсками содержит значительное количество пресноводных диатомей (фото 15), свойственных стоячим заросшим водоемам поймы. На высоте 8 м над уровнем реки состав диатомей изменяется: абсолютное большинство видов пресноводных, индифферентных и пресноводно-солонатоводных, но среди них есть 9 солонатово-пресноводных и даже 6 видов и разновидностей галофилов. Среди пресноводных моллюсков появляются виды, близкие байкальским формам.

Изменение состава диатомей указывает на смену условий осадконакопления. Если нижняя половина горизонтально-слоистой пачки принадлежит пойменным фациям, завершающим каргинский аллювий, то верхняя, отличаясь лишь меньшим содержанием пресноводных моллюсков, формировалась в условиях затопления поймы, превратившейся в благоприятный для жизни байкальских эндемиков обширный водоем.

О. В. Матвеева, изучая спорово-пыльцевые спектры названных отложений, показала (Алексеев и др., 1965), что в период формирования пачки широко произрастали темнохвойные породы с небольшим количеством березы (редкостойные леса), что указывает на климат относительно теплый и влажный. В период существования водоема климат стал более холодным и сухим, темнохвойные породы постепенно сменились березой. В составе травянистых группировок увеличилось содержание маревых, плауны были арктических видов. Возраст пойменных алевритов и отложений водоема, по последним геохронологическим данным (Чердынцев и др., 1969), 43 500—35 500 лет, т. е. каргинского межледникового. Геохронологические данные позволяют считать, что бассейновые каргинские отложения к северу от Каргинского мыса сменяются морскими (лагунными) фациями (ГИН-264—42 000 $\pm$ 700 лет), также перекрытыми, по данным С. Л. Троицкого (1968), мореной и озерно-ледниковыми глинами. Эти

данные подтверждают представления В. Н. Сакса (1951) и С. А. Стрелкова (1965) об ингрессивном происхождении каргинского водоема.

Геохронологические данные позволяют сопоставить каргинские отложения Усть-Порта и р. Тукаланда, расположенных на юго-восточной окраине Норильского плато в 80 км к югу от Норильска. Ранее эти отложения были отнесены к морскому плиоцену (Межвилк, 1963).

В основании разреза (300 м выше уровня моря) вскрыты озерные ленточные глины мощностью 6—8 м, перекрытые аллювиальной пачкой чередующихся между собой валунного галечника, слоистого песчаного алевроита и косослоистого разнородного песка мощностью около 8 м, в котором встречены перестолженные раковины четвертичных морских моллюсков и фораминифер. Аллювиальная пачка завершает первый ритм осадконакопления.

Выше по разрезу пески резко сменяются 13-метровой пачкой озерных ленточных глин и мергелей, аналогичных нижележащим и постепенно переходящих в песчано-алевритовые глины с прослоями торфа (ГИН-356—34300 $\pm$ 350 лет) и в косослоистые пески. Далее залегает 12-метровая пачка озерно-аллювиальных бурых плохо сортированных песков и алевроитов, на которую с резко волнистой границей размыва ложится песчано-валунно-галечниковая толща горного аллювия мощностью около 12 м. Здесь найдены перестолженные четвертичные моллюски и фораминиферы. Они образуют второй регрессивный ритм осадконакопления и полно отражают смену условий осадконакопления от озерных водоемов через проточные озера к горным рекам.

Причина развития озерных водоемов заключается в колебаниях местного базиса эрозии, возникших, по-видимому, при интерстадиальных подвижках зырянского ледника (Гольберт и др., 1971), сохранившегося в предгорьях в каргинское межледниковье, в течение которого на Енисейском Севере, по Н. В. Кинд (Чердынцев и др., 1969), зафиксировано несколько похолоданий.

Сартанские слои. В разрезе каргинской террасы у пос. Малая Хета поверх неровной кровли каргинских алевроитов (9—17 м выше уреза реки) лежит слой (2,5—3 м) темно-серой плотной плохо сортированной песчано-алевритовой породы с галькой и валунами, с линзами и косонаклонными прослоями песков. Он перекрывается 3—4-метровой пачкой ленточных глин с конкреционными глинисто-карбонатными прослоями и конкрециями типа иматовых камней.

Спорово-пыльцевый анализ показал, что формировались эти породы в условиях климата еще более холодного и сухого, чем подстилающие осадки. По С. Л. Троицкому (1967₁), это моренные и озерно-ледниковые отложения, которые Н. В. Кинд (1969₁) относят к сартанскому оледенению.

Выше сартанских ленточных глин залегает 3—4-метровый слой серого неслоистого песчаного алевроита с гнездами мелкозернистого песка, с большим количеством растительных остатков и обильными выделениями вивианита. На его неровной поверхности, осложненной морозобойными клиньями до 1 м глубиной, располагаются озерно-болотные бурые алевроиты с большим количеством остатков древесной растительности и линзами торфа до 3 м мощности. По этому торфу также получено несколько радиоуглеродных датировок (Чердынцев и др., 1969), которые определяют его возраст в 5700 $\pm$ 50 лет (голоцен). В спорово-пыльцевых спектрах алевроита с линзами торфа преобладает пыльца ели (95%), мало пыльцы березы, что отвечает климатическому оптимуму голоцена.

Таким образом, 25-метровый разрез каргинской террасы у пос. Малая Хета сложен генетически различными типами пород, включающими пойменные фации аллювия и отложения обширного водоема (каргинское время), морену и озерно-ледниковые (сартанское время) и озерно-болотные отложения (голоцен).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

ТЕРРИГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Грубообломочный материал, гравийно-песчано-алевритовая составляющая пород, терригенно-минералогические ассоциации

Описание терригенных компонентов включает данные по петрографическому составу грубообломочного материала, тяжелой и легкой фракций и терригенно-минералогических ассоциаций отложений, а также глинистых минералов пород. Отдельно рассматривается вопрос о переотложенном глауконите и органогенном кремнеземе.

Грубообломочный материал, гравийно-песчано-алевритовая составляющая и терригенно-минералогические ассоциации пород досамаровских отложений характерны преобладанием обломков основных эффузивов трапповой формации и повышенным содержанием пироксенов в тяжелой фракции. Г. Е. Рябухин, М. К. Калинин и В. Н. Сакс в 40-х годах доказали, что особенности вещественного состава всего разреза четвертичных отложений Енисейского Севера составляют признак, отличающий их от подстилающих пород мелового возраста.

Грубообломочный материал санчуговских отложений в низовьях Енисея представлен главным образом основными эффузивами трапповой формации (52—87%) при участии песчаников, карбонатных пород, кремней и других пород палеозойского (10—40%) и мезозойского (2—24%) возраста (табл. 5). Наиболее разнообразный петрографический состав грубообломочного материала имеют санчуговские морские или тазовско-санчуговские, по С. А. Архипову (1960), отложения среднего течения Енисея вблизи южных границ распространения морских отложений. Помимо обломков основных эффузивов трапповой формации и всевозможных песчаников встречаются различные сланцы, кварциты, бокситы и единичные обломки кислых изверженных пород. Состав валунов и гальки обедняется по мере удаления от Средне-Сибирского плоскогорья и Енисейского края при движении вниз по течению Енисея.

При характеристике грубообломочной составляющей необходимо иметь в виду дифференциацию состава в соответствии с гранулометрией, когда крупные валуны представлены исключительно эффузивами, а мелкие гальки содержат разнообразные породы трапповой формации палеозойского, мезозойского и четвертичного возраста. Изучение прибалтийских морей показало, что наиболее разнообразна по составу фракция 3—5 мм. Поэтому очень интересны данные о петрографическом составе обломков пород песчано-гравийной размерности (Шумилова, 1971; Шумилова, Троицкий, 1974), которые определяются и подсчитываются в шлифах. В шлифах несортированных суглинков несколько сот таких обломков, они включают до 20—30 разновидностей породы. Результаты этих определений обсуждаются совместно с данными по минеральному составу алевритовой фракции.

Е. В. Шумилова (1968, 1969, 1971_{1,2}) и Ф. С. Бузулуцков (1971) по минералогическому составу санчуговских отложений Енисейского Севера выделяют две терригенно-минералогические ассоциации. В первой преобладают пироксены с высоким содержанием тяжелой фракции (отложения района Усть-Порт, междуречья и истоков Большой и Малой Хеты, среднего течения Енисея).

Северо-западнее Усть-Порта в районе пос. Казанцево — Ладыгин яр, м. Сопочная Карга, западнее — у истоков р. Мессояха (скв. 10-БХ) и на левобережье р. Большая Хета (скв. БХ-17) происходит смена пироксеновой на эпидот-пироксеновую и амфибол-эпидот-пироксеновую ассоциации. Во второй ассоциации, в отличие от первой, содержание тяжелой фракции невысокое (2—5%). По направлению к Енисейскому заливу (зим. Пустое, пос. Воронцово) санчуговские отложения приобретают ильменит-амфибол-эпидот-пироксеновый состав минералов тяжелой фракции.

Параллельно изменяется петрографический состав обломков пород песчано-гравийной размерности. В районе распространения пироксеновой терригенно-минералогической ассоциации преобладают обломки различных основных эффузивов. Отложения с амфибол-эпидот-пироксеновым составом тяжелой фракции в составе обломков содержат кремний, кварциты, сланцы палеозойского возраста, обломки меловых глин.

В пределах терригенно-минералогических ассоциаций снизу вверх, а в наиболее распространенном типе разреза от хорошо сортированных пород нижней половины к плохо сортированным валунсодержащим алевроитам верхней части разреза также наблюдаются изменения содержания пироксенов.

Так, на крайнем севере у м. Сопочная Карга хорошо сортированные породы нижней половины санчуговских отложений имеют пониженные содержания пироксенов (19—40%) при выходе тяжелой фракции 2—5%. В верхней половине разреза в несортированных алевроитах с неслоистой текстурой содержание пироксенов увеличивается до 30—50%, тяжелая фракция до 10%.

В санчуговских отложениях у пос. Воронцово снизу вверх по разрезу амфибол-эпидот-пироксеновая ассоциация (пироксены — 31—36%) сменяется ильменит-ам-

Таблица 5

Петрографический состав гальки и валунов санчуговских отложений, %

Местонахождение	Трапы			Палеозойские породы								Мезозойские породы				Четвертичные породы иматровы камня	
	таб-бро-доле-риг	доле-риг	ба-зальг	метамор-физван-ные алевроли-ты	кремни-стые поро-ды	кварц	глини-стые слан-цы	песчаные	каменные уголь	кварцит	карбонат-ные по-роды	песча-ники	извест-няки	доло-миты	пирит		силь-риг
г. Дудинка (обр. 413) р. Большая Хета р. Енисей, зим. Пустое (обр. 103)	—	46	42	3	—	20	11	—	—	—	6	—	—	—	—	—	1
	—	74	—	—	—	—	—	—	26	—	—	—	—	—	—	—	—
	1	15	66	—	—	1	—	—	8	—	7	—	—	2	—	—	—
	16																
р. Якоклена (обр. 31)	—	82	24	12	—	—	10	—	—	—	2	14	—	—	2	8	—
	—	28	52	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—
р. Енисей, пос. Ворон-цово (обр. 271) То же (обр. 317)	—	27	60	—	—	—	1	—	2	2	—	—	—	—	—	—	—
	—	33	48	—	—	—	—	—	—	—	—	19	—	—	—	—	—

фибол-эпидот-пироксеновой (пироксены — 41—56%) при небольшом (3—5%) содержании тяжелой фракции. В составе обломков в основании разреза много меловых глин, встречаются кремни, кварциты, обычно хлоритовые и эпидотизированные породы, эффузивы встречаются редко.

Санчуговские валунсодержащие алевроиты, портландовые глины и мелководные пески зим. Пустое характеризуются плагиоклазово (21—26%)—кварцевым (34—44%) составом легкой фракции с большим количеством (7—11%) разрушенных зерен. Содержание тяжелой фракции от 3—5 до 0,5% в портландовых глинах. Минералы тяжелой фракции представлены ильменит-амфибол-эпидот-пироксеновой ассоциацией (пироксенов 45—32%). Валунсодержащие алевроиты в основании разреза обладают высокой степенью полимиктовости состава гравийно-галечного обломочного материала. В обломках найдено до 22 разновидностей пород, где преобладают осадочные: мел (глина), кремни и кварциты, а также основные эффузивы. В портландовых глинах сохраняются в обильном количестве обломки меловых пород — глин, алевроитовых глин и алевроитов.

Санчуговские алевроиты Ладыгина яра имеют также небольшой выход тяжелой фракции (2—4%). Ф. С. Бузулуцков (1971) сопоставил их с санчуговскими алевроитами с. Караул и Каргинского мыса (Шумилова, 1968) и описал эпидот (8—37%)—пироксеновую (26—54%) ассоциацию минералов.

Состав легкой фракции санчуговских отложений Нлктинского яра кварц-плагиоклазовый. В нижней половине разреза — хорошо сортированные пески и глины с подчиненными прослоями несортированных алевроитов содержат плагиоклазов 59%, кварца 23—43%. В плохо сортированных валунсодержащих алевроитах верхней половины разреза содержание плагиоклазов уменьшается до 40%, а кварца увеличивается до 35—49%. Морские санчуговские отложения здесь отличаются очень высоким содержанием тяжелой фракции, уменьшающимся вверх по разрезу. Так, хорошо сортированные пески нижней половины разреза имеют 31—32% тяжелой фракции, а песчаные прослои верхней — 12—22%. Несортированные песчано-глинистые алевроиты дают выход тяжелой фракции 9—10% в нижней и 5—8% в верхней половине санчуговских отложений. Одновременно снизу вверх по разрезу содержание пироксенов уменьшается от 49—80 до 40—63% (Бузулуцков, 1971).

Южнее, в Большехетском районе (скв. 26-БХ), выход тяжелой фракции санчуговских отложений колеблется в тех же пределах от 11,2—21% в песках, 4—6,8% в несортированных алевроитах до 1,25—2,5% в глинах и глинистых алевроитах. По данным Е. В. Шумиловой, минеральный состав пород, залегающих на забое скважины, характеризуется пониженным, по сравнению с четвертичными отложениями Усть-Енисейского района, содержанием пироксенов (27%) и соответственно основного плагиоклаза (1%) за счет увеличения содержания эпидота (22%), циркона (5%) и кварца (42—54%).

Отличительная особенность этих плохо сортированных пород — наличие обломков алевроитов с глинисто-опокowym цементом и обломков опок, которые выше не встречаются. Это объясняется значительным местным размывом внутренних источников сноса — осадочных толщ палеогена и мела. Лежащие выше санчуговские пески и плохо сортированные породы с прослоями глин имеют пироксеновый (61—70%) и кварц-плагиоклазовый (27—28%) состав крупноалевритовых частиц. В крупнопесчаных и гравийных зернах большое количество обломков часто выветрелых различных основных эффузивов, кремней и кварцитов, встречаются известняки, кремнисто-слоистые сланцы, кварц-хлоритовые породы, единичные обломки кислых изверженных пород. Впервые появляются здесь обломки песчаников, алевролитов и роговиков и все чаще — окатыши меловых пород. Глинистые прослои с меньшим количеством и разнообразием обломочного материала.

На Среднем Енисее минеральный состав алевритовой части санчуговских несортированных валунсодержащих отложений весьма постоянный и характерный — кварц-плагиоклазовый в легкой и пироксеновый (до 70%) в тяжелой фракции. Полууголоватые и угловатые обломки гравийно-песчаной размерности представлены, главным образом, основными изверженными породами, лимонитизированными, пелитизированными или хлоритизированными. Много известняка, причем часто карбонатные гальки и гравий преобладают. Обильны обломки кварцитов и кремней. В основании разрезов много обломков меловых глин, часто деформированных и разорванных. Вверх по разрезу обломки глин становятся второстепенным обломочным материалом.

Таким образом, в пределах выделенных терригенно-минералогических ассоциаций снизу вверх по разрезу санчуговской толщи увеличивается содержание пироксенов в амфибол-эпидот-пироксеновой ассоциации и уменьшается содержание пироксенов в пироксеновой. Общим является выравнивание содержания пироксенов (40—60%) в верхней части санчуговской толщи. Несортированные валунсодержащие алевриты включают большое количество измененных, разрушенных зерен минералов и обломков пород. Неясно, на какой стадии формирования отложений произошло это разрушение.

Фиксирующие заключительный этап санчуговского осадконакопления никитинские пески — кварц (32—41%) — плагиоклазовые, с большим количеством серицитизированных, хлоритизированных и разрушенных зерен (5—9%). Тяжелые минералы составляют 7—19% крупноалевритовой фракции. Это — пльменит (13—25%) — амфибол-эпидот-пироксеновая (52—61%) ассоциация. Песчано-алевритовый заполнитель никитинских галечников и лежащая выше песчано-алевритовая пачка представлены кварц-плагиоклазовой ассоциацией минералов в легкой фракции с большим количеством измененных серицитизированных и хлоритизированных зерен (3—18%). Содержание тяжелой фракции в песках 12—19%, в глине 2—2,5%. Преобладают моноклинные пироксены (60—80%), отмечен ильменит с магнетитом (8—17%), эпидот (2—8%) и амфибол (2—10%). Минералогическая ассоциация становится ильменит-пироксеновой.

К а з а н ц е в с к и е с л о и. Минеральный состав казанцевских песков района Казанцево — Ладыгин яр и подстилающих санчуговских отложений близок, отличаясь большим количеством разрушенных минералов, пелитизированных калиевых полевых шпатов и окисленных зерен глауконита. Выход тяжелой фракции высокий (7—33%), с большим количеством устойчивых минералов — ильменита (26—42%), циркона (1—6%), граната (5%) (Бузулуцков, 1971; Шумилова, 1968). Эти особенности объясняются факторными условиями — мелководностью и тепловодностью казанцевского моря. В казанцевских отложениях Большехетского района снижается выход тяжелой фракции, уменьшается содержание пироксенов до 20—49 и основных плагиоклазов до 4 при увеличении эпидота до 16—20%. Заметно повышается окатанность зерен пироксенов, амфиболов и основных плагиоклазов. Петрографический состав обломков обедняется. Исчезают известняки, песчаники, алевриты, но сохраняются окатыши меловых глин и единичные обломки эффузивов, часто выветрелые.

З ы р я н с к и е с л о и. Зырянская морена и ленточные глины в районе г. Туруханск — Игарка имеют исключительно пироксеновый (80—90%) состав тяжелой фракции.

К а р г и н с к и е и с а р т а н с к и е с л о и на р. Малая Хета имеют кварц-плагиоклазовую ассоциацию минералов легкой фракции с повышенным содержанием зеленой слюды (6%) в пойменных фациях каргинского аллювия. Каргинские отложения характеризуются амфибол-пироксеновой (46—62%) ассоциацией минералов тяжелой фракции, в сартанской морене и озерно-ледниковых глинах содержание пироксенов несколько увеличивается (51—69%).

Переотложенный глауконит

При микроскопическом изучении четвертичных морских отложений севера Западной Сибири обнаружен рассеянный глауконит в виде мелких округлых или лапчатых зерен ярко-зеленого и бурого цвета (фото 16—19). В алевроитах санчуговской свиты встречаются мелкие обломки песчаников и алевролитов с цементирующими выделениями глауконита (фото 19).

Относительно происхождения глауконита высказаны разные предположения. В работах О. В. Суздальского, А. Е. Комаровой (1964), Н. Г. Загорской и др. (1965) он определялся как аутигенный и на этом основании делались далеко идущие палеогеографические реконструкции. В. Н. Сакс (1953), а затем Е. В. Шумилова (1963, 1969) считали, что глауконит в четвертичных отложениях обломочный и переотложенный из меловых пород. Однако нет ни одного морфологического, структурного или химического критерия, который позволил бы однозначно определить природу глауконита. Для решения этого вопроса был определен абсолютный возраст зерен глауконита. Из нижней части санчуговских слоев в Ладыгином яру (см. рис. 19) взяты пробы песчано-глинистых алевроитов с рассеянным глауконитом. Так как содержание его незначительное (0,1—0,3%), глауконит из трех проб, отобранных из однородной толщи через интервал менее чем 0,5 м, был объединен. Из пробы весом 7,5 кг путем электромагнитной сепарации выделили около 7 г чистого глауконита (табл. 6). Глауконит приурочен к песчаной фракции 0,125—0,25 мм и лишь отчасти к фракции 0,09—0,125 мм. Ниже приведен химический состав глауконита (%).

SiO ₂ —41,36	MnO—0,13	P ₂ O ₅ —0,07
Al ₂ O ₃ —11,53	MgO—4,77	П.п.п.—7,50
TiO ₂ — 0,45	CaO —3,13	H ₂ O —2,00
Fe ₂ O ₃ —17,86	K ₂ O —3,38	
FeO — 7,61	Na ₂ O—0,35	Сумма—100,14

Возраст глауконита (определен калий-аргоновым методом в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР) 81 млн. лет, что соответствует приблизительно середине позднего мела (Фирсов, Сухорукова, 1968).

Таким образом, глауконит санчуговских алевроитов, вероятнее всего, происходит из верхнемеловых осадочных пород Усть-Енисейской впадины. Значительная окисленность минерала или гидрослюдистый характер изменений могли повлиять на калий-аргоновое отношение

Т а б л и ц а 6

Последовательность выделения глауконита

Деление пробы	Проба	
	10-35	10-38
Исходный вес пробы, кг	3,000	2,500
Выход фракций, г (%):		
0,09—0,125 мм	29,6(1)	180,3(7,2)
0,125—0,25 мм	210(7,0)	317,2(12,7)
Обработка фракций 0,125—0,25 мм:		
магнитная часть, г	0,430	0,320
неэлектромагнитная часть, г	201,000	304
электромагнитная часть, г	8,200	11,100
Выход глауконита из электромагнитной части, г из пробы, % . .	1,800	2,300
Вероятное содержание глауконита в пробе (не больше) ,%	0,060	0,090
	0,100	0,200

в нем, но только в сторону омоложения. Поэтому полученная дата должна приниматься либо как отвечающая возрасту глауконита, либо как минимальная (в абсолютном выражении).

По данным В. Н. Сакса и З. В. Ронкиной (1957), глауконит в дочетвертичном разрезе Усть-Енисейской впадины достигает наибольших концентраций (до 10% и выше) в отложениях верхней юры, валанжина, готерива, альб-сеномана, турон-коньяка, сантон-кампа и маастрихта, будучи в них аутигенным.

К сожалению, нет аналитических данных юрских и меловых глауконитов этого района, чтобы можно было сопоставить их с глауконитом из санчуговских слоев. Для решения вопроса происхождения калий-аргоновая датировка имеет решающее значение и указывает на переотложение его в четвертичные отложения, по крайней мере, из средней части верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины.

Количество глауконита в четвертичных отложениях определяется близостью меловых пород. Так, если в алевроитах Ладыгина яра, вблизи которого возможны погребенные выходы верхнемеловых пород, содержание глауконита 0,1—0,3%, то в санчуговских алевроитах района Усть-Порт (Никитинский яр), где верхнего мела нет, содержание глауконита меньше 0,1% и поэтому при обработке пробы весом около 8 кг глауконит выделить не удалось.

Установление позднемелового (по радиологическим данным) абсолютного возраста зерен глауконита в четвертичных морских отложениях низовьев Енисея позволяет сделать некоторые предположения. Этот факт лишает основания использование присутствия зерен глауконита в рассматриваемых морских отложениях для утверждения о их дочетвертичном возрасте, не может служить доказательством морского происхождения вмещающих четвертичных пород. Поэтому можно думать, что в условиях современного Карского и более южных морей глауконит также переотложен из древних толщ. Наконец, принципиально доказанная возможность переотложения глауконита может быть распространена и на прошлые геологические эпохи.

Переотложенный органогенный кремнезем

При микроскопических исследованиях четвертичных отложений отмечалось небольшое количество спикул губок и диатомей с опаловым скелетом, которые большей частью переотложенные палеогеновые и частично четвертичные (см. описание разреза скв. 26-ВХ, гл. 3). Содержание аморфного кремнезема очень небольшое (0,01—0,96%, табл. 7), иногда он не обнаружен вовсе.

Таблица 7

Содержание аморфного кремнезема, определенное в 5%-ных содовых вытяжках, (%)

Слой	Гранулометр. тип породы	Пос. Ворон- цово	Зпм. Пустое	Ладыгин яр	Пос. Усть-Порт
Сартацкие	Алеврит	—	—	—	0,02—0,05
Каргинские	»	—	—	—	0,07—0,13
Зырянские	»	—	—	—	0,36
Казанцевские	Пески	—	—	0,12	—
	Алеврит	—	—	0,03—0,09	—
Санчуговские	Пески	—	—	—	0,03—Н. о.
»	Алеврит не- сортпиров.	0,20—0,54	0,04—0,16	—	0,09—0,18
»	Алеврит сортпиров.	0,20—0,22	0,10—0,30	Не обн. 0,22	—
»	Глина	0,40—0,96	0,48—0,79	—	Не обн.—0,15
Селякинские	Алеврит	—	—	—	Не обн.—0,11

Санчуговские отложения Усть-Порта содержат меньше аморфного кремнезема (не обл. — 0,01—0,36%) по сравнению с отложениями зм. Пустое — пос. Воронцово (0,1—0,96%), где мелководные морские отложения содержат, по-видимому, больше переотложенных диатомей. Анализ распределения аморфного кремнезема в отложениях Пустое — Воронцово (см. рис. 25—26) показал обратную зависимость: при увеличении содержания карбонатов (CO_2) содержание аморфного кремнезема уменьшается, и наоборот. Это, возможно, свидетельствует об увеличении количества органического кремнезема за счет увеличения числа четвертичных диатомей.

Глинистые минералы

Исследование состава глинистых минералов в четвертичных отложениях некоторых районов Енисейского Севера основано на результатах термического анализа, метода окрашивания и единичных рентгеновских определений и легло в основу общего представления о преобладании в глинистой фракции гидрослюда, часто бейделитизированной, с примесью каолинита, монтмориллонита, реже о преобладании бейделлита или монтмориллонита (Волкова, 1958, 1960; Загорская и др., 1965; Суздальский, Слободин, 1969).

Закономерности распределения глинистых минералов оставались выясными. Интересны в этом смысле данные С. А. Архипова (1960) о гидрослюдистом составе самаровской морены и монтмориллонитовом составе ледниково-морских санчуговско-тазовских (или ледово-морских санчуговских, по мнению автора) отложений, отличие которых рассматривалось как дополнительное свидетельство континентальных и морских условий формирования осадков.

Вновь предпринятое изучение состава глинистой фракции (около 69 образцов) в основном послесамаровских отложений с применением рентгеновского и химического анализов дало новые сведения о их составе, частично не сопоставимые с ранее полученными.

По данным рентгеновского анализа, глинистые минералы самаровской морены у поселков Чулково и В. Имбатское (8 проб) и санчуговских морских отложений, вскрывающихся севернее между поселками Канотово и Марково (4 пробы), не различаются и представлены монтмориллонитом, в небольшом количестве отмечены гидрослюда, хлорит и каолинит. Однообразие состава глинистых минералов континентальных и морских отложений подтверждает предположение о размыве самаровской морены при формировании ледово-морских санчуговских отложений. Монтмориллонитовый состав глинистых минералов имеют санчуговские морские отложения по р. Фокина (Волкова, 1958).

В районе Усть-Порта монтмориллонит преобладает в составе глинистых фракций раннесанчуговских пресноводных горизонтально-слоистых алевроитов (16 проб), морских хорошо сортированных алевроитов, глини нижней части и плохо сортированных валунсодержащих алевроитов верхней части санчуговских слоев (20 проб), а также валунсодержащих алевроитов верхов никитинского разреза (3 пробы). Помимо монтмориллонита отмечены гидрослюда, хлорит и каолинит. Такой же однообразный состав глинистых минералов характерен для четвертичных отложений у поселков Караул и Казанцево, Селякина мыса и Никитинского яра (рис. 33).

По определениям М. Ф. Соколовой, в некоторых глинистых фракциях отчетливо фиксируются две структурно-генетические разновидности монтмориллонита — диоктаэдрическая и триоктаэдрическая. Соотношение их по разрезу различно. Повышенное количество триоктаэдрического монтмориллонита встречено в глинистых прослоях санчуговских отложений Никитинского яра, Селякина мыса и глинах верхов

никитинского разреза (см. рис. 33). При этом в глинистой фракции содержание хлорита и гидрослюда понижается. В шлифах наблюдаются морфологически разнообразные новообразования монтмориллонита — светло-желтого высокодвупреломляющего глинистого вещества с волнистым погасанием. Поэтому можно думать, что триоктаэдрическая разновидность монтмориллонита является новообразованием в отличие от диоктаэдрической разновидности обломочного происхождения.

Пресноводные каргинские отложения на р. Тукаланда (вблизи Норильского плато), образованные, судя по обломкам фораминифер, за счет четвертичных морских осадков, близки по составу глинистых минералов санчуговским отложениям Усть-Порта. Главный минерал здесь монтмориллонит, возможно, обеих разновидностей, отмечено значительное количество хлорита и малое — гидрослюда.

В пределах амфибол-эпидот-пироксеновой ассоциации у зимовий Пустое и Кареповское санчуговские отложения содержат в глинистой фракции гидрослюда, значительное количество хлорита и немного монтмориллонита, возможно, диоктаэдрической и триоктаэдрической разновидностей.

О преобладании гидрослюда в санчуговских отложениях м. Сопочная Карга пишут Н. Г. Загорская и др. (1965). Аналогичный состав глинистой фракции имеют казанцевские глинистые алевроиты на р. Агага.

В составе глинистых фракций четвертичных отложений Большехетского района чередуются гидрослюда и монтмориллонит в зависимости от условий осадконакопления (Сухорукова, 1971₂). Так, санчуговские алевроиты в основании скв. 26-БХ на глубине 60 м ниже уровня моря содержат в глинистой фракции в основном гидрослюда, каолинит и небольшое количество монтмориллонита. По-видимому, глинистая фракция сформировалась вследствие местного размыва палеогеновых и меловых пород. Далее вверх по разрезу в глинистых минералах плохо сортированных алевроитов преобладают монтмориллонит, гидрослюда, каолинит — в подчиненных количествах, выше позднесанчуговские мелководные пресноводные алевроиты и пески содержат снова гидрослюда и небольшое количество монтмориллонита.

Глинистая фракция казанцевских песчаных алевроитов преимущественно монтмориллонитовая, а послеказанцевских пресноводных осадков — гидрослюдистая. Приблизительно подобное распределение глинистых материалов можно проследить по разрезу скв. 31-БХ, (Суздальский, Слободин, 1969).

Совместное рассмотрение распределения глинистых минералов санчуговских отложений по площади и разрезу и состава терригенно-минералогических ассоциаций показывает их тесную взаимосвязь, что привело к выводу об обломочном происхождении основной части глинистых минералов. При этом отмечены очевидные процессы новообразования монтмориллонита, причины и условия возникновения которого еще требуют обсуждения.

В пределах пироксеновой терригенно-минералогической ассоциации на Среднем Енисее и в районе Усть-Порта преобладает глинистый минерал монтмориллонит, основная масса которого привнесена со Средне-Сибирского плоскогорья. В амфибол-эпидот-пироксеновой ассоциации в устье Енисея (зим. Пустое — пос. Воронцово) в глинистой фракции пород преобладает гидрослюда. Здесь в районе широкого развития мелководных песчаных фаций санчуговских отложений усиливалась роль внутренних источников сноса, которая сводилась к разрыву и перетолжению осадочных пород мела и, возможно, палеогена.

В Большехетском районе, где переплетаются обе терригенно-минералогические ассоциации, влияние внешнего источника сноса в периоды обмеления санчуговского моря ослаблялось и сменялось внутренними источниками сноса с изменением состава глинистых минералов и тер-

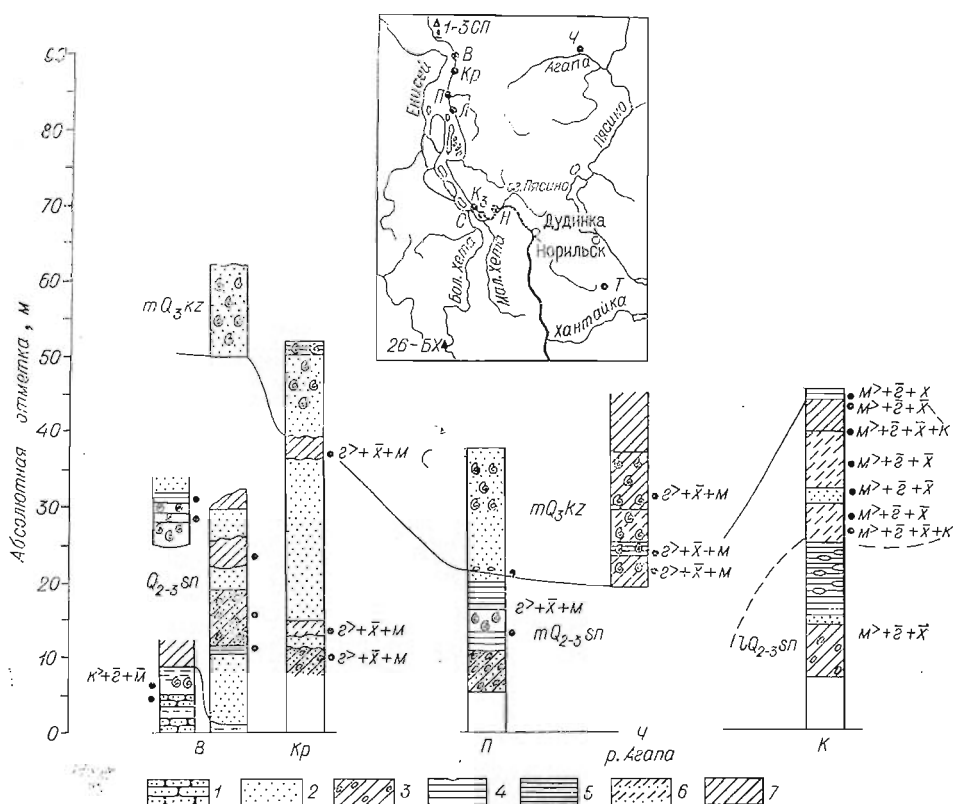


Рис. 33. Состав глинистых минералов в четвертичных отложениях Енисейского ковы яры на р. Агапа; К — Караул; Кз — Казанцево; С — Селякинский мыс:

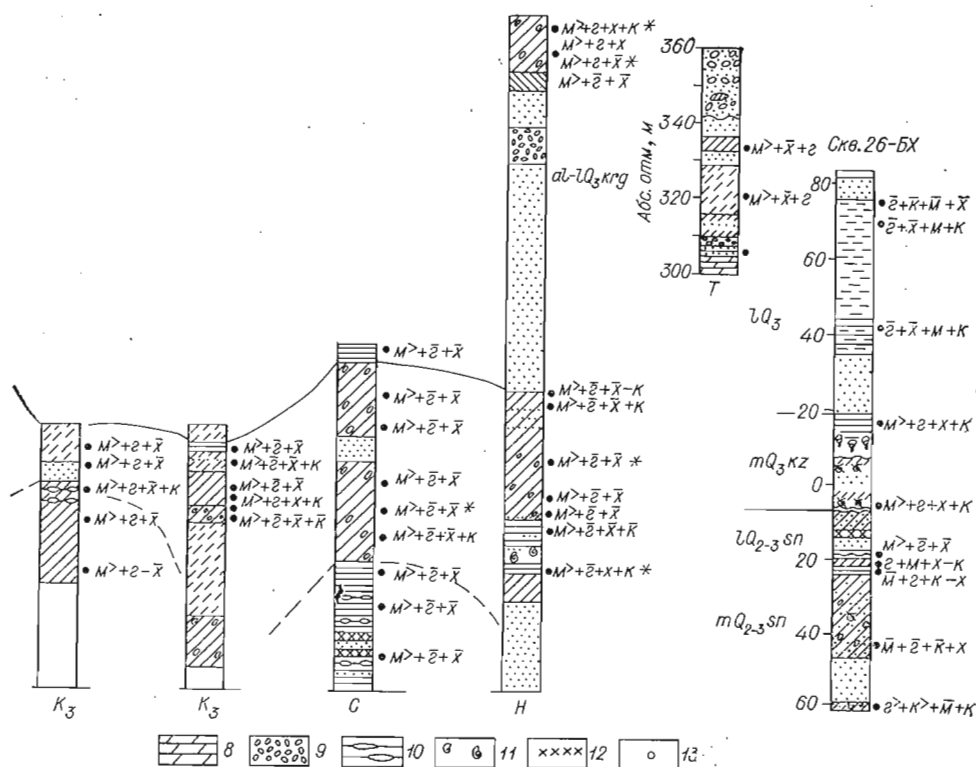
Литоология: 1 — меловые песчаники и алевроиты; 2 — пески; 3 — несортированные алевроиты с газ. алевроиты; 4 — мергели; 5 — галечники; 6 — конкреции; 7 — морские моллюски; 8 — раст. газдрического и трионгаздрического монтмориллонита; Г — гидрослюда; Х — хлорит; К — каолин в значительном количестве.

ригенно-минералогических ассоциаций. При этом, вероятно, одновременно действовали законы механической дифференциации, обуславливающие вынос монтмориллонита в глубоководные участки бассейна и концентрацию гидрослюда на мелководье вследствие их разной гидрофильности.

Немногочисленные сведения по составу глинистых минералов казанцевских, зырянских и каргинских отложений позволяют предположить унаследованность их состава и основных особенностей распределения в выделенных районах. В районах пироксеновой ассоциации, по-видимому, имеет место тенденция к уменьшению количества монтмориллонита вверх по разрезу.

В глинистой фракции современных осадков Карского моря, по А. А. Кордикову (1953) и определению М. Ф. Соколовой, в отличие от верхнечетвертичных повсеместно преобладает гидрослюда, в меньших количествах хлорит, каолинит и монтмориллонит.

Изучение состава глинистых минералов континентальных отложений Среднего Приобья (Сухорукова, Мизеров, 1964; Вотах и др., 1966; Сухорукова, 1965) показывает, что верхнечетвертичные покровные отложения, представленные лессовидными суглинками, содержат в глинистых минералах также монтмориллонит, в значительной доле новообразованный, в то время как пойменный аллювий Оби имеет в них преимущественно гидрослуду обломочного происхождения.



Севера (по разрезам): В — Воронцово; Кр — Кареповское; П — Пустое; Ч — Чугун-Н — Никитинский яр; Т — Тукаланда; скв. 26-БХ — р. Большая Хета.

кой и валунами; 4 — слоистые алевроиты; 5 — глины; 6 — тонкие пески и песчаные алевроиты; 7 — тельный; детрит; 13 — места отбора образцов. М — монтмориллонит, * означает присутствие диоклинит; количественные соотношения глинистых минералов: > — преобладает, — присутствует К — в примесях.

АУТИГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОД

Петрографо-минералогическое изучение шлифов в совокупности с количественным определением карбонатности и форм железа показало, что четвертичные и, в частности, наиболее полно изученные санчуговские отложения содержат очень небольшой комплекс аутигенных минералов. К ним отнесены новообразования, возникшие в разные стадии диагенеза и гипергенеза (выветривания).

Некоторые минералы (кальцит, доломит, арагонит, опал, пирит) частично или полностью переотложённые, т. е. обломочные, однако ввиду небольшого содержания и трудности разделения условно описаны в группе аутигенных.

Карбонаты. Карбонатность пород оценивалась по содержанию CO_2 . В четвертичных отложениях оно невелико — колеблется в пределах 1—2 и менее 1%. Характерна прямая зависимость карбонатности отложений от гранулометрического состава (табл. 8).

Количество CO_2 в алевроитах различно. Пресноводные алевроиты селякинской пачки и каргинские алевроиты Усть-Порта содержат повышенное количество карбонатов (0,90—1,40 и 0,60—1,09%). Количество карбонатов в морских санчуговских несортированных валунсодержащих алевроитах района Усть-Порт—Воронцово значительно меньше (от 0,27

Содержание CO_2 в четвертичных породах, %

Слой	Гранулометрический тип породы	Низовья Енисей				Средний Енисей	Норильское плато, р. Тукаланда
		пос. Воронцово	зпм. Пустое	Ладыгин яр	пос. Усть-Порт-пос. Караул		
Каргинские	Пески	—	—	—	0,60—1,09	—	0,41—0,21
	Алеврит сортированный Глина	—	—	—	—	—	2—3,4
	Алеврит	—	—	—	0,41—0,60	—	4,29—9,13
Зырянские	Пески	—	—	—	—	—	—
	Алеврит	—	—	—	—	—	—
Казанцевские	Пески	—	—	—	—	—	—
	Алеврит	—	—	—	—	—	—
	Алеврит сортированный	0,21—0,22	0,11—0,22	—	0,41—0,27	—	—
	Алеврит несортированный Глина	0,41—0,38 0,22—0,33 1,43—3,85	0,17—0,33 0,22—0,66 0,55	0,27—0,65	0,27—0,70 0,87—1,36	1,63—5,43	—
Санчуговские	Алеврит	—	—	—	0,90—1,4	—	—
	Алеврит	—	—	—	—	—	—
Селякинская пачка	Алеврит несортированный	—	—	—	—	3,04	—
Самаровские	Алеврит	—	—	—	—	—	—

до 0,70%), что согласуется с незначительной карбонатностью, характерной для осадков холодных морей (Белов, Лапина, 1961; Лапина и др., 1965, 1968).

В шлифах видно, что карбонаты представлены редкими зернами кальцита, ромбиками доломита (фото 20—21). Многие зерна кальцита покрыты лимонитовыми корочками. Встречены тонкозернистые скопления, неправильные зерна и сферолиты сидерита (фото 22—23), имеющие, по-видимому, диагенетическое происхождение. Совместное нахождение и особенности морфологии разнообразных зерен карбонатов позволяют думать об общем происхождении кальцита и доломита.

По мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью карбонатность пород увеличивается. Каргинские пресноводные глины на р. Тукаланда (Норильское плато) содержат наибольшее количество CO_2 , равное 9,13% (см. табл. 8), связанное, главным образом, в виде кальцита. В самаровской морене и санчуговских морских отложениях Среднего Енисей содержание CO_2 колеблется от 1,63 до 3,04—5,43%. Карбонаты самаровской морены представлены многочисленными обломками известняков, доломитов и тонкозернистым рассеянным карбонатом в цементе пород (Шумилова, Бузулуцков, 1974). Увеличение содержания карбонатов в породах Среднего Енисей обусловлено близостью карбонатсодержащих источников сноса. Несмотря на повышенную раствори-

мость карбонатов в арктических морях, в санчуговских морских осадках они частью сохранились, так же как в современных осадках Карского моря, вблизи северного окончания Новой Земли, у побережья Западного Таймыра, где содержание CO_2 достигает 2,5—5% (Сакс, 1951).

Таким образом, распределение карбонатов в четвертичных отложениях обусловлено степенью дисперсности пород, близостью карбонат-содержащих источников сноса и генезисом осадков. Большое значение имеет различие солёности бассейнов осадконакопления: пресноводные отложения содержат карбонатов больше, чем морские.

Карбонатные конкреции. При незначительной доле карбонатов в породах четвертичных отложений найдено несколько типов морфологически различных преимущественно диагенетических конкреций: а) глинисто-карбонатные крупные и мелкие иматровы камни селякинской пачки и сартанских отложений; б) песчано-карбонатные шарообразные с варияциями и неправильные стяжения по ракушняку казанцевских морских отложений; в) кальцитовые звездчатые скопления казанцевских алевроитов; г) карбонатные сферические конкреции самаровских отложений; д) позднедиагенетические образования: пере-крученные неправильные стяжения, секущие слоистость, в санчуговских алевроитах Никитинского яра.

Рассмотрим последовательно каждый морфологический тип конкреций.

а) Иматровы камни. В горизонтально-слоистых пресноводных алевроитах селякинской пачки у Селякина мыса (пос. Караул, обн. 20, 14 и 16) сосредоточено значительное количество крупных, до 25 см в диаметре, глинисто-карбонатных конкреций и конкреционных прослоев (рис. 34). Конкреции имеют форму эллипсоидальных лепешек, часто усложненных (фото 4). Они располагаются в глинисто-алевритовых породах без нарушения слоистости и сохраняют горизонтальную слоистость в телах конкреций.

Пересчет данных химического анализа (табл. 9, обр. 20/26—14/14) (Методы изучения осадочных пород, 1957) показывает, что в составе конкреций селякинской пачки преобладает кальцит (31,02—37,63%) с небольшой примесью доломита (1,37—7,85%).

На кривой дифференциального термогравиметрического анализа (ДТА) наблюдаются два эндотермических эффекта в интервале 710—800 и 800—900° с максимумами 750—740 и 870—880°, принадлежащие доломиту и кальциту (рис. 35). Подсчитанное на термогравиметрической кривой (при разложении MgCO_3) содержание доломита превышает, судя по потере CO_2 , соответствующего разложению CaCO_3 , содержание кальцита. Такое искажение истинного соотношения кальцита и доломита, наблюдаемое во всех остальных глинисто-

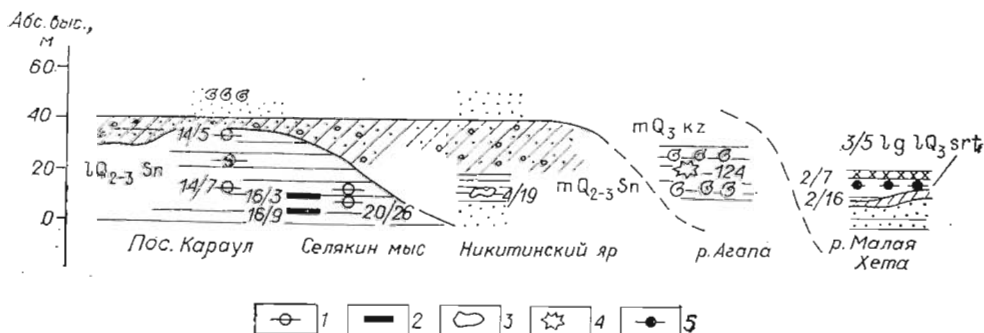


Рис. 34. Схема местонахождения карбонатных конкреций в разрезах района Усть-Порта и р. Агапа.

1 — крупные иматровы камни; 2 — конкреционные прослои; 3 — неправильные стяжения; 4 — звездчатые скопления; 5 — мелкие иматровы камни.

Таблица 9

Результаты химического анализа четвертичных конкреций Енисейского Севера

Слои, местонахождение	№ образца	Абсолютная от-метка, м	Форма конкреций	Н. о.	П. л. п.	СО ₂	5%-ная солянокислая вытяжка с кипячением в течение 5 минут						Кальцит*	Доломит*
							CaO	MgO	MnO	O ₂	FeO	Fe ₂ O ₃		
Сартанские, р. Малая Хета	2/7	19,5	Неправильные прослои	67,86	9,72	4,17	4,87	2,29	0,57	0,19	1,80	2,80	7,93	1,42
	2/12			53,44	12,20	2,31	3,31	3,37	0,44	0,25	2,37	6,04	5,0	Нет
	2/15	15	Конкреционный прослой, 2 см	50,24	16,56	10,53	12,34	2,21	1,97	0,27	2,37	3,54	20,01	3,05
	2/12к	22,5	Иматовы камни, 3—4 см	36,08	24,36	18,64	23,62	3,12	3,62	0,10	0,43	3,15	42,3	Нет
Казаццеские, р. Агана	124к	23,5	Звездчатые стяжения, 3—5 см	1,76	43,60	40,94	51,06	0,87	0,06	0,15	0,22	0,24	90,36	2,1
Санчуговские, Никитинский яр	4/19	15	Угловато-перекрученные фигурные, 5—6 см	17,98	31,36	26,33	30,54	5,36	5,98	0,17	0,79	2,41	49,15	9,9
Селякинские, Селякин мыс	20/26а	13	Иматовы камни, 15—20 см	41,24	23,36	17,21	21,12	1,34	0,16	0,20	2,73	1,53	35,6	2,94
	20/26в			45,04	22,28	14,75	18,95	2,82	0,13	0,16	2,25	1,82	34,0	Нет
Селякинские, пос. Караул	14/17	37		42,52	22,98	17,21	21,0	0,95	0,17	0,12	3,16	1,60	35,89	2,97
	14/13в			42,16	23,04	17,24	21,48	0,87	0,13	0,20	2,95	1,35	37,63	1,37
	14/13	30	Иматовы камни, 15—20 см	41,02	23,58	17,07	21,24	1,29	0,16	0,16	3,16	1,75	37,2	1,60
	14/14	27,5		43,04	22,74	17,36	19,69	1,30	0,57	0,10	4,96	1,58	31,02	7,85
	16/3	18	Конкреционный прослой, 1—4 см	54,94	15,56	9,03	9,33	1,90	0,22	0,21	4,67	3,84	13,48	5,87
	16/6	12		47,56	18,73	9,64	9,69	2,34	0,22	0,32	5,99	4,82	16,4	6,6
	16/7	10		46,68	19,36	11,63	12,94	2,25	0,17	0,22	4,20	3,59	12,7	8,5
Селякинские, р. Фокина	10к	12	Иматовы камни	39,08	22,12	16,84	21,72	2,55	1,02	0,21	1,11	2,85	38,8	Нет
Санчуговские, пос. Капотово	51-2к	13	Переотложенные округлые окатыши, 2—4 см	35,08	24,66	20,77	26,41	2,34	1,85	0,17	0,43	2,24	45,53	1,47
	53-2к	15		30,16	25,18	18,98	24,37	2,99	1,85	0,21	1,47	3,75	41,82	3,2
Самаровские, Опыльной яр	74-к	130	Сферические	31,16	28,24	24,64	30,39	2,80	0,76	0,22	1,29	1,24	52,95	2,66

* Содержание карбонатов рассчитано по данным химического анализа.

карбонатных конкрециях, обусловлено тем, что при большом содержании нерастворимого остатка разложение CaCO_3 начинается при более низких температурах, вместе с Mg-составляющей, что приводит к кажущемуся увеличению количества доломита (Цветков, 1953).

Конкреционные прослои мощностью 1—4 см в 10 км выше пос. Караул (обр. 16) менее карбонатны, содержание CO_2 в них уменьшается (9,03—11,63%), а нерастворимого остатка — увеличивается (46,68 — 54,94%). Увеличивается относительно кальцита (13,7—16,4%) содержание доломита (5,87—8,5) (см. табл. 9). В конкреционных прослоях повышено содержание гидроокислов железа (8,26—11,48%). На кривой ДТА (обр. 16/7) регистрируется значительный пик при $t = 320^\circ$, принадлежащий гидроокислам железа (см. рис. 34). Кальцитовый и доломитовый эффекты, соответственно данным химического анализа, очень слабы.

Таким образом, состав конкреционных прослоев железисто-гидроокисный, карбонатно-глинистый. По-видимому, они образовались в мелководных условиях селякинского пресноводного водоема при интенсивном летнем привносе гидроокислов железа. Одновременно проходившее образование кальцита препятствовало возможному образованию сидерита.

Мелкие конкреции типа иматовых камней размером 2—5 см и конкреционные прослои мощностью 1—3 см находятся в ленточно-слопстых озерно-ледниковых глинах сартанских слоев, вскрываемых в разрезах каргинской террасы на р. Малая Хета. Поверхности их полигонально-ребристого рельефа. Эта ярко выраженная морфологическая особенность отмечена О. В. Суздальским (1965) и В. В. Рогожиным (1969) для вальковских слоев Норильского района.

По химическому составу мелкие иматовые камни сартанских озерных отложений близки к крупным иматовым камням селякинской пачки (см. табл. 9).

Конкреционные прослои сартанских озерно-ледниковых отложений (обр. 2/7, 2/15) менее карбонатны. Содержание нерастворимого остатка возрастает снизу вверх по слою от 50, 24 до 67, 86%; содержание CO_2 — 2,31—10,53%. Кальцит составляет 20—5%, доломит — 1,42—3,03% от веса конкреции.

б) В казанцевских песках Каргинского мыса, по О. В. Суздальскому (1965), найдены шаро- и веретенообразные конкреции до

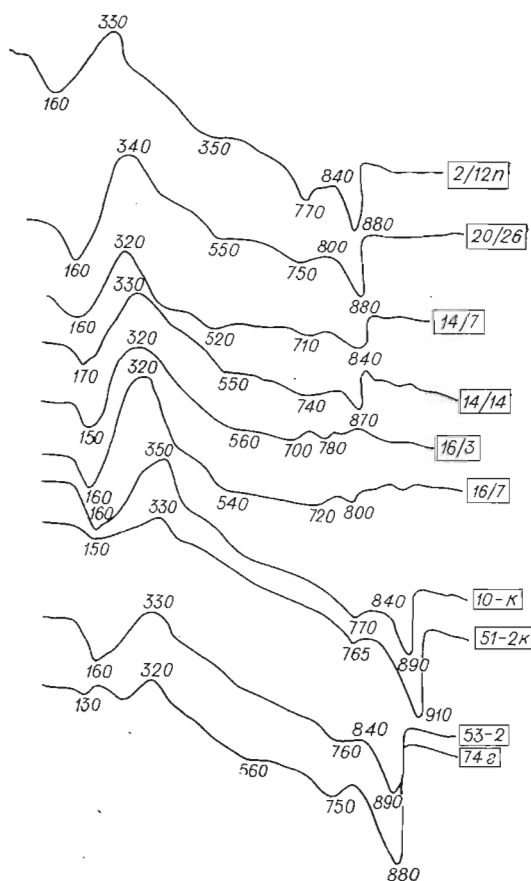


Рис. 35. Дифференциальные кривые нагревания четвертичных глинисто-карбонатных конкреций (справа в рамке номер образца).

5 — 10 см в диаметре. В песках с косой и волнистой слоистостью встречены грибовидные и веретенообразные конкреции, обусловленные послойной цементацией песков в диагенезе.

По данным химического анализа, содержание нерастворимого остатка превышает 50%, количество CO_2 —13—14%. Карбонаты представлены главным образом кальцитом (30—25%) с незначительной примесью доломита (Суздальский, 1965). Шарообразные конкреции зонального строения с большей концентрацией карбонатного материала в центре. В песчаных алевритах казанцевских отложений Луковой протоки и Гостиного мыса в местах скопления ракушняка нередко наблюдаются неправильные карбонатные стяжения размером более 15 см.

в) В казанцевских алевритах на р. Агана, по С. Л. Троицкому (обр. 124-к), скопления тонкозернистого рыхлого желтоватого карбоната звездчатой формы, представленного, по данным химического (см. табл. 10) и термического (см. рис. 35) анализов, почти чистым кальцитом (90,36%).

г) Своеобразные сферические конкреции скорлуповатого строения со звездчато-радиальными пустотами внутри найдены С. Л. Троицким в глинах верхней части Оплывного яра на высоте около 130 м. Нерастворимый остаток составляет 31,16%, кальцит—52,95%, доломит—2,66%. По устному сообщению С. Л. Троицкого и представлениям С. А. Архипова, О. В. Матвеевой (1964), глины формировались в самаровском подпрудном пресноводном бассейне и непосредственно вслед за самаровским оледенением.

Распределение конкреций по разрезу связано с условиями образования отложений. Наибольшее их количество приурочено к разновозрастным пресноводным (сеякинским, сартанским, также, видимо, самаровским) отложениям, формировавшимся в периоды перигляциальных условий. Казанцевские морские отложения теплого времени межледниковья содержат карбонатных конкреций значительно меньше. Санчуговские отложения, формировавшиеся в холодном арктическом море начала межледниковья с очень большой скоростью, диагенетических кальцитовых конкреций не содержат. Перекрученные кальцитовые стяжения санчуговских алевритов являются позднедиагенетическими образованиями, которые отражают не условия формирования, а позднейшую историю существования породы.

Имеющиеся данные подтверждают закономерность того, что в арктических морях карбонатообразование, а именно образование кальцитовых конкреций, в осадках не происходит. В условиях арктического климата образование глинисто-карбонатных конкреций происходило и происходит ныне (Македонов, 1966) лишь в пресноводных водоемах типа приледниковых озер. Поэтому находки конкреций, в особенности типа иматровых камней, свидетельствуют о пресноводных условиях осадконакопления. Карбонатные конкреции казанцевских отложений отвечают условиям мелководья при несомненном потеплении вод.

Очень интересные данные об относительной длительности формирования описанных конкреций были получены при изучении термолюминесценции конкреций старшим научным сотрудником ИГиГ СО АН СССР В. Б. Василенко. Термолюминесценция определялась дважды на приборах разной степени чувствительности, при этом общий характер соотношений интенсивности свечения оказался одинаковым (табл. 10).

Наибольшая интенсивность свечения у сферических конкреций глин Оплывного яра, которые, следовательно, являются наиболее древними, что подтверждает представление С. Л. Троицкого и С. А. Архипова о связи верхних глин Оплывного яра с самаровским оледенением.

Термолюминесцентная кривая (ТЛ), имеющая один ярко выраженный пик, устойчиво сохраняется при трех определениях. Среднее значение интенсивности максимума свечения (I_1) при $t=223-218^\circ$ равно 66 мм, суммарное свечение 54 усл. ед. (обр. 74-г, см. табл. 10). Сходную кривую

Т а б л и ц а 10

Данные по термолюминесценции четвертичных глинисто-карбонатных конкреций

Слои, местонахождение	№ образца	Прибор высокой чувствительности					Прибор низкой чувствительности	Среднее значение, S , усл. ед.
		t_1°	I_1 , мм	t_2°	I_2 , мм	S , усл. ед.	S , усл. ед.	
Сартанские, р. Малая Хета	2/12к-а	250	11	—	—	7	2	14±9
	2/12к-б	220	25	—	—	25	—	
	2/12к-в	215	19	—	—	20	—	
	2/12к-г	205	16	—	—	16	—	
	2/12к-д	195	9	—	—	4	—	
	3/5-а	Нет свечения		—	—	—	—	
	3/5-б	230	6	—	—	5	—	
Санчуговские, Никитинский яр	3/5-в	215	39	—	—	21	—	—
	4/19-а	215	5	—	—	3	2,5	
	4/19-б	Нет свечения		—	—	—	Нет свечения	
Селякинская пачка, пос. Караул	14/7-а	210	20	—	—	11	3,5	16,7±4
	14/7-б	206	11	—	—	4,5	—	
	14/7-в	210	18	—	—	11	4,8	
	14/7-г	210	21	—	—	16	—	
	14/13-а	212	22	—	—	21	5,7	
	14/13-б	215	16	—	—	8	3,6	
	14/13-в	197	17	—	—	9	—	
	14/14-а	190	18	260	12	16	7,3	
	14/14-б						6,9	
	14/17-а	195	20	270	17	17	—	
Селякинские, Селякин мыс	14/17-б	210	16	278	15	14	—	
	20/26-а	210	22	—	—	21	6,4—5,4	
Селякинские, пос. Караул	20/26-б	215	22	—	—	19	4,7	16
	16/3-а	205	29	—	—	20	2,3—3,9	
	16/6-а	210	34	—	—	33	4,0—2,5	
	16/7-а	—	—	275	7	5	1,6—1,5	
Селякинские, р. Фокина	10-к-а	255	7	—	—	5	—	35
	10-к-б	250	14	—	—	13	—	
	10-к-в	218	89	295	55	59	—	
	10-к-г	220	78	298	51	52	—	
	10-к-д	218	73	300	49	45	—	
Санчуговские, пос. Канготово (переотложенные конкр.)	51-2-к	197	83	—	—	50	9	50
	53-2-к	—	—	—	—	—	20	
Самаровские, Опльв-ной яр	74-Г-а	218	76	285	49	69	—	54
	74-Г-б	220	67	280	44	54	—	
	74-Г-в	223	66	290	37	45	—	

ТЛ имеют переотложенные конкреции у пос. Канготово (обр. 51-2-к). Это свидетельствует об относительной древности конкреций, а предположение о возможном переотложении их из самаровских отложений получает новое доказательство.

Конкреции, взятые С. Л. Троицким из горизонтально-слоистых, вероятно, зырянских отложений по р. Фокина (обр. 10-к), имеют резко противоречивые свойства ТЛ, причина которых не ясна. Три конкреции по интенсивности свечения оказались близкими охарактеризованным конкрециям среднего течения Енисея.

Далее на север, в районе Усть-Порта, конкреции относительно мо-ложе. Изменение ТЛ достаточно хорошо согласуется с расположением конкреций по разрезу.

Раннесанчуговские гидроокисно-железистые, карбонатно-глинистые прослои имеют интенсивное свечение (обр. 16/3-16/7), даже слишком интенсивное при столь большой примеси гидроокислов железа. Затем

следуют крупные иматровы камни Селякина мыса. Кривая ТЛ не имеет ясно выраженных пиков, очень пологая (обр. 20/26).

Иматровы камни караульского разреза немного моложе селякинских. Кривая ТЛ пологая, максимальная интенсивность свечения I_1 почти постоянна — 18—17,5 мм, суммарное свечение изменяется снизу вверх по разрезу от 16 до 11 усл. ед. (обр. 14/17, 14/7). Караульские конкреции в пачке горизонтально-слоистых алевроитов мощностью более 15 м показывают небольшое ослабление свечения снизу вверх по разрезу. Среднее значение светосуммы ТЛ конкреций селякинской пачки равно $16,7 \pm 4$. Эпигенетические перекрученные стяжения из морских санчуговских глин никитинского разреза показали очень слабое свечение на приборах разной чувствительности, при повторном определении исчезающее. Данные ТЛ свидетельствуют о позднедиагенетической природе этих стяжений, образовавшихся при циркуляции карбонатных вод в алевроитах, залегающих на глинистом водоупоре (см. рис. 12).

На приборе низкой чувствительности была получена характеристика ТЛ карбонатных стяжений из казанцевских морских отложений и отложений р. Агапа. Звездчатые стяжения, представленные в отличие от остальных конкреций почти чистым кальцитом, показали достаточно интенсивное свечение, видимо, за счет состава. Поэтому сравнивать их по возрасту с другими конкрециями затруднительно.

Более молодые сартанские мелкие иматровы камни из разреза на р. Малая Хета имеют несколько определений термолюминесценции. Интенсивность свечения сильно колеблется. Среднее значение светосуммы ТЛ сартанских иматровых камней 14 ± 9 .

Сравнивая ТЛ селякинских и сартанских иматровых камней, следует отметить, что среднее значение светосуммы их ТЛ с вероятностью 95% значительно не различается ($16,7 \pm 4$ и 14 ± 9). На основании этих данных можно думать, что длительность образования крупных и мелких диагенетических иматровых камней была почти одинаковой. По А. В. Македонову (1966) процессы образования иматровых камней начинались в раннем диагенезе, в обводненном, еще не затвердевшем осадке. Следовательно, длительность формирования диагенетических конкреций отражает длительность времени образования отложений.

Согласно данным по ТЛ, можно сделать вывод, что четвертичные отложения Усть-Порта, начиная с отложений селякинской пачки до сартанских слоев включительно, формировались с очень большой скоростью. Поэтому следует признать возможность формирования мощной толщи межледниковых отложений в течение сравнительно небольшого

Содержание пиритного железа в четвертичных

Слой	Гранулометрический тип породы	Пос. Воронцово	Зим. Пустое	Ладыгин яр	Р. Агапа
Современные	Алевроиты	—	—	—	—
Каргинские	»	—	—	—	—
Зырянские	»	—	—	—	—
Казанцевские	»	—	—	—	0,03—0,1
Санчуговские опресненные	Несортированные алевроиты	—	0,01—0,02	—	—
Санчуговские морские	Пески	—	0,05—0,08	—	—
	Несортированные алевроиты	0,03—0,2	—	0,07—0,2	—
	Сортированные алевроиты	0,15—0,3	0,1—0,3	0,1—0,2	—
Селякинская пачка	Глины	—	—	—	—
	Алевроиты	—	—	—	—

периода времени, что в последние годы некоторыми исследователями подвергалось сомнению.

П и р и т. Содержание пиритного железа в породах (табл. 11) определялось по количеству пиритной серы. Распределено пиритное железо неравномерно, что обусловлено влиянием многих факторов. Содержание его невелико и прежде всего тесно связано с соленостью бассейнов осадконакопления. Пресноводные селякинские алевриты, а также каргинские пресноводные алевриты содержат 0,006—0,050 и 0,02—0,08% $Fe_{\text{пир}}$. Морские санчуговские и казанцевские отложения в среднем имеют 0,2—0,4% $Fe_{\text{пир}}$ при колебаниях значений от 0,01 до 1,55%. Наибольшие содержания пиритного железа (0,8—1,55%) отмечены в несортированных алевритах с галькой и валунами или в валунсодержащих алевритах верхней части санчуговских отложений в районе Усть-Порта.

Аналогичные породы мелководных фаций санчуговских отложений, например, у пос. Воронцово, зим. Пустое и на Среднем Енисее, характеризуются отсутствием, минимальными и средними содержаниями пирита (0,10—0,07—0,20%).

Такие же содержания пиритного железа (0,02—0,11%) найдены в современных осадках Карского моря.

По содержанию пиритного железа можно судить о небольших количествах пирита в породе. Пирит морских отложений включает собственно диагенетический пирит и обломочный пирит. Диагенетический пирит наблюдается в шлифах в виде скоплений и цепочек округлых зерен размером 0,05—0,1 мм (фото 26—28) или в виде неправильных скоплений. Наряду с ним, например в санчуговских алевритах Никитинского яра, встречаются угловато-окатанные зерна пирита песчаногравийной размерности (фото 29, 30), форма которых дает основание предполагать их обломочное происхождение.

Распределение пиритного железа в морских санчуговских породах отличается от идеальной схемы, согласно которой наибольшее количество пирита сосредоточено в глинах. В санчуговских морских отложениях (табл. 12) доля пиритного железа в песках и песчаных алевритах (3,5—11%) часто оказывается равной или большей, чем в глинах (5—7%) (рис. 36). Это подтверждает предположение об обломочном происхождении пирита в песках и частично обломочном в несортированных песчаных алевритах.

Угловато-окатанные пиритовые гальки обломочного происхождения размером 2—3 см, часто с каймой ярко-желтого ярозита, встречены в

Т а б л и ц а 11

отложениях Енисейского Севера, %

Пос. Караул	Селякин мыс	Усть-Порт	Р. Большая Хета	Средний Енисей	Р. Тукаланда	Карское море
—	—	—	—	—	—	0,02—0,11
—	—	0,03	0,04—0,07	—	0,02—0,08	—
—	—	0,02	—	—	—	—
—	—	—	0,1—0,5	—	—	—
—	0,01—0,04	—	—	0—0,03	—	—
—	—	—	—	0,07	—	—
—	0,02	0,03—0,04	—	—	—	—
0,4—0,6	—	1,50—0,8	0,08—0,2	—	—	—
0,08—0,4	—	0,02—0,07	0,02—0,07	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	0,006—0,050	—	—	—	—	—

Т а б л и ц а 12

Зависимость содержания форм железа от типов пород в санчуговских слоях районов
Усть-Порт — Воронцово

Порода	Содержание же- леза валового, % от породы	Формы железа, % от валового железа			
		Fe _{обл}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe _{пир}
Песок среднезернистый	2,20	15	11,3	71	1,36
Песок мелкозернистый	$\frac{2,18-2,57}{2,37}$ (2)	$\frac{17-29}{24}$	$\frac{14-15}{14}$	$\frac{51-65}{58}$	$\frac{5,4-2,3}{3,5}$
Песок мелкозернистый, алеври- титый	$\frac{3,07-3,67}{3,37}$ (2)	30	$\frac{11-11}{11}$	$\frac{51-52}{51}$	$\frac{7,5-5,0}{6,7}$
Песок тонкозернистый	$\frac{2,46-2,88}{2,72}$ (4)	$\frac{34-36}{32}$	$\frac{17-22}{20}$	$\frac{40-49}{45}$	0—3
Песок тонкозернистый, слабо алевритистый	$\frac{2,35-4,70}{3,71}$ (4)	$\frac{29-32}{30}$	$\frac{22-32}{27}$	$\frac{41-49}{45}$	$\frac{2-4}{3}$
Алеврит	$\frac{4,36-5,02}{4,8}$ (9)	$\frac{33-38}{35}$	$\frac{13-37}{25}$	$\frac{18-20}{19}$	$\frac{4-2}{3}$
Алеврит с примесью тонкого песка	$\frac{3,50-4,25}{3,89}$ (3)		$\frac{12-19}{15}$	$\frac{36-45}{41}$	0—4
Алеврит сильноглинистый	$\frac{6,64-7,60}{7-3}$ (3)	$\frac{38-42}{40}$	$\frac{37-36}{36}$	$\frac{18-20}{19}$	$\frac{2-5}{3,5}$
Алеврит с большой примесью тонкого песка	$\frac{4,36-4,50}{4,42}$ (3)	$\frac{37-36}{37}$	$\frac{24-31}{27}$	$\frac{32-37}{34}$	$\frac{2-5}{3,5}$
Несортированные породы	$\frac{2,59-4,98}{3,5}$ (4)	$\frac{37-44}{41}$	$\frac{20-27}{24}$	$\frac{28-33}{30}$	$\frac{0,5-20}{5}$
Алеврит песчано-глинистый	$\frac{2,85-3,48}{3,1}$ (4)	$\frac{29-33}{30}$	$\frac{15-14}{14}$	$\frac{44-47}{45}$	$\frac{1}{11}$
Алеврит песчанистый					
Глина	$\frac{5,98-8}{6}$ (2)	30	33	35	7

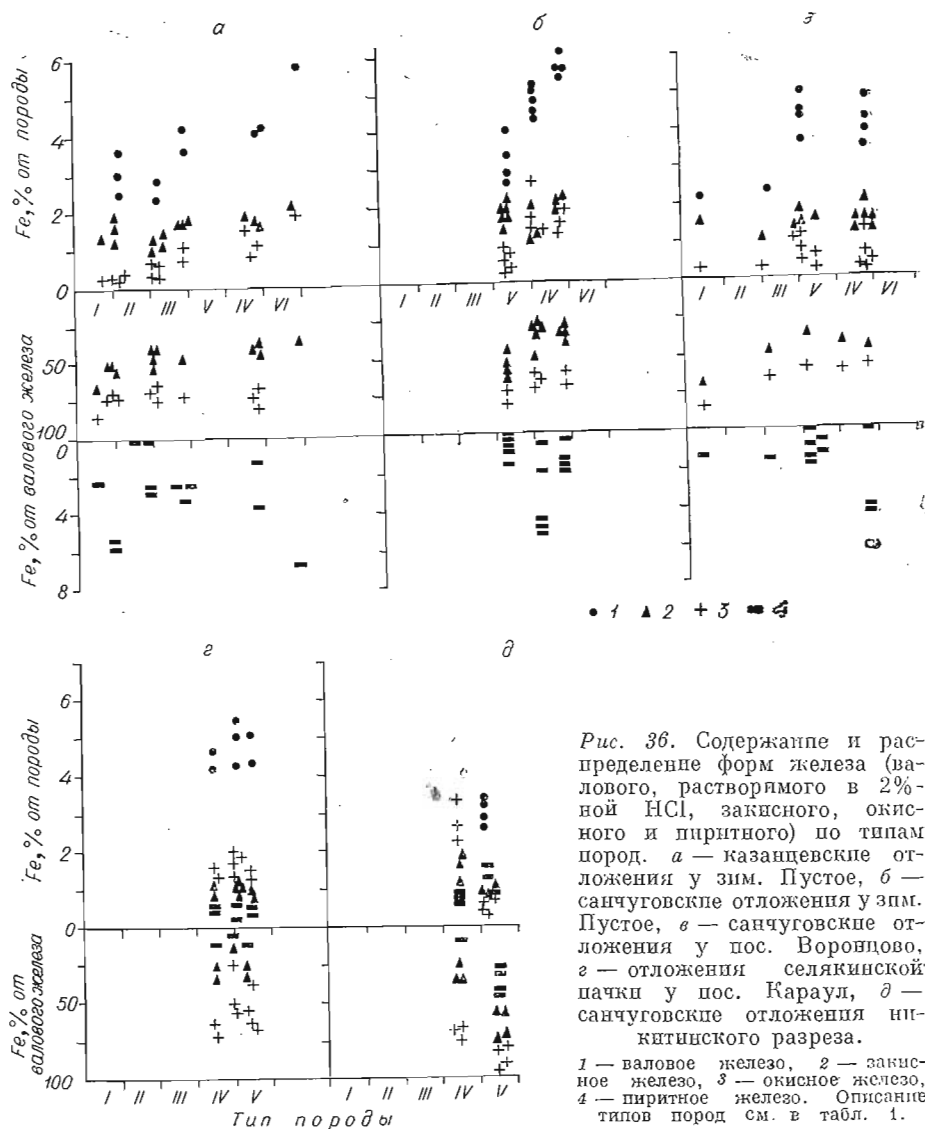
Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение, в скобках — число определений.

санчуговских валунсодержащих алевритах пос. Усть-Порт, Ладыгина яра и зим. Пустое. Довольно многочисленны они в заполнители разнообразных галечников, залегающих в основании четвертичных отложений у пос. Воронцово, в основании казанцевских отложений, в верхах никитинского разреза.

Пиритовые гальки переотложены, видимо, из пиритсодержащих меловых отложений. Микроскопическое изучение аншлифов пиритовых конкреций из меловых и четвертичных отложений показало большое сходство их строения и состава. Количественное содержание пиритовых галек в породах не установлено.

В и в и а н и т. Незначительные скопления и примазки вивьянита отмечены визуально при изучении шлифов в алевритах и глинах, в полостях раковин морских моллюсков, на растительных остатках санчуговских и казанцевских отложений района Сопочная Карга, Усть-Порт, р. Агапа, а также в прослоях глины, формировавшихся в частично опресненных водоемах среди санчуговских, казанцевских и послеканцевских отложений на р. Большая Хета.

Л е й к о к с е н. При микроскопических исследованиях шлифов пород встречены точечные агрегаты и сыпь лейкокसेна. Распределение лейкокसेна не показывает связи с условиями образования отложений. Новообразования лейкокसेна отмечены в морских санчуговских и пресноводных зырянских глинах нижней половины и верхов никитинского



разреза, в санчуговских глинах верхов разреза у Селякина мыса, в морских казанцевских глинистых алевролитах на р. Агапа. Обильны выделения лейкоксена в опресненных глинах послеказанцевских отложений на р. Большая Хета. Тонкозернистый лейкоксен отмечен в современных осадках Карского моря. Значительная глинистость пород и большое количество растительных остатков — общие признаки местонахождения новообразований лейкоксена.

Гидроокислы железа широко распространены во всех типах четвертичных отложений, они могут быть терригенными, диагенетическими и гипергенными.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что широкий круг минералов — опал, кальцит, доломит, сидерит, арагонит, глаукогнит, лептохлорит, турмалин, пирит, гипс и др., — отнесенных О. В. Суздальским и А. Е. Комаровой (1964) к аутигенным образованиям в морских четвертичных отложениях, следует значительно ограничить. И второе: аутигенные компоненты четвертичных пород образуют определенные комплексы в связи с условиями образования отложений.

Содержание гипса в четвертичных отложениях района Усть-Порт, %

Слои	Порода	Ладыгин яр	Пос. Кара- ул	Пос. Казан- цево	Селя- кин мыс.	Р. Сан- чугов- ка	Никити- нский яр	Р. Малая Хета
Сартанская мо- рена	Алеврит	—	—	—	—	—	—	0,130—0,063
Каргинские	«	—	—	—	—	—	—	0,132—0,029
Зырянские	«	—	—	—	—	—	0,063	—
Казанцевские	Пески	0,260 0,088—	—	—	—	—	0,045	—
	Алеврит	0,172	—	—	—	—	—	—
	Пески	0,026— 0,028	—	—	0,050	—	—	—
Санчуговские	Несортиро- ванный алеерит	0,020— 0,030	0,030	0,022 0,042	0,046 0,057 0,036 0,094	0,130 0,159	0,640 0,031	—
	Сортирован- ные алеериты	0,133— 0,151	—	—	—	—	—	—
	Глины	1,110	0,116	—	—	—	0,116 0,247	—
Селякинская пачка	Алевриты	—	0,020	0,029	0,025	—	—	—
			0,42	0,039	0,044	—	—	—
			0,050	0,050	0,068	—	—	—

Селякинские и сартанские пресноводные алеериты содержат глинисто-карбонатные конкреции типа иматровых камней и обильные выделения гидроокислов железа. В морских санчуговских алееритово-глинистых отложениях в небольшом количестве пирит, микроскопические выделения сидерита и лейкоксена, вивитанит. Диагенетических кальцитовых конкреций в санчуговских отложениях нет. Найденные в санчуговских глинистых алееритах Усть-Порта (никитинский разрез) неправильные кальцитовые стяжения являются поздне-диагенетическими образованиями. Морские казанцевские пески отличаются обилием гидроокислов железа, имеют кальцитовые стяжения и конкреции.

Четвертичные отложения включают комплекс гипергенных новообразований. К их числу можно отнести гипс, содержание которого колеблется от 0,020 до 0,247%, максимально — 1,110% (табл. 13). Наибольшее количество гипса приурочено к глинистым прослоям, обогащенным пиритом. По-видимому, он образуется при выветривании пирита.

В санчуговских отложениях низовьев Енисея, на р. Большая Хета и в синхронных осадках на р. Печора описаны мелкие и крупные обломки конкреций пирита, замещенные по периферии гипсом или полностью превратившиеся в радиально-лучистые стяжения гипса. Видимо, такие выделения — продукт выветривания пирита, но не сингенетичные новообразования, как считают И. Д. Данилов (1963) и О. В. Суздальский, А. Е. Комарова (1964).

Вокруг выветривающихся пиритовых конкреций часто наблюдаются новообразования ярко-желтого порошкообразного ярозита, подтвержденного рентгенографически. Своеобразное гипергенное новообразование — солевые выцветы на поверхности пород в естественных обнажениях. По данным химического анализа водных вытяжек, общая сумма водно-растворимых солей колеблется от 0,053 до 0,376% (табл. 14) вне связи с условиями осадконакопления. Химический анализ состава водно-растворимых вытяжек и микроскопическое изучение солевых выцветов указывают на преобладание солей $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и смесей солей бикарбонатов и хлоридов кальция, натрия, магния (NaHCO_3 , $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Содержание и состав водно-растворимых солей четвертичных отложений

Слон	Порода	Ладыгин яр	Пос. Караул	Пос. Казанцево	Селякин мыс	Р. Санчужовка	Никитинский яр	Р. Малая Хета
Сартанская морена	Алеврит	—	—	—	—	—	—	$\frac{0,128-0,211}{\text{Na}_2\text{SO}_4}$ $\text{NaHCO}_3(\text{Ca})$
Каргинские	«	—	—	—	—	—	—	$\frac{0,09-0,163}{\text{Na}_2\text{SO}_4}$
Зырянские	«	—	—	—	—	—	$\frac{0,091-0,101}{\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2}$	—
Казанцевские	«	$\frac{0,093-0,289}{\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2}$	—	—	—	—	—	—
Санчужовские	Пески	—	—	—	—	—	—	—
	Несортирован. алеврит	—	—	$\frac{0,053-0,083}{\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2}$	$\frac{0,062-0,09-0,19}{\text{Na}(\text{Ca})\text{HCO}_3}$ Na_2SO_4	$\frac{0,118-0,457}{\text{Na}_2\text{SO}_4}$	$\frac{0,072-0,115}{\text{NaHCO}_3}$ Na_2SO_4	—
	Сортирован. алеврит	$\frac{0,198-0,376}{\text{Na}_2\text{SO}_4}$	$\frac{0,218-0,244}{\text{NaHCO}_3}$	—	—	—	—	—
	Глины	—	—	—	—	—	$\frac{0,198-0,245}{\text{NaHCO}_3}$	—
Селякинская пачка	Алеврит	—	$\frac{0,125-0,194}{\text{NaHCO}_3}$ NaCl	$\frac{0,090-0,098}{\text{Ca}(\text{Mg})(\text{HCO}_3)_2}$	$\frac{0,076-0,114}{\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2}$	—	—	—
			—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. В числителе — общая сумма солей (%), в знаменателе — преобладающий состав.

изредка NaCl). Состав катионов следующий: Ca^{2+} от 0,50 до 1,08 мг. экв., $\text{Mg}^{2+}=0,12-0,75$ мг. экв., $\text{Na}^{+}=0,65-6,31$ мг. экв. Состав анионов: CO_3^{2-} — нет, HCO_3^{-} — от 0,40 до 1,16 мг. экв., Cl — от 0,22 до 1,99 мг. экв., SO_4^{2-} — от 0,51 до 5,68 мг. экв. Судя по соотношению катионов и анионов, в составе водно-растворимых солей селькинских пресноводных алевроитов преобладают бикарбонаты кальция, натрия, отмечен хлорид натрия (см. табл. 14). Морские санчуговские алевроиты наряду с бикарбонатами содержат сульфаты, иногда хлорид натрия, причем состав солей очень изменчив от обнажения к обнажению и не обнаруживает четкой связи с генезисом.

Видимо, выплеты солей — результат испарения естественно минерализованной грунтовой воды, которая в условиях вечной мерзлоты, вымораживаясь, образует бесцветные щетки по морозобойным трещинам, а на оттаявшем слое пород при высыхании создает выплеты солей.

Г л а в а V

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Органическое вещество. В наиболее полно изученных морских санчуговских и пресноводных каргинских отложениях видна четкая зависимость распределения органического вещества от гранулометрического состава пород (табл. 15). Содержат наименьшее количество $\text{C}_{\text{орг}}$ — 0,06—0,13% — пески, глины — 1,57—1,64%. Количество $\text{C}_{\text{орг}}$ в различных алевроитах колеблется в пределах 0,45—1,58%. В пресноводных селькинских алевроитах, формировавшихся в условиях перигляциального климата, и пресноводных каргинских алевроитах относительно повышенное количество органического вещества (см. табл. 15) за счет обогащения растительным детритом. Несортированные валунсодержащие морские санчуговские алевроиты содержат органического вещества меньше при некотором увеличении у пос. Караул, на р. Большая Хета и Среднем Енисее. В морских казанцевских алевроитах количество органического вещества колеблется от 0,75 до 1,58%. По данным исследований в шлифах, органическое вещество морских отложений включает растительный детрит, скопления гумусового вещества и обломки утлей.

Количество органического вещества в четвертичных отложениях связано с их гранулометрическим составом, фациальными особенностями и изменениями климата. Так, увеличение содержания органического вещества в казанцевских отложениях по сравнению с санчуговскими — прямое отражение потепления климата в казанцевское время. Кроме того, по содержанию и распределению органического вещества четвертичные морские отложения близки к современным осадкам Карского моря, имеющим 0,45—1,36% $\text{C}_{\text{орг}}$ (Лапина и др., 1965, 1968). Это в какой-то степени указывает на межледниковый характер не только казанцевских, но и санчуговских отложений.

С другой стороны, повышенное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в пресноводных алевроитах селькинской пачки обусловлено скоплением растительного детрита в условиях спокойного осадконакопления в озерах, хотя, по данным спорово-пыльцевого анализа (Левина, 1971), на суше в это время была скудная перигляциальная растительность, сочетающая элементы тундры и

Содержание органического вещества в четвертичных отложениях Енисейского Севера, %

Слой	Гранулометрический тип породы	Пос. Воронцово	Зим. Пустое	Ладагин яр	Р. Агата	Пос. Караул	Селякин мыс	Усть-Порт	Р. Бол. Хета	Средний Енисей	Р. Тука-ланда	Карское море
Современные	Алеврит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,45
Каргинские	Алеврит	—	—	—	—	—	—	0,68 1,72	1,16 0,54	—	0,40 0,87	1,36
	Пески	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11 0,33	—
Зырянские Казандевские	Алеврит	—	—	—	—	—	—	0,60	—	—	—	—
	Алеврит	—	—	—	1,05 1,33	—	—	—	0,75 1,58	—	—	—
	Пески	0,06 0,13	0,18 0,30	—	—	—	0,44	0,29	0,37 0,45	—	—	—
Санчуговские	Алеврит	0,67 0,70	0,45 0,74	0,51 0,95	—	0,84 1,46	0,94 0,48	0,45 0,78	0,72 1,17	0,57 1,0	—	—
	несортированный	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Алеврит	0,75 0,82	0,48 0,95	—	—	0,84 0,99	—	—	—	—	—	—
	Глина	—	1,14 1,38	—	—	—	1,57— 1,64	0,91	—	—	—	—
Селякин-ская пачка	Алеврит	—	—	—	—	—	1,04— 1,36	—	—	—	—	—

степи. Следовательно, данные по количеству органического вещества в четвертичных отложениях Енисейского Севера недостаточны для суждения о климатических условиях осадконакопления без учета фациальных особенностей осадков.

С о о т н о ш е н и е $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$. По Н. М. Страхову и Э. С. Залманзон (1955), в морских породах при относительно невысоком содержании $C_{\text{орг}}$ заметное количество пиритного железа, а в озерных при значительном количестве вещества $C_{\text{орг}}$ содержание $Fe_{\text{пир}}$ ничтожно. Эти соотношения можно использовать для суждения о солености бассейнов осадконакопления.

Литолого-геохимическое и микрофаунистическое изучение четвертичных отложений Енисейского Севера (Сухорукова, Гудина, 1969) показало, что соотношение $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ определяется небольшим количеством диагенетического пирита и находится в полном соответствии с соленостью бассейна осадконакопления (табл. 16). Морфологические различия аутигенного и обломочного пирита дали возможность учесть роль обломочного пирита в изученных разрезах (например, Никитинский яр) при восстановлении палеосолености. В случаях, когда в диагенезе преобладают восстановительные процессы, сульфатная сера полностью восстанавливается до сульфидной, соотношение $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ возрастает до значений нормально морских условий (0,2 и больше).

Низкие значения отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ (0,001—0,02) при очень низких содержаниях сульфатной серы характерны для пресноводных алевритов селякинской пачки, содержащих редкие раковины остракод (см. рис. 8, 38).

Развитые в районе Усть-Порта (см. рис. 12), пос. Воронцово (см. рис. 25) и р. Большая Хета (см. рис. 14) разнообразные типы пород санчуговских морских отложений, содержащие раковины морских моллюсков и фораминифер, имеют высокие значения отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$

Литолого-геохимическая и палеонтологическая характеристика отложений санчужовских слоев и селякинской пачки

Местонахождение	Интервал, м	Порода	Состав глинистой фракции	Фауна	Фораминиферы	$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$	Бор в глинистой фракции, %
-----------------	----------------	--------	--------------------------	-------	--------------	----------------------------	----------------------------

*Морские санчужовские отложения**(относительно глубоководные, максимальная глубина 100—200 м)*

Никитинский яр	16—22	Глина	Монтмориллонит	Морские	Нет	0,9	0,006—0,007
«	23—25	Глина алевролитистая		моллюски	100 экз.	1,2	0,01
«	26—44	Алеврит несортированный		Нет	Бедный комплекс	2,9—3,4	0,007—0,008
Зим. Пустое, обн. 8	12—22	Алеврит глинистый	Гидрослюда		Нет	0,2—0,3	0,009—0,012
обн. 7	7—16	Алеврит песчанистый		Много моллюсков	Много	0,3—0,6	0,009
обн. 7	30—38	Алеврит		«	5—26 экз.	0,4	0,006

*Опресненные санчужовские отложения**(относительно мелководные)*

Зим. Пустое	0—12	Алеврит несортированный	Гидрослюда	Нет	Единичные	0,03	0,009
Обн. 8	5—7	«		Единичные моллюски	Нет	0,08	0,0075
Обн. 7	25	Алеврит		Нет	«	0,04	0,002
Селякин мыс	17—30	Алеврит несортированный	Монтмориллонит	«	Единичные	0,03—0,08	0,0062—0,0086
«	33—43	Алеврит глинистый		«	Нет	0,006—0,01	0,0038—0,0047
«	43—45	Алеврит		«	«	0,001—0,02	0,005
Никитинский яр	24	«		Остракоды	«	1	0,004

Пресноводные отложения селякинской пачки

Селякин мыс	0—20	Алеврит горизонтально-слоистый с карбонатными конкрециями	Монтмориллонит	Редкие остракоды	Нет	0,02—0,07	0,0043—0,0056
-------------	------	---	----------------	------------------	-----	-----------	---------------

(от 0,24 до 0,9 в пределах нормальной солености бассейна). При этом сульфатная сера полностью восстанавливается или частично сохраняется. Отдельную группу составляют мелководные санчуговские отложения в основании разрезов Воронцово—Пустое (см. рис. 21, 26) и в районе Среднего Енисея, почти лишенные органических остатков. Здесь несортированные валунсодержащие алевроиты и отчасти пески отличаются низкими значениями отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ (0,03—0,08) при отсутствии или небольшом количестве сульфатной серы, что позволяет предполагать опресненные (соленоватоводные) условия осадконакопления.

В морских казанцевских алевроитах р. Большая Хета (см. рис. 14) соотношение $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$, равное 0,69, отвечает условиям нормальной солености и соответствует комплексу морских фораминифер. Казанцевские алевроиты на р. Агапа (см. рис. 30) с обильными морскими моллюсками содержат небольшое количество сульфатной серы и несколько повышенное количество органического вещества (1,11—1,33%). Соответственно отношение $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ невысокое, обычно 0,02—0,08, изредка 0,12. Поэтому мы допускаем окислительные и несколько опресненные условия осадконакопления казанцевских алевроитов на р. Агапа. В пойменных каргинских алевроитах на р. Малая Хета низки показатели солености (0,02—0,04) при отсутствии сульфатной серы.

Интересно отметить, что соотношение $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ в современных осадках Карского моря колеблется от 0,02 до 0,98, при этом содержание сульфатной серы равно или превышает содержание сульфидной серы (табл. 17). Сравнительно низкая соленость современных осадков Карского моря (по соотношению $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$), возможно, связана с тем, что еще не завершены процессы диагенеза.

Б о р. Вслед за В. М. Гольдшмидтом (1936) многие исследователи считают бор талассофильным элементом, количество которого в осадочных породах зависит в основном от дисперсности осадков и солености бассейна, в меньшей степени от минерального состава, скорости осадконакопления и др. Во многих работах по содержанию бора в глинистой фракции осадков восстанавливается изменение палеосолености бассейнов осадконакопления (Landerger, 1945). Наряду с этим есть отрицательное мнение по этому вопросу (Хардер, 1965; и др.). Данные по содержанию бора в глинистых фракциях четвертичных отложений некоторых районов Енисейского Севера (табл. 18) достаточно хорошо коррелируются с распределением фораминифер, составом морских моллюсков и такими литолого-геохимическими показателями солености, как отношение $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ (Сухорукова, Гудина, 1969).

Наименьшие содержания бора (0,0020—0,0056%) отмечены в глинистой фракции пресноводных селякинских алевроитов Селякина мыса (см. рис. 8), а также в прослоях опресненных, лишенных остатков морских организмов, глин и алевроитов морских санчуговских отложений района Усть-Порта, зим. Пустое и р. Большая Хета (см. табл. 17, рис. 12, 14, 21). Близкие значения содержаний бора (0,0041—0,0056%) найдены в самаровской морене на Среднем Енисее. Мало бора (0,0018—0,0044%) в каргинских пресноводных отложениях р. Тукаланда.

Морские санчуговские отложения с морской фауной и микрофауной содержат бор в среднем 0,0078—0,0084% при колебаниях значений от 0,003 до 0,013%. Среди четвертичных отложений они имеют наибольшее содержание бора (до 0,029%) (см. рис. 14). Однако содержание бора в глинистых фракциях современных осадков Карского моря еще больше — 0,015—0,043%.

В наиболее полно изученных морских санчуговских отложениях бор распределяется неравномерно в зависимости от состава глинистых минералов, фациальной характеристики, а также в связи с колебаниями скорости осадконакопления. Гидрослюдистые глинистые фракции мелководных фаций района зим. Пустое — пос. Воронцово содержат бора больше (0,0075—

Т а б л и ц а 17

Данные химического анализа четвертичных пород района Усть-Порт

Слои, местонахождение	№ образца	Формы железа, % от породы					Железо, % от валового				S, % от породы			Сорг	Fe ²⁺ / Fe ³⁺	Fe _{пир} / Сорг	CO ₂	SiO ₂ аморф- ная	Гипс
		Fe _{вал}	Fe _{пир}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{обл}	Fe _{пир}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{обл}	Сульфат	Сульфид	Общая						
Современные осадки, Карское море	а-54	3,24	0,052	1,26	0,40	1,528	1,6	39	12	47	0,06	0,04	0,10	0,89	3,1	0,06	—	—	—
	3	4,51	0,044	1,18	1,33	1,956	1	27	29	43	0,05	0,06	0,11	1,31	0,9	0,03	—	—	—
	5	4,13	0,018	1,00	1,06	2,052	0,4	24	26	49	0,02	0,04	0,06	0,85	0,9	0,02	—	—	—
	81	4,57	0,035	1,18	1,64	1,715	0,8	26	36	37	0,04	0,02	0,06	0,97	0,7	0,04	—	—	—
	114	3,95	0,026	1,59	0,32	2,014	0,6	40	8	51	0,03	0,04	0,07	0,82	5,0	0,03	—	—	—
	145	2,59	0,052	0,70	0,76	1,078	2,0	27	29	41	0,06	Не обн.	0,06	0,59	0,9	0,09	—	—	—
	27-а	3,98	0,061	1,22	1,06	1,639	1,5	31	27	41	0,07	0,07	0,14	1,36	1,1	0,04	—	—	—
	27-б	3,89	0,113	1,29	0,91	1,577	3	33	23	41	0,13	Не обн.	0,13	1,33	1,4	0,08	—	—	—
	171	4,40	0,044	1,29	1,02	2,046	1,0	30	23	46	0,05	Не обн.	0,05	0,45	1,2	0,10	—	—	—
Каргинские, Малая Хета	3/10	4,97	0,028	1,09	1,36	2,490	0,5	22	27	50	—	0,032	1,32	1,52	0,8	0,02	0,38	0,67	0,10
	3/12	4,13	0,029	0,895	1,56	1,650	0,7	21	38	40	—	0,033	0,033	0,68	0,6	0,04	0,98	0,89	0,07
	3/17	5,26	0,032	2,03	0,77	2,430	0,5	39	14	46	—	0,037	0,037	1,72	2,6	0,02	0,60	0,063	0,13
Санчуговские, Никитинский яр	5/1	6,67	0,024	0,69	3,86	2,100	0,3	10	57	31	—	0,026	0,026	0,60	0,2	0,04	0,11	0,063	0,36
	4/10	3/26	0,85	0,925	0,782	0,703	26	28	24	21	0,01	0,99	1,0	0,29	1,2	2,95	0,54	0,047	—
	4/12	7,7	0,78	1,15	3,28	2,390	10	15	43	31	0,02	0,92	0,94	0,78	0,3	1,0	0,87	0,177	—
	4/15	6,78	0,83	1,56	2,65	1,740	12	23	39	26	0,05	1,0	1,05	0,67	0,6	1,24	0,38	0,116	—
	4/16	6,64	0,78	1,61	2,24	2,010	12	24	33	30	0,01	0,91	0,92	0,86	0,7	0,9	1,36	—	—
	4/18	7,59	0,070	1,58	2,79	3,150	0,9	20	37	42	0,08	Не обн.	0,08	0,68	0,5	0,01	—	—	—
	4/20	3,78	0,026	0,87	0,93	1,954	0,7	23	24	52	0,03	Не обн.	0,03	0,91	0,9	0,03	—	—	—
	4/21	2,53	0,026	0,56	0,34	1,604	1	22	14	63	0,03	Не обн.	0,03	0,59	1,0	0,04	—	—	—
	4/22	3,95	0,018	1,49	0,56	1,882	0,5	38	14	47	0,05	0,03	0,02	0,50	2,6	0,04	—	—	—
	4/24	2,70	0,018	1,07	0,14	1,472	0,7	39	5	55	0,02	Не обн.	0,02	0,30	7,6	0,06	—	—	—
	20/20	5,74	0,023	1,59	1,043	3,090	0,3	28	18	54	0,007	0,027	0,034	0,90	1,5	0,02	0,87	0,044	0,11
	20/22	6,03	0,018	1,76	1,96	2,290	0,3	29	32	38	—	0,022	0,022	0,83	0,9	0,02	0,54	0,042	—
	20/26	5,63	0,023	1,51	1,30	2,800	0,3	27	23	50	0,010	0,028	0,038	1,04	1,2	0,02	0,92	0,025	—
	20/28	4,96	0,036	1,20	1,38	2,340	0,7	24	28	47	—	0,042	0,042	1,36	0,9	0,026	1,41	0,042	—
	20/30	5,50	0,006	1,26	2,21	2,020	0,1	23	40	37	0,020	0,007	0,027	0,85	0,6	0,07	0,82	0,068	0,04

Содержание бора в глинистой фракции четвертичных отложений Енисейского Севера, %

Слои	Порода	Пос. Воронцово	Пос. Карповское-зим. Пустое	Ладыгин яр-р. Агапа	Пос. Караул-пос. Казанцево	Селякин мыс	Никитинский яр	Р. Большая Хета	Средний Енисей	Р. Тукаланда	Карское море
Современные	Алеврит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0150 0,0430
Карглицкие	«	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0018 0,0044	
Зырянские	«	—	—	—	—	—	0,0043 0,0080	—	—	—	—
Казанцевские	Пески	—	—	0,0064 0,0090	—	—	—	—	—	—	—
	Алеврит	—	—	0,0054 0,0170	—	—	—	0,0100 0,0290 0,0070	—	—	—
Сапчуговские морские	Пески	0,0045	0,0076 0,0075	0,0060	0,0030	0,0038	0,0070	0,0068	0,0045	—	—
	Несортированный алеврит	0,0074	0,0090	—	0,0055	0,0047	0,0080	0,0074	0,0050	—	—
						0,0062		0,0120	0,0070		
						0,0086		0,0130	0,0080		
	Сортированный алеврит	—	0,0060 0,0090	—	—	—	—	—	—	—	—
	Глины	—	0,0105 0,0120	—	0,0090	—	0,0060 0,0100	—	—	—	—
Сапчуговские опресненные	Алеврит	—	0,0020	—	—	—	0,0040	0,0045	—	—	—
Селякинская пачка	«	—	—	—	0,0030 0,0050	0,0043 0,0056	—	—	—	—	—
Самаровская морена	«	—	—	—	—	—	—	—	0,0041 0,0056	—	—

0,009), чем монтмориллонитовые глинистые фракции относительно мелко-водных отложений в районе поселков Караул—Казанцево и Среднего Енисея (0,003—0,0055). В гидрослюдистых глинах зим. Пустое бора несколько больше (0,0105—0,012), чем в монтмориллонитовых глинах Никитинского яра (0,006—0,01).

Пониженное содержание бора в глинистой фракции валунсодержащих несортированных алевроитов санчуговских отложений при том же минеральном составе глинистой фракции, по-видимому, является следствием высокой скорости накопления этих отложений по сравнению с хорошо сортированными санчуговскими алевроитами и глинами.

Таким образом, по относительному изменению содержания бора в глинистых фракциях четвертичных отложений с учетом различий минерального состава и влияния скорости осадконакопления можно судить об изменении палеосолености четвертичных бассейнов. Низкое содержание бора в санчуговских и казанцевских отложениях по сравнению с современными осадками Карского моря свидетельствует о низкой солености и повышенной скорости осадконакопления в четвертичных морских бассейнах Енисейского Севера.

Железо. По данным химического анализа (более 220 образцов). содержание железа в четвертичных отложениях колеблется в кларковых пределах в соответствии с гранулометрическим составом пород, увеличиваясь с возрастанием содержания глинистой фракции. Наиболее полные данные по санчуговским морским отложениям (см. табл. 13, рис. 37) показывают, что в песке мелкозернистом 2,37% валового железа, в песке мелкозернистом алевроитистом его 3,37%. В алевроите валового железа до 4,8%, примесь тонкого песка понижает его содержание до 3,89%. Наибольшее количество валового железа (6—7,3%) содержат глинистые алевроиты и глины.

Определение окисного, закисного, пиритного и обломочного железа в породах (табл. 19, 20) по методике Н. М. Страхова и Э. С. Залмазона (1955) показывает, как правило, большую долю (30—40%) железа обломочного происхождения, входящего в состав терригенных минералов. Количество его возрастает при приближении к Средне-Сибирскому плоскогорью (до 50% и более). Большая доля обломочного железа свидетельствует о быстрой механической денудации и о гористости источников сноса. Высокие содержания обломочного железа увязываются с данными

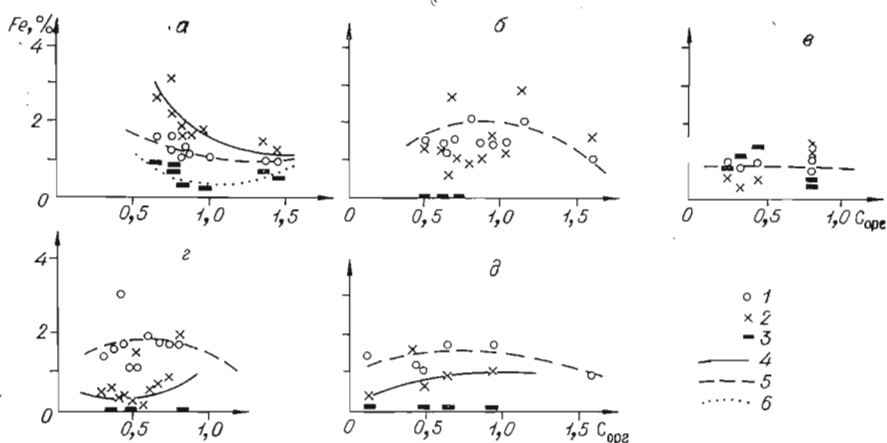


Рис. 37. Зависимость содержания форм железа в четвертичных отложениях от органического вещества.

Алевроиты IV типа: а — морские, б — пресноводные; алевроиты V типа: в — морские, г — пресноводные; пески III типа: д — солоноватоводные. 1 — закисное железо; 2 — окисное железо; 3 — пиритное железо; 4 — изменения содержания окисного железа; 5 — изменения содержания закисного железа; 6 — изменения содержания пиритного железа.

Данные химического анализа четвертичных пород районов р. Большая Хета и среднего течения Енисея

Слои, местонахождение	№ образ-ца	Формы железа, % от породы					Железо, % от валового				S, % от породы			Сорг	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$	$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$
		Fe _{вал}	Fe _{пир}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{обл}	Fe _{пир}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{обл}	общая	сульфат-ная	сульфид-ная			
Послеказанцевские (?), скв. 26-БХ	26—1	6,72	0,04	1,20	3,30	2,18	0,7	18,0	49	31	0,06	0,01	0,05	0,85	0,4	0,05
	2	3,30	0,05	1,68	0,43	1,14	1,6	51	13	34	0,06	He обл.	0,06	0,54	3,9	0,10
	3	4,03	0,07	1,52	1,15	1,29	1,7	38,3	28	32	0,09	0,01	0,08	0,89	1,3	0,08
	5	5,98	0,04	1,47	2,30	2,17	0,7	25	38	36	0,10	0,05	0,05	1,16	0,6	0,04
	7	4,46	0,05	2,63	0,72	1,04	1,2	59	16	23	0,09	0,03	0,06	0,77	3,7	0,07
	9	3,24	0,08	1,99	0,26	0,91	2,3	67	28	28	0,09	He обл.	0,09	1,08	7,6	0,07
Казанцевские р. Большая Хета	10	7,45	0,07	2,08	3,38	1,92	0,9	28	45	26	0,11	0,03	0,08	0,75	0,6	0,09
	12	6,09	0,11	1,82	1,89	2,27	1,9	30	31	37	0,20	0,07	0,13	1,14	0,9	0,10
	13	6,32	0,16	1,35	2,87	1,93	2,6	22	45	30	0,32	0,13	0,19	0,97	0,5	0,16
	15	4,40	0,48	2,58	0,51	0,82	11,0	58	12	19	0,58	0,02	0,56	0,70	5,1	0,70
	17	6,77	0,081	2,42	2,42	1,85	1,1	36	36	27	0,10	0,01	0,09	1,14	1,0	0,07
	18	4,74	0,05	2,87	0,56	1,26	1,11	61	12	26	0,08	0,02	0,06	1,58	5,1	0,03
Сапчуговские	19	5,36	0,081	2,42	1,29	1,57	1,5	45	24	29	0,09	He обл.	0,09	1,18	1,9	0,07
	21	5,33	0,021	2,25	1,26	1,79	0,5	42	24	33	0,05	0,02	0,03	0,77	1,8	0,03
	22	6,32	0,331	3,71	1,24	1,14	3,6	59	19	18	0,28	0,02	0,26	1,04	2,9	0,22
	23	6,77	0,211	3,09	1,58	1,89	3,1	45	24	28	0,24	He обл.	0,24	0,91	1,9	0,23
	31	3,27	0,051	2,03	0,20	0,98	1,6	69	6	30	0,06	He обл.	0,06	0,72	1,0	0,07
	32	4,57	0,071	1,74	0,71	2,05	1,5	38	15	45	0,08	He обл.	0,08	1,17	2,4	0,06
Сапчуговские, ср. течение Енисей	33	5,36	0,051	3,95	0,39	0,97	1,0	73	7	18	0,06	He обл.	0,06	0,79	1,0	0,07
	51—2—6	5,70	0,04	2,05	1,49	2,12	0,8	36	26	37	0,05	He обл.	0,05	0,89	1,4	0,05
	2—8	5,36	0,04	1,29	0,77	3,26	0,8	24	15	60	0,05	He обл.	0,05	0,51	1,7	0,09
	2—10	5,42	0,13	1,46	1,74	2,09	2,4	27	32	38	0,15	He обл.	0,15	0,84	0,8	0,15
	34—1—2	5,58	0,04	1,57	1,75	2,22	0,8	28	31	40	0,05	He обл.	0,15	1,00	0,9	0,04
	1—4	4,91	0,04	1,09	1,44	2,34	0,9	22	29	48	0,05	He обл.	0,15	0,57	0,7	0,08
	1—6	5,58	0,04	2,01	1,48	2,05	0,8	36	26	37	0,05	He обл.	0,05	0,58	1,4	0,08
	1—8	5,30	0,03	2,22	0,31	2,74	0,5	41	6	52	0,07	0,04	0,03	0,71	7,1	0,04
	1—10	5,70	0,04	1,82	1,50	2,34	0,78	32	26	41	0,05	He обл.	0,05	0,84	1,2	0,05

Таблица 20

Данные химического анализа четвертичных пород районов пос. Воронцово — зпм. Пустое

Слон, местонахождение	№ образца	Формы железа, % от породы					Железо, % от валового				S. % от породы			C _{орг}	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$	$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$	CO ₂	SiO ₂ аморф-нал
		Fe _{вал}	Fe _{пир}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{обл}	Fe _{пир}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{обл}	сульфат-ная	сульфид-ная	общая					
Казанцевские, зпм. Пустое обн. 7	47	4,36	0,06	1,62	1,06	1,62	1,37	37,1	24,4	37	0,07	0,07	0,14	0,71	1,53	0,08	0,11	0,41
	51	3,61	0,27	1,84	0,40	1,10	7,50	51,0	11,1	30	0,04	0,31	0,35	1,04	4,60	0,26	0,22	0,32
	53	3,07	0,16	1,62	0,36	0,93	5,20	52,8	11,7	30	0,05	0,18	0,23	0,25	4,50	0,64	0,11	—
	72	5,98	0,04	2,12	2,02	1,80	6,70	35,4	33,8	30	0,02	0,05	0,07	1,14	1,05	0,04	0,44	0,79
	75	2,18	0,05	1,42	0,34	0,37	2,30	65,1	15,6	17	Не обн.	0,06	0,06	0,13	4,17	0,38	—	—
	81	2,88	0,08	1,26	0,61	0,93	2,78	43,7	21,1	32	0,01	0,09	0,10	0,60	2,07	0,13	Не обн.	—
	84	2,80	—	1,37	0,59	0,84	—	49,0	21,1	30	Не обн.	И. о	Не обн.	0,55	2,32	—	—	0,10
	85	2,80	—	1,31	0,48	1,01	—	46,7	17,3	36	Не обн.	И. о	Не обн.	0,71	2,73	—	0,11	—
Саячуговские, зпм. Пустое обн. 8, канава 2	87	4,59	0,02	1,48	1,43	1,66	4,36	32,2	31,2	36	0,20	0,02	0,02	0,61	1,03	0,03	0,11	—
	90	5,15	0,24	1,82	1,59	1,50	4,66	35,4	30,9	29	0,28	0,00	0,28	0,95	1,14	0,25	0,11	—
	92	5,37	0,03	1,93	1,54	1,87	0,56	35,9	28,7	35	0,24	0,03	0,27	0,90	1,25	0,33	0,17	0,56
	98	2,68	0,01	1,20	0,53	0,94	0,37	44,8	19,8	35	Не обн.	0,01	0,01	0,66	2,26	0,02	0,22	0,04
	100	3,48	0,02	1,72	0,65	1,09	0,58	49,4	18,6	31	Не обн.	0,02	0,02	0,74	2,65	0,03	Не обн.	—
	101	2,85	0,03	1,71	0,81	0,31	0,70	60,0	28,3	10	Не обн.	0,03	0,03	0,66	2,11	0,03	Не обн.	0,16
	102	2,96	0,02	1,93	0,14	0,87	0,68	65,0	47,2	29	Не обн.	0,02	0,02	0,58	1,38	0,03	0,33	—
Саячуговские, пос. Воронцово обн. 33	402	4,92	0,15	1,37	1,54	1,86	3,05	27,8	31,4	38	0,17	0,00	0,17	0,82	0,89	0,18	Не обн.	0,96
	404	4,42	0,26	1,31	1,54	1,31	0,59	29,6	35,0	29	0,28	0,02	0,30	0,75	0,85	0,35	Не обн.	0,64
	405	4,70	0,30	1,31	1,60	1,49	6,40	27,9	34,0	31	0,30	0,04	0,34	0,82	0,34	0,36	1,43	0,40
	408	1,62	0,09	1,06	0,22	0,25	5,56	65,4	13,6	15	Не обн.	0,01	0,01	0,06	4,81	1,50	3,85	0,60
Саячуговские, пос. Воронцово обн. 31, рас-чистка 4	275	4,87	0,03	1,54	1,42	1,88	6,15	31,6	29,2	39	Не обн.	0,03	0,03	0,51	1,08	0,06	0,22	—
	283	3,92	0,17	1,43	0,75	1,67	4,35	36,4	19,2	42	Не обн.	0,02	0,02	0,46	1,91	0,37	0,22	0,20
	284	4,25	0,17	2,04	0,42	1,62	4,00	48,0	9,9	38	Не обн.	0,02	0,02	0,61	4,86	0,28	0,38	—
	286	4,30	0,07	1,26	0,95	2,02	1,63	29,3	22,1	47	0,03	0,05	0,08	0,60	1,32	0,12	Не обн.	—
	287	4,44	0,08	1,40	1,12	1,84	1,80	31,5	25,2	41	0,03	0,06	0,09	0,67	1,25	0,12	Не обн.	0,54
	289	4,28	0,05	0,51	1,06	1,66	1,17	35,3	24,8	39	0,01	0,05	0,06	0,65	1,42	0,08	0,33	—
	290	2,35	0,04	1,17	0,37	0,77	1,76	49,8	15,8	33	Не обн.	0,05	0,05	0,18	3,17	0,22	Не обн.	—
	291	2,20	0,03	1,58	0,25	0,34	1,36	71,8	11,3	15	Не обн.	0,03	0,03	0,70	6,33	0,04	0,11	—
	296	3,29	0,03	1,54	0,50	1,22	0,91	46,8	15,2	37	Не обн.	0,03	0,03	0,38	3,04	0,08	0,22	0,38
	297	3,19	0,04	1,42	0,45	1,28	1,25	44,5	14,1	40	0,01	0,03	0,04	0,30	3,16	0,13	Не обн.	0,24

минералогических анализов, показывающими большое содержание рудных минералов в тяжелых фракциях.

Остальные 70—50% и менее от валового количества железа составляет закисное и окисное железо, легко растворимое в 2%-ном HCl, образующее, по Н. М. Страхову, реакционноспособную часть железа. Концентрация закисного железа почти во всех выделенных типах пород изменяется от 1,0 до 1,5—2% веса от породы или от 19 до 50% от валового железа. Содержание окисного железа колеблется в соответствии с гранулометрией пород в пределах 0,5% в песках, 3% в глинах или, соответственно, 11—40% от валового железа. Это, главным образом, гидроокислы железа, которые пропитывают глинистое вещество породы, окрашивая его в бурый цвет. Содержание окисного железа зависит не только от гранулометрического состава, но и от количества органического вещества. С увеличением органического вещества содержание окисного железа падает, что отчетливо наблюдается на примере пород одинакового гранулометрического состава, например глинистых алевритов Усть-Порта (см. рис. 37). В песчаных породах, песчаных алевритах, несортированных песчано-глинистых алевритах, темно-серых и голубовато-серых, соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} обычно больше 1, поднимаясь до 5 и выше, что говорит о преобладании в этих породах закисного железа.

Глинистые алевриты и глины бурого цвета содержат больше окисного железа, отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в них меньше 1. Такое распределение соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , характерное для изученных четвертичных отложений, требует своего объяснения. При использовании отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} для определения окислительно-восстановительных условий формирования четвертичных отложений следует признать, вслед за М. Ф. Сташук (1968), что этот показатель качественный и дает не более, чем характеристика цвета породы. Четвертичные серые пески и темно-серые несортированные валунсодержащие алевриты формировались в слабовосстановительных условиях. Высокое содержание закисного железа в песках и песчаных алевритах завышено за счет частичного растворения терригенных компонентов пород (хлоритов, обломков основных эффузивов и др.), поэтому высокое значение отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} не соответствует истинному уровню восстановительных процессов в этих породах.

Преобладание окисного железа в бурых глинистых породах свидетельствует об окислительных условиях и, видимо, связано с первоначальной обогащенностью глин гидроокислами железа. Позже в диагенезе гидроокислы железа не претерпели изменений, вероятно, из-за слабости процессов разложения органического вещества при низких температурах и, следовательно, недостатка энергии для восстановительных процессов. В дальнейшем мерзлота способствовала консервированию органического вещества и подавлению восстановительных процессов. Все это привело к тому, что в глинистых породах окисное железо стало преобладать.

* *

*

Достоверные представления об окислительно-восстановительных условиях дает совместный анализ соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , распределения сульфидной и сульфатной серы и диагенетических новообразований. Селякинские пресноводные бурые алевриты на участке Селякин мыс — пос. Караул (см. рис. 9, 10, 38) практически не имеют сульфатной и сульфидной серы, отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} обычно меньше 1. Условия образования их окислительные, потенциалопределяющий фактор в диагенезе — углекислота, результатом диагенетических процессов явились глинисто-кальцитовые конкреции типа мятровых камней.

Каргинские пресноводные алевриты на р. Малая Хета и в районе р. Тукаланда также лишены сульфатной и сульфидной серы, отношение

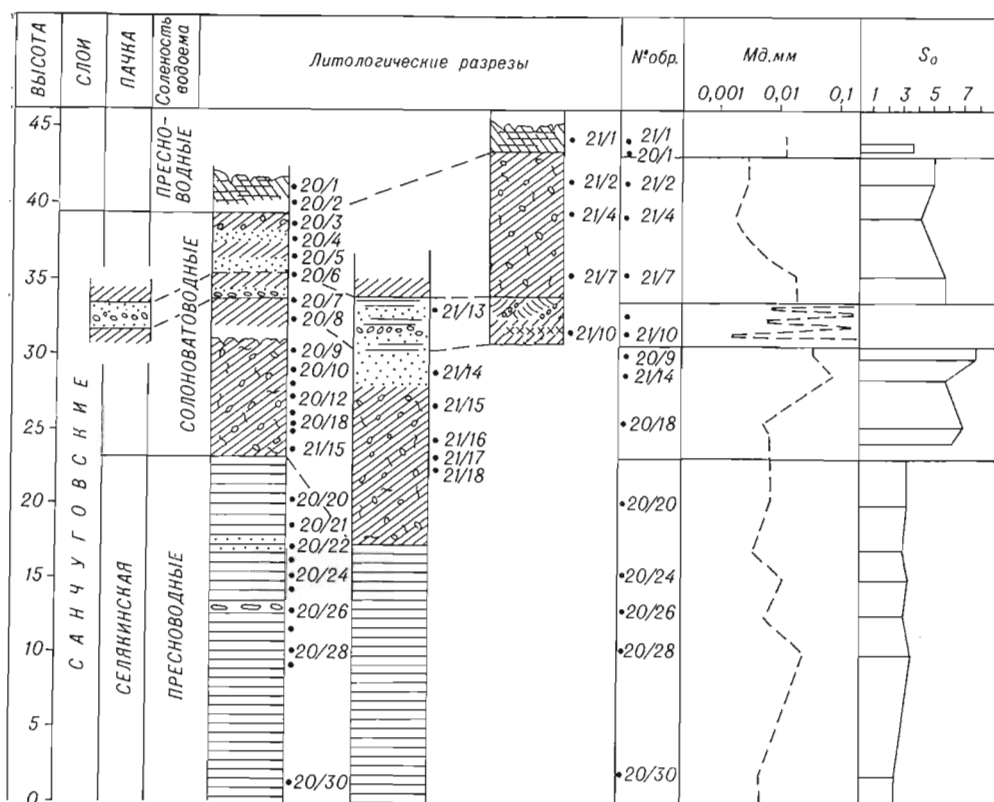
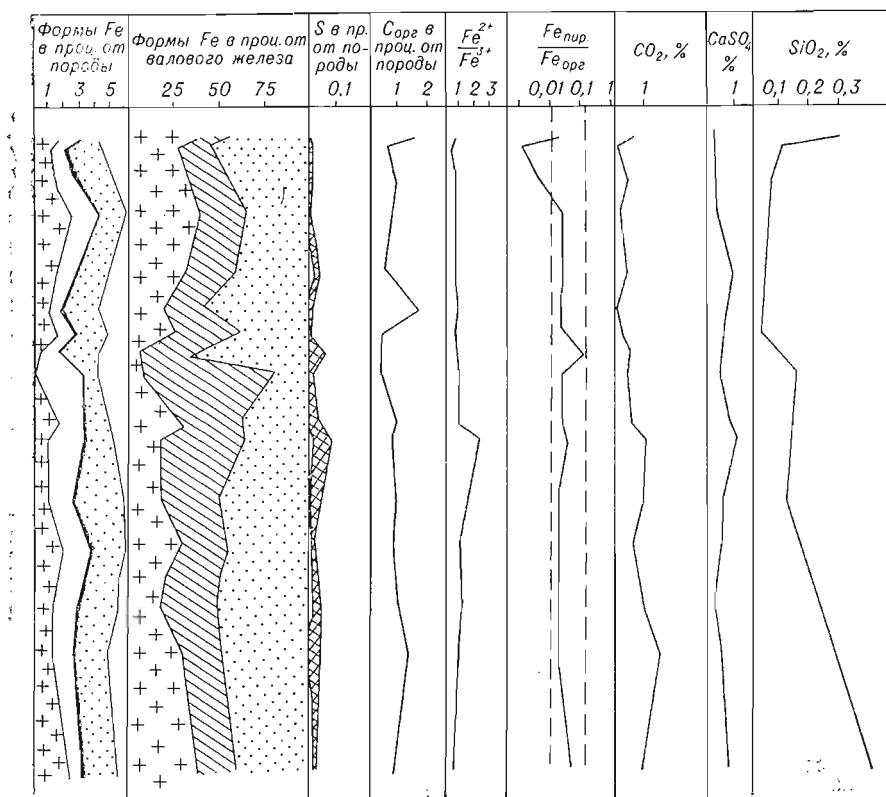


Рис. 38. Основные параметры гранулометрического состава (M_d , S_0), распределение Fe^{2+}/Fe^{3+} , $F_{пир}/C_{орг}$ по разрезам отложений селянинской пачки и обш. 20—21.

Fe^{2+}/Fe^{3+} меньше 1 или чуть больше. Условия образования окислительные, в диагенезе имели место слабовосстановительные процессы с появлением небольшого количества пирита. Содержание углекислоты в осадках колебалось, вследствие этого в породах отмечены местами значительные скопления, местами единичные зерна кальцита.

В морских санчуговских алевроитах и песках большое разнообразие окислительно-восстановительных реакций. Например, санчуговские серые пески с прослоями алевроитов в основании Никитинского яра в районе Усть-Порта формировались, по-видимому, в слабовосстановительных условиях. В диагенезе восстановительные процессы усилились, сульфатная сера переходит в сульфидную с образованием пирита, отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} больше 1. Лежащие выше бурые алевроитовые глины и глинистые алевроиты, содержащие раковины морских моллюсков и в отдельных прослоях обильные скопления фораминифер, формировались в окислительных условиях. В диагенезе восстановительным процессам с образованием пирита благоприятствовало скопление органического вещества, однако интенсивность их была не очень велика и сульфатная сера частично сохранилась. Отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} меньше 1. Но они не получили должного развития из-за слабости разложения органического вещества при низкой температуре воды и малой скорости осадконакопления.

Далее произошло значительное изменение условий осадконакопления: почти 20-метровая пачка несортированных валунсодержащих алевроитов с бедными остатками морских организмов формировалась с большей скоростью, возможно, в слабовосстановительных условиях. В диагенезе из-за бедности органическим веществом восстановительные процессы раз-



Формы железа, серы, органического вещества, CO_2 , гипса, аморфного кремнезема санчуговских отложений Усть-Порта. Усл. обозн. см. рис. 5. Селякин мыс,

виваются недостаточно интенсивно. Скопления пирита невелики, сульфатная сера восстанавливается, отношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ больше 1, но, как отмечалось выше, не соответствует истинному уровню восстановительных процессов в этих породах.

При формировании несортированных глинистых алевроитов с галькой и валунами в районе Селякина мыса происходили колебания от окислительных к восстановительным условиям с некоторым преобладанием восстановительных процессов в нижней половине пачки. Несортированные породы повсеместно содержат сульфидную серу, местами сульфатную, отношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ обычно меньше 1. В верхней половине пачки в алевроитистых глинах отмечены сферолиты сидерита.

Восстановительные процессы с образованием небольшого количества пирита отмечены при формировании алевроитов р. Большая Хета (скв. 26-БХ). На Среднем Енисее эти процессы характеризуются местами восстановительными условиями, местами слабо окислительными с сохранением сульфатной серы.

Колебания окислительно-восстановительных условий имели место при образовании санчуговских алевроитов Ладыгина яра. В них присутствуют пиритная сера, местами сульфатная сера, отмечены сферолиты сидерита (см. табл. 18, рис. 19).

Валунсодержащие алевроиты опресненных мелководных участков санчуговского моря в основании разреза зим. Пустое и пачки у с. Воронцово (см. рис. 21, 26) формировались в слабовосстановительных условиях с образованием небольшого количества пирита, с сохранением местами сульфатной серы.

Портландцевые глины у зим. Пустое по сравнению с портландцевыми глинами пос. Воронцово характеризуются более восстановительными условиями, судя по преобладанию пиритной серы над сульфатной. Слоистые алевроиты, лежащие выше портландцевых глин у зим. Пустое, формировались в более окислительных условиях, при которых сульфатная сера почти не восстанавливалась в сульфидную.

В диагенезе казанцевских морских алевроитов на р. Большая Хета развитию восстановительных процессов благоприятствовало скопление остатков морских организмов. На р. Агапа казанцевские морские алевроиты испытывали в диагенезе постепенную смену окислительных условий на менее окислительные, судя по уменьшению сульфатной серы и возрастанию количества сульфидной серы вверх по разрезу.

Глава VI

ДОННЫЕ ОСАДКИ КАРСКОГО МОРЯ

Для выяснения условий формирования санчуговских отложений их гранулометрический состав был сопоставлен с составом современных осадков Карского моря (Горшкова, 1957; Сакс, 1952; Кордаков, 1953; Куликов, 1961, 1963). Составленные автором по данным А. А. Кордикова (1953) кривые распределения гранулометрического состава осадков Карского моря показывают, что среди них выделяются те же типы пород, что и среди морских четвертичных отложений. В прибрежной мелководной зоне Карского моря вблизи островов Белый, Сибирякова, в Обской и Гыданской губе на глубинах 8—18 м, где сгружается большая часть наносов, приносимых Обью и Енисеем, широко развиты хорошо сортированные мелкозернистые пески II типа (рис. 39), а в юго-западной части Карского моря широко развиты песчано-алевритовые глины. Участок дна Карского моря, примыкающий к Таймыру, сильно расчленен и несет следы ледниковой обработки. Очевидно, здесь есть выходы четвертичных отложений (Сакс, 1952). При общей мелководности развиты песчано-глинистые алевроиты (V тип) и глины (VI тип), а также мелкозернистые пески (II тип) и алевроиты (IV тип). Преобладают песчано-глинистые алевроиты санчуговского типа и алевроиты, отличающиеся плохой сортировкой. Возле островов Арктического института и Русского на глубине 18—24 м при скорости течения 5—6 см/с развиты также плохо сортированные средне-, мелко- и тонкозернистые пески (I, II и III типы) (см. рис. 39). Плохо сортированные осадки развиты вдоль берега Х. Лаптева. Видимо, и в этих районах осадки принадлежат не к современным, а к четвертичным образованиям.

Прибрежная мелководная зона Обь-Енисейского района включает мелкозернистые пески II, алевроиты IV и глины VI типов, залегающие на глубинах 38—130 м, причем с увеличением глубины моря увеличивается глинистость осадка. Это пример нормального осадконакопления.

Около о. Воронина (см. рис. 39) на глубине 60 м залегает мелкозернистый алевроитистый песок II типа, на глубине 86 м — песчано-глинистый алевроит ярко выраженного V типа (санчуговского) и на глубине 340 м — тонкий песок с алевроитом и глиной (III типа). В этом месте нарушена правильная последовательность пород, что может быть связано с ледовитостью бассейна, отсутствием волнения и сортировки осадка.

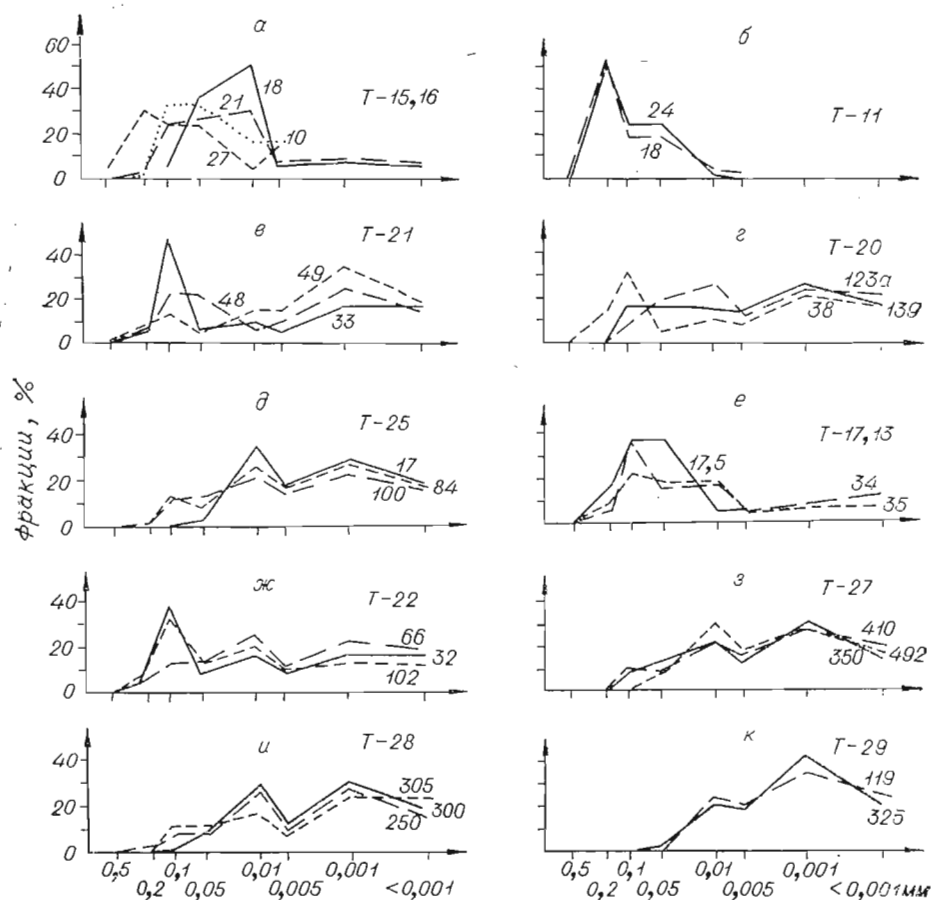


Рис. 39. Гранулометрический состав современных осадков Карского моря в виде кривых распределения, по данным А. А. Кордыкова (1953, с. 29—43). Т-15, 16 или Т-11 означает, что данные гранулометрического анализа взяты из табл. 15, 16 или 11 работы А. А. Кордыкова; цифры возле условных обозначений отвечают глубинам моря, с которых они взяты.

а — прибрежная мелководная зона; б, — вблизи берега Х. Лаптева; г — прибрежная относительно глубоководная зона; д — ЮЗ Карского моря; е, ж — Центральная Карская возвышенность; з, и, к — желоба Св. Анны и Воронина, Новоземельская впадина.

Центральная Карская возвышенность, расположенная между желобами Св. Анны и Воронина, вытянута в меридиональном направлении, представляет собой подводное плато, опущенное на глубину 50—100 м, с отдельными уцелевшими островами Визе, Кирова, Уединения (Сакс, 1952, с. 18). В этом районе встречаются пески мелкозернистые, очень хорошо и среднесортированные, а также плохо сортированные алевроиты IV и V типов. Возле о. Уединения на глубине 32—66 м залегает песок мелкозернистый (II тип), затем на глубине 56 м — глинистый алевроит (IV) и на глубине 102—105 м — алевроит песчано-глинистый (V), как бы соединяющий в себе осадки II и IV типов с примесью глинистого вещества. Пески и алевроиты залегают на глубине 30—60 м, а на глубинах в 2 раза больших находятся несортированные песчано-глинистые алевроиты. По-видимому, волновая деятельность здесь затухает, размыв прекращается и сохраняются несортированные алевроиты.

На крайнем севере Карского моря, вокруг о. Визе, отмечены песчано-глинистые алевроиты V (санчуговского) типа (см. рис. 39). На глубинах 47 и 370 м обнаружен аналогичный несортированный песчано-гли-

нистый алеврит. Вероятно, он сохранился вследствие большой ледовитости, отсутствия волнения, перемывания и сортировки частиц. Осадки Новоземельской впадины и желоба Св. Анны наиболее глинисты. Желоб Воронина глубиной от 100 до 400—500 м выстилается разнообразными осадками от мелко- и тонкозернистых песков, песчано-глинистых алевритов до алевритовой глины (II, III, V и IV типов).

Следовательно, хорошо сортированные пески и алевриты (I—IV типов) наблюдаются в прибрежной мелководной зоне и на Центральной Карской возвышенности, где глубина 100 м. Тонкие глины широко развиты ныне в Новоземельской впадине и желобах северной части Карского моря, где глубины достигают 500—800 м. Вблизи берега Х. Лаптева, в районе Центральной Карской возвышенности, на крайнем севере моря, где, по В. Н. Саксу (1952), распространены затопленные четвертичные отложения, на глубине 47 и 370 м залегают несортированные песчано-глинистые алевриты, аналогичные санчуговским алевритам V типа.

Связь гранулометрического состава осадков с рельефом дна Карского моря и с историей формирования каждого участка дна (Сакс, 1952), с законами гидродинамической дифференциации (Кординов, 1953; и др.) позволяет думать, что в Карском море местами есть условия, благоприятные для сохранения, по всей видимости, четвертичных несортированных алевритов санчуговского типа. Менее вероятно, что эти осадки формируются в Карском море и в настоящее время. Поэтому прямую аналогию условий осадкообразования современного Карского и четвертичного Санчуговского морей провести не удалось.

Г л а в а VII

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВАЛУНСОДЕРЖАЩИХ АЛЕВРИТОВ САНЧУГОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Валунсодержащие алевриты — характерный тип пород санчуговских отложений. Они приурочены к верхней части этой толщи и залегают обычно выше уровня моря. Пачки валунсодержащих алевритов мощностью от 1—1,5 до 20—25 м. По полевым описаниям — это темно-серые бурые суглинки оскольчатой текстуры с включениями гравия, гальки, валунов.

Термин «валунсодержащие алевриты» — сокращенное название породы, которая, по данным гранулометрического анализа, представляет собой несортированный песчано-глинистый алеврит с чрезвычайно характерной двухвершинной кривой распределения фракций при почти равном содержании (20—25%) частиц размером 0,10 и 0,01 мм. Валунсодержащие алевриты удивительно однообразны по своему гранулометрическому составу и плохой сортировке.

Плохая сортированность их сочетается с отсутствием мезо- и микрослоистости. Породы беспорядочной микротекстуры. Изучение многочисленных шлифов показывает, что в глинисто-алевритовую массу без какой-либо закономерности погружено большое количество полуугловатых зерен минералов и обломков пород песчано-гравийной размерности. В то же время пачки валунсодержащих алевритов имеют отчетливую макрослоистость за счет горизонтально-послойного расположения валунно-галечного материала, прослоев и линз песка. В наиболее полных разрезах валунсодержащих алевритов грубая, крупная, типа градационной,

слоистость, выражающаяся в постепенном уменьшении вверх по разрезу крупности и содержания обломочного материала с одновременным увеличением глинистости пород.

При определении генезиса рассматриваемых пород приняты во внимание три признака: остатки морских организмов, текстуры пород и парагенез фаций в разрезе. Анализируя эти признаки, мы сделали вывод о морском генезисе валунсодержащих суглинков двух фациальных разновидностей: мелководных и относительно мелководных.

Значительное внимание к текстурному анализу валунсодержащих отложений (после работ Ю. А. Лаврушина, 1973) дало новые интересные данные. Так, Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарпоградский на заседании Всесоюзного географического общества 26 марта 1974 г. в Ленинграде сообщили, что в стратотипическом разрезе санчуговских отложений в районе Усть-Порта более чем километровые участки (видимо, огромные блоки) характеризуются гляциодинамическими текстурами морен. Широко известны в морских отложениях Енисейского Севера значительные по масштабам дислокации, возможно, гляциогенные. На основании этих данных они считают санчуговские валунсодержащие алевроиты континентальной мореной.

Однако этому представлению противостоят в отдельных прослоях валунсодержащих алевроитов в том же обнажении против о. Никитинский (см. гл. III) богатые комплексы фораминифер, горизонтальные спокойные контакты с подстилающими песками и хорошо сортированными алевроитами. Возможно, местами нормальное залегание морских слоев могло быть нарушено воздействием ледника позднего времени или процессов вечной мерзлоты после отложения морских осадков.

Можно думать, что свидетельства ледово-морского генезиса санчуговских валунсодержащих суглинков, условия формирования которых были очень своеобразны, не имеют прямых аналогов в современной физико-географической обстановке. По данным полевых количественных определений, эти породы в низовьях Енисея содержат 1—1,5% или 15—100 кг/м³ крупнообломочного материала. При движении на юг, в район Среднего Енисея, количество обломочного материала увеличивается в среднем до 8, а у южной границы их распространения (Архипов, 1960) — до 18%. Значительное локальное обогащение валунно-галечным материалом до 30—40% наблюдается на крайнем севере у пос. Воронцово на участке воздымания меловых пород и развития мелководных фаций.

Валунсодержащие алевроиты Усть-Порта содержат комплексы фораминифер, характеризующиеся небольшим числом видов и особой каждого вида. В отдельных прослоях хорошо сортированных алевроитов здесь найдены очень богатые комплексы фораминифер (Гудина, 1969; Сухорукова, Гудина, 1969).

В районах мелководья (зим. Пустое — пос. Воронцово) остатки морских организмов редкие. Вместе с уменьшением палеосолёности это свидетельствует о слабосоленоводных, опресненных условиях осадконакопления. Опреснение санчуговского моря вблизи южных границ его распространения легко объясняется притоком пресных вод рек, а на севере могло быть связано с таянием большого количества льдов, скапливающихся на мелководье и приносивших много валунов и гальки.

Формирование валунсодержащих алевроитов происходило в слабоокислительных или, возможно, слабовосстановительных условиях. При диагенезе в них развивались местами интенсивные восстановительные процессы с образованием скоплений пирита, вивернита, лейкоксена, местами менее интенсивные — с образованием макроскопических сферолитов и тонкозернистых скоплений сидерита. В процессе диагенеза породы приобрели голубовато-серые тона.

Таким образом, валунсодержащие породы, будучи составной частью санчуговской толщи, отражают фациальную изменчивость санчуговского

моря, обусловленную разными глубинами и меняющимися соотношениями внутренних и внешних источников сноса. Однако определяющее влияние на условия осадконакопления валунсодержащих алевритов оказали климатические изменения. По мнению В. Н. Сакса (1953), санчуговское время относится к межледниковью и осадки являются ледово-морскими. С. А. Архипов (1960) относит санчуговскую трансгрессию к концу оледенения и допускает возможность существования как ледниково-морских, так и ледово-морских отложений. Сторонники синхронности оледенений и трансгрессий (Попов, 1965; Зубаков, 1968) считают, что морские валунсодержащие алевриты (шельфово-ледниковая формация) формировались в ледниково-морских условиях.

В этой дискуссии важное место занимает вопрос о генезисе грубообломочного материала. Его происхождение связано с ледовитостью санчуговского моря, а не с оледенением суши и айсбергами. Количество обломочного материала относительно невелико: $15\text{--}100\text{ кг/м}^2$ породы могло свободно переноситься льдом, грузоподъемность которого $300\text{--}400\text{ кг/м}^3$ (Лисицин, 1966). Важно отметить, что в обломочном материале валуны больших размеров почти не встречаются. Распределение по площадям также свидетельствует о его ледовом, а не айсберговом происхождении. Действительно, если принять ледниковое (айсберговое) происхождение обломочного материала, становится неясным, почему в районах, расположенных на широте Дудинки, Норильска, где можно предположить большую мощность ледников и айсбергов, количество валунов, гальки и их размеры невелики. Напротив, при движении на юг происходит увеличение концентрации обломочного материала. Петрографический состав обломков более разнообразен на юге.

Ледовое происхождение обломочного материала более вероятно. Видимо, берега санчуговского моря вдоль уступов Средне-Сибирского плоскогорья и гор Бырранга были глубокими, не имели широких пляжей, поэтому не было благоприятных условий для захвата и подъема обломочного материала припайными и береговыми льдами. Берега вдоль южной границы санчуговского моря были мелкими, что более способствовало захвату льдом обломочного материала, который поставлялся при размыве морен самаровского оледенения. Много обломочного материала приносилось льдами боковых притоков и пра-Енисеем. О прибрежном и речном происхождении обломочного материала на Среднем Енисее говорят хорошая окатанность обломков, его хорошая и средняя сортировка ($S_0\ 1\text{--}3,3$).

В дискуссии о генезисе валунсодержащих алевритов гораздо меньше внимания уделяется происхождению основной составляющей этих пород — песчано-глинисто-алевритового материала. Предпринятая с этой целью попытка сравнить их с современными осадками Карского моря оказалась безрезультатной. Несортированные песчано-глинистые алевриты санчуговского типа обнаружены в тех участках, где, по всем данным, находятся осадки не современные, а четвертичные. Поэтому можно думать, что в современном Карском море осадки такого типа не образуются.

Более интересны для сравнения современные несортированные алевриты (северо-восточная часть Берингова моря) (Лисицин, 1966) и современные песчано-глинистые илы с очень плохой и плохой сортировкой (Чукотское море) (Creager, McManus, 1966). Эти осадки сформированы терригенным материалом, принесенным реками с Аляски. По А. Н. Лисицину (1966), «реки, текущие из ледниковых областей Аляски, несут 9/10 всего взвешенного материала, поставляемого в бассейн, и только 1/10 часть приносится в Берингово море из других областей». Здесь можно видеть пример решающего влияния физико-географической обстановки окружающей суши на осадконакопление в бассейне. Поэтому можно думать, что огромные массы терригенного материала, необходимого для формирования мощной пачки санчуговских несортированных ва-

валунсодержащих алевроитов, могли быть мобилизованы при потеплении климата и увеличении количества атмосферных осадков во время максимума трансгрессии, что должно было привести к усиленной эрозии окружающих берегов. Грубая градационная слоистость валунсодержащих алевроитов позволяет предположить, что транспортировка терригенного материала, включающая мелкую гальку, происходила при участии грязевых потоков большой плотности. Об относительном улучшении климата во второй половине санчуговской трансгрессии свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры и богатые комплексы фораминифер в глинистых прослоях среди валунсодержащих алевроитов (Архинов, Матвеева, 1964; Левина, 1971; Гудина, 1969). Предположение об участии грязевых потоков в образовании валунсодержащих пород объясняет многие их особенности. Так, Б. Хейзен и Ч. Холлистер (1968, с. 85) подчеркивают давно отмеченное большое сходство осадков, грязевых потоков, тиллитов и ледниковых отложений. Поэтому становится понятной совокупность признаков «мористости» и «мореноподобности» при усилении то одного, то другого фактора. По-видимому, благодаря этому возникло удивительное постоянство гранулометрического состава песчано-глинисто-алевритовой составляющей валунсодержащих алевроитов, выраженное двухвершинной кривой распределения частиц породы. Мощная мобилизация осадочного материала на суше (в том числе и самаровской морены) и достаточно интенсивное повсеместное поступление его в виде грязевых потоков привело к тому, что мелководное санчуговское море не успевало перерабатывать терригенный материал и осадконакопление происходило с высокой скоростью. В противоположность А. И. Попову (1965), можно думать, что скорость накопления санчуговских валунсодержащих алевроитов выше, чем хорошо сортированных слоистых осадков.

Следствие этого — низкая сортированность, неслоистые текстуры, бедность и небольшие содержания аутигенно-диагенетического комплекса минералов, грязевых потоков, снижение талласофильного элемента бора. Высокие скорости осадконакопления обусловили бедность и своеобразие комплексов фораминифер. Важные предпосылки сохранения валунсодержащих алевроитов — слабая приливно-отливная деятельность моря и ледяной покров на протяжении большей части года.

Таким образом, санчуговские валунсодержащие алевроиты Енисейского Севера формировались с повышенной скоростью в ледово-морских условиях и при участии грязевых потоков в обстановке послесамаровского улучшения климата.

Литолого-фацциальное и литолого-геохимическое изучение четвертичных отложений Енисейского Севера дополняет и расширяет представления об основных закономерностях строения толщи пресноводных и морских осадков.

Осадконакопление послеледниковых и межледниковых отложений было прерывистым. Пресноводные селякинские алевриты свидетельствуют о значительном понижении уровня моря и условиях перигляциального климата перед началом санчуговской трансгрессии. Понижение уровня моря происходило в период перехода от санчуговского к казанцевскому времени.

Результаты изучения свидетельствуют о фацциальной изменчивости отложений. Мессовские пески изменяются с юга на север от аллювиальных к дельтовым, прибрежно-морским и морским. Среди санчуговских отложений вдоль южной окраины моря выделяются мелководные, в основной части акватории и в пределах отдельных депрессий относительно глубоководные осадки.

Валунсодержащие мореноподобные суглинки в верхней половине разреза санчуговских слоев объясняются изменением общей физико-географической обстановки осадконакопления, среди многих факторов которой основное значение принадлежит климату. Имеющиеся данные свидетельствуют, что их образование происходило при потеплении климата, когда стала возможной мобилизация терригенного материала на суше (в том числе и самаровской морены) и интенсивное поступление его в водоем в виде грязевых потоков. Валунсодержащие санчуговские отложения формировались в ледово-морских условиях межледниковья.

Вещественный состав санчуговских и казанцевских отложений определялся меняющимся соотношением внутренних и внешних источников сноса. Поступление материала со Средне-Сибирского плоскогорья привело к образованию пироксеновой терригенно-минералогической ассоциации с преобладанием монтмориллонита в составе глинистых минералов. Большое значение имели также процессы размыва подстилающих пород, служивших внутренними источниками сноса. Это обусловило возникновение амфибол-эпидот-пироксеновой ассоциации минералов с гидрослюдой в составе глинистой фракции.

Соленость санчуговского и казанцевского морей, по-видимому, была близкой. Снижение геохимических показателей по соотношению $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ и содержащую бора в глинистой фракции санчуговских отложений — следствие, вероятно, повышенной скорости их накопления. Сравнивая межледниковые морские отложения с современными осадками Карского моря, следует отметить более высокое содержание бора в глинистой фракции осадков Карского моря. По-видимому, это говорит о высокой скорости осадконакопления межледниковых морских отложений и в меньшей степени о более низкой солености четвертичных морей. О первом свидетельствуют основные литолого-фацциальные признаки и данные по тер-

люминесценции глинисто-карбонатных конкреций (от селякинских до сартанских).

В санчуговском и казанцевском морях, вероятно, преобладали окислительные условия осадконакопления, но образования железо-марганцевых конкреций, подобных конкрециям Карского моря, не происходило, что объясняется сравнительной мелководностью моря и относительно высокой скоростью осадконакопления. При диагенезе в осадках развивались восстановительные процессы различной интенсивности с образованием небольших количеств пирита, сидерита, вивернита, лейкоксена, несколько увеличивающихся в казанцевских отложениях.

Санчуговские отложения практически бескарбонатны вследствие повышенной растворимости карбонатов в арктических морях. Они не имеют карбонатных конкреций. В отличие от них селякинские пресноводные и морские казанцевские отложения содержат соответственно глинисто-карбонатные (яматровы камни) и песчано-карбонатные конкреции.

Сходство морских межледниковых отложений с современными осадками арктических морей позволяет думать о единстве их типов литогенеза. В межледниковье осадкообразование происходило по типу полярной разновидности гумидного литогенеза в условиях холодного и влажного климата высоких широт.

Айнемер А. П., Романовский Э. П. О тенденции изменения энтропии гранулометрических функций терригенных пород и ее связи с динамикой среды осадкообразования. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 4, с. 960—962.

Алексеев В. А., Кинд Н. В., Матвеева О. В., Троицкий С. Л. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 5, с. 1147—1150.

Архипов С. А. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Пржевальском районе Западно-Сибирской низменности. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 1, с. 36—44.

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. — «Тр. ГИН АН СССР», 1960, вып. 30, 170 с.

Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, 329 с.

Архипов С. А., Гудина В. И., Троицкий С. Л. Распределение палеонтологических остатков в четвертичных и валунсодержащих отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении. — В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968, с. 98—112.

Архипов С. А., Гольберг А. В., Гудина В. И. К стратиграфии плейстоцена Большехетского района на Енисейской Севере (критика «новой схемы» опорного разреза морского плиоцен-плейстоцена). — «Изв. Новосиб. отдела географ. об-ва СССР», 1973, вып. 6, Новосибирск, с. 37—64.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Споры-пыльцевые спектры и некоторые вопросы стратиграфии морских четвертичных отложений низовьев Енисея. — В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, «Наука», 1964, с. 225—243. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44).

Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Новосибирск, «Наука», 1964, 127 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 29).

Белов Н. А., Лапина Н. Н. Доломитовые отложения Арктического бассейна. Л., «Морской транспорт», 1961, 110 с.

Бузулуцков Ф. С. Литолого-минералогический состав четвертичных отложений низовьев Енисея как критерий условий их формирования. — В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Матер. к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», 1971, с. 55—74. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).

Василенко В. Б., Ренгартен Н. В. Опыт применения термолюминесцентного анализа раковин палиолитов для корреляции антропогенных отложений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 2, с. 120—127.

Варварин Г. Б., Кузнецов Г. А., Филиппов Е. М. Методика определения плотностей горных пород в коренных выходах при помощи рассеянного гамма-излучения. — В кн.: Полевые ядерные геофизические методы. М., «Наука», 1966, с. 184—195.

Волкова В. С. Отложения бореальной трансгрессии района рек Большая и Малая Хета. — «Докл. первичной организации Горного об-ва при ВСЕГЕИ». Л., 1958, № 1, с. 43—49.

Волкова В. С. Верхнечетвертичные межледниковые отложения реки Фокшной (низовье Енисея). — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., «Наука», 1960, с. 85—89. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., вып. 32).

Волкова В. С. Условия формирования верхнечетвертичных межледниковых отложений в долине р. Енисея (на участке Туруханск—Подкаменная Тунгуска). — В кн.: Матер. по геологии Восточной Сибири. Л., «Наука», 1971, с. 151—159. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., т. 66).

Волкова В. С., Букреева Г. М., Вотах М. Р., Гречук М. П., Левина Т. П., Стрижова А. Н., Полецук В. П. История развития растительности. — В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеледниковое и четвертичное время. М., «Наука», 1970, с. 312—327. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 92).

Вотах М. Р., Стрижова А. И., Сухорукова С. С. Литолого-фацциальная и палинологическая характеристика разрезов средне-верхнечетвертичных отложений у с. Ам-

- барцево и Соколовка на р. Оби.— В кн.: Четвертичный период в Сибири. М., «Наука», 1966, с. 438—444.
- Гольберт А. В., Гудина В. И., Крюков В. Д., Рогожин В. В., Романова Э. К., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л. Комплексные геологические исследования четвертичных отложений верховьев р. Тукаланды (Норильское плато).— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. М., «Наука», 1971, с. 113—138. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).
- Гольдшмидт В. М. Геохимия бора.— В кн.: Геохимия редких и рассеянных элементов. М., ГОНТИ, 1936, с. 100—110.
- Горбунов Н. М. Методика подготовки почв, грунтов, взвесей рек и осадков морей к минералогическому анализу.— «Почвоведение», 1960, № 11, с. 79—84.
- Горшкова Т. И. Осадки Карского моря.— «Тр. Всес. гидробиолог. об-ва АН СССР», 1957, т. 8, с. 68—99.
- Гудина В. И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М., «Наука», 1969, 79 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 63).
- Гудина В. И., Гольберт А. В. Литолого-палеонтологические исследования тазовско-сапчуговских отложений бассейна р. Турухан.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск, 1962, с. 90—101. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27.)
- Гудина В. И., Гольберт А. А. Стратиграфия морского плейстоцена Северной Сибири по фораминиферам.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 44—54.
- Гудина В. И., Корчагина Н. Н., Крюков В. Д., Рогожин В. В., Рогожина Н. И. К стратиграфии морских плейстоценовых отложений Норильского района — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Матер. I конф. норильских геологов. Норильск, 1968, с. 52—55.
- Гудина В. И., Нуждина Н. А., Троицкий С. Л. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 1, с. 40—48.
- Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960, с. 66—100.
- Данилов И. Д. Некоторые результаты изучения химического состава плейстоценовых отложений Большеземельской тундры.— В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963, с. 50—65.
- Данилов И. Д. Палеогеографические условия образования ленточных глин Большеземельской тундры.— В кн.: Геология кайнозоя севера европейской части СССР. Изд-во МГУ, 1966, с. 138—152.
- Данилов И. Д. Карбонатные конкреции в ленточно-слоистых осадках низовьев р. Енисей и их палеогеографическое значение.— «Природные условия Западной Сибири», Изд-во МГУ, 1973, вып. 3, с. 50—63.
- Данилов И. Д., Недешева Г. Н. Рельефообразующие плейстоценовые отложения нижнего течения р. Енисей от г. Игарки до пос. Караул и их микрофаунистическая характеристика.— В кн.: Геология позднего кайнозоя Зап. Сибири и прилегающих территорий, Изд-во МГУ, 1967, с. 11—12.
- Данилов И. Д., Недешева Г. Н. Значение ледово-морского фактора в формировании рельефа и слагающих его отложений нижнего течения р. Енисей.— В кн.: Проблемы криолитологии. К VIII конгрессу INQA, вып. 1. Изд-во МГУ, 1969, с. 80—92.
- Елкина В. Н., Елкин Е. А., Загоруйко Н. Г. О возможности применения методов распознавания образов в палеонтологии.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 9, с. 75—79.
- Загорская Н. Г., Яшина Э. И., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Белевич А. М. Морские неоген(?)—четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей. М., «Недра», 1965, 91 с. (Тр. НИИГА, т. 114).
- Загорская Н. Г., Кайялайнен В. И., Кулаков Ю. Н. К вопросу о возрасте отложений усть-енисейской серии.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. К VII конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1965, с. 43—52.
- Задкова И. И., Максенков В. Г. О возможности корреляции и выяснении возрастных взаимоотношений позднего кайнозоя по данным термолуминесцентных конкреций.— «Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода», 1969, № 36, с. 100—107.
- Заррина Е. П., Краснов И. И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенении.— «Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.», 1961, т. 64, с. 45—60.
- Зубаков В. А. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири.— «Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода», 1967, № 34, с. 22—40.
- Зубаков В. А. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири.— «Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35, с. 57—73.
- Калинко М. К. Гранулометрический состав четвертичных отложений юго-западной части Таймырской депрессии.— «Проблемы Арктики», 1940, № 10, с. 15—20.
- Кинд Н. В., Забельский Ф. С., Крюков В. Д., Сулержицкий Л. Д., Троицкий С. Л., Форова В. С. Новые материалы по абсолютной хронологии верхнеплейстоценовых

оледенений Сибири (по данным С¹⁴). — «Докл. АН СССР», 1969₁, т. 184, № 6, с. 1387—1390.

Князев Н. В. Поздне- и послеледниковые Сибири (новые материалы по абсолютной геохронологии). — В кн.: Голоцен. К VIII конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1969₂, с. 195—201.

Кордилов А. А. Осадки Карского моря. — «Тр. НИИГА», 1953, т. 56, 104 с.

Крапивнер Р. Б. Ваттовые отложения бассейнов Нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода. — В кн.: Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М., 1965, вып. 4, с. 130—155.

Крюков В. Д., Рогожин В. В., Рогожина Н. И., Корчагина Н. Н. Новые данные по морским плейстоценовым отложениям Норильского района. — В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., «Наука», 1967, с. 27—28.

Кузин И. Л., Чочина Н. Г. Проблема оледенения Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. К VII конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1965, с. 177—187.

Куликов Н. Н. Осадкообразование в Карском море. Современные осадки морей и океанов. — В кн.: Тр. совещания 24—27 мая 1960 г. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 437—447.

Куликов Н. Н. Мипералогический состав современных отложений Карского моря. Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 27—31.

Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. — «Тр. ГИН АН СССР», 1961, вып. 47, 93 с.

Лаврушин Ю. А. Фации и закономерности формирования основных морен материковых оледенений. Автореф. докт. дисс. М., 1973, 40 с.

Лазуков Г. И. Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития севера Западной Сибири. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. К VII конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1965, с. 53—62.

Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Палеогеография. Изд-во МГУ, 1972. 306 с.

Лазуков Г. И. Стратиграфическое расчленение, геологический возраст и палеогеографическая интерпретация разрезов новейших отложений северо-запада Западной Сибири. — «Природные условия Зап. Сибири», 1973, вып. 3, Изд-во МГУ, с. 5—12.

Лавина Н. Н., Куликов И. Н., Семенов Ю. П. Значение исследования современных донных отложений Северного Ледовитого океана для познания условий формирования четвертичных отложений Арктики. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертич. периода. К VII конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1965, с. 169—176.

Лавина Н. Н., Значко-Яворский Т. А., Куликов Н. Н., Семенов Ю. П., Таманова С. В. Морской седиментогенез в полярных областях земного шара. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 221—225.

Лавина Т. П. К палинологической характеристике морского плейстоцена западной части Таймырской низменности. — В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Матер. к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», 1971, с. 85—100. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).

Лисицин А. П. О типах морских осадков, связанных с деятельностью льдов. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 2, с. 373—376.

Лисицин А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966, 574 с.

Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., «Наука», 1966, с. 83—125.

Межвилк А. А. Новые данные о морских четвертичных отложениях Норильского плато. — «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1963, вып. 1. Л., с. 110—120.

Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М., Гостеолтехиздат, 1957, 86 с.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Ч. 1. М.—Л., 1956, 485 с.

Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири. — В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.

Попов А. И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры. — В кн.: Основные пробл. изуч. четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 76—88.

Рогожин В. В. Вещественный состав и условия формирования новейших отложений северо-западной окраины Сибирской платформы и прилегающих прогибов. Автореф. канд. дисс. Таллин, 1969, 18 с.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., Изд-во ЛГУ, 1947, 204 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. 1962, 628 с.

Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. — М., 1951. 113 с. (Тр. НИИГА, т. 14).

Сакс В. Н. Условия образования донных осадков в арктических морях СССР. М., 1952. 135 с. (Тр. НИИГА, т. 35).

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М., 1953, 627 с. (Тр. НИИГА, т. 77).

Сакс В. Н. Четвертичное оледенение Северной Азии по работам В. А. Обручева. — В кн.: Идеи акад. В. А. Обручева о геологии строения Сев. и Центр. Азии и их дальнейшей разведке. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 78—95.

Сакс В. Н., Антонов К. В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. — Тр. горно-геол. упр. Главлитизд-ва, 1945, вып. 16, с. 65—117.

Сакс В. Н., Ронкина З. В. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М., 1957. 228 с. (Тр. НИИГА, т. 90).

Сергеев Е. М. Грунтоведение. Изд-во МГУ, 1959, с. 148—150.

Симонова В. И. Количественный спектральный метод определения бора в осадочных породах. — В кн.: Количественный анализ минералов горных пород физическими методами. Новосибирск, «Наука», 1965, с.

Слободин В. Я., Михалок Ю. Н. О тегезисе и стратиграфическом положении «зырянского горизонта». — В кн.: Геология позднего кайнозоя Зап. Сибири и прилегающих территорий. Л., 1967, с. 39—48.

Слободин В. Я. и др. Опорный разрез плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины. — В кн.: Геология позднего кайнозоя Зап. Сибири и прилегающих территорий. Л., 1967, с. 41—43.

Слободин В. Я., Суздальский О. В. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена северо-востока Зап. Сибири. — В кн.: Матер. к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., 1969, с. 115—130.

Сташук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., «Недра», 1968, 197 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АП СССР. 1960, 204 с.; Т. II, 1961, 549 с.

Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971, с. 567—568.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение в литологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1, с. 34—51.

Стрелков С. А. История ландшафтов низовьев Енисея в четвертичный период. — Тр. НИИГА, 1951, № 15, 150 с.

Стрелков С. А. О карте четвертичных отложений центральной части севера СССР м-ба 1:2 500 000 и дискуссионных вопросах их стратиграфии. — В кн.: Матер. совещ. по изучению четвертич. периода. Т. I, 1961, с. 99—103.

Стрелков С. А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Север Сибири. М., «Наука», 1965, 310 с.

Стрелков С. А., Сакс В. Н., Архипов С. А., Волкова В. С. Проблемы четвертичных оледенений Сибири. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 188—205.

Суздальский О. В. Конкреции послепалеогеновых отложений Усть-Енисейской впадины. — Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. 1965₁, вып. 5, с. 127—153.

Суздальский О. В. О тегезисе мореноподобных отложений на севере Западно-Сибирской низменности. — Тр. НИИГА, 1965₂, т. 133, М., с. 180—188.

Суздальский О. В. Использование минеральных новообразований и элементарного состава раковин для восстановления палеогеографической обстановки формирования морских послепалеогеновых отложений Усть-Енисейской впадины. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 468—473.

Суздальский О. В. Использование состава поглощенного комплекса и трудно-растворимых солей в фациальном анализе позднего кайнозоя. — Уч. зап. НИИГА, 1968, вып. 13, с. 205—222.

Суздальский О. В. Спорные вопросы корреляции разрезов антропогена Арктики. — В кн.: Корреляция новейших отложений Севера Евразии. (Материалы к симпозиуму. Март 18—20, 1971 г.). Л., 1970, с. 8—12.

Суздальский О. В., Комарова А. Е. Аутигенные минералы морских послепалеогеновых отложений низовьев реки Енисей. — Уч. зап. НИИГА. Регион. геол., 1964, вып. 4, с. 167—178.

Суздальский О. В., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Лев О. М. Новая стратиграфическая схема плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины. — Уч. зап. НИИГА. Регион. геол., 1967, вып. 10, с. 38—44.

Суздальский О. В., Слободин В. Я. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Западной Сибири в зоне трансгрессий. — Матер. к проблемам геологии позднего кайнозоя, Л., 1969, с. 131—139.

Сухорукова С. С. Глинистые минералы суглинков и глин поймы Оби. — В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. М., «Наука», 1965, с. 69—76.

Сухорукова С. С. Выделение гранулометрических типов пород методом распознавания образов. — В кн.: Тез. докл. Межведомственного совещания по методике изучения терригенных отложений четвертичного возраста. Таллин, 1969₁, с. 28—30.

Сухорукова С. С. Палеогеографические итоги литологического изучения морских четвертичных отложений Енисейского Севера. — В кн.: Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1969₂, с. 23—24. (Матер. к симпозиуму IV совещ. географов Сибири и Дальнего Востока, вып. 3).

Сухорукова С. С. О значении метода определения абсолютного возраста глауконита в палеогеографических реконструкциях.— В кн.: Тез. докл. первого семинара секции методов фацциального анализа. Палеогеографич. и литолого-фацциальные исследования в СССР, Л., 1969₃, с. 18—19.

Сухорукова С. С. Литологические особенности морских санчуговских отложений на Енисейском Севере.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. Матер. к литологической и палеонтологической характеристике. М., «Наука», 1971₁, с. 44—55. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).

Сухорукова С. С. Условия образования четвертичных морских отложений Енисейского Севера.— «Геол. и геофиз.», 1971₂, с. 109—118.

Сухорукова С. С., Гудина В. И. Некоторые условия образования осадков и распределение фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 97—105.

Сухорукова С. С., Мизеров Б. В. Литолого-фацциальная характеристика средне-четвертичных отложений Вискова и Чагина яров (Тымское Прлобье). Новосибирск, «Наука», 1964, с. 166—176. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44).

Сухорукова С. С., Шумилова Е. В. Санчуговские и казанцевские отложения Ладыгина яра в низовьях Енисея.— В кн.: Литология и условия образов. четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 70—87.

Троицкий С. Л. Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода севера Сибири. Новосибирск, «Наука», 1964, с. 48—66. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 9).

Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., «Наука», 1966, 207 с.

Троицкий С. Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири.— «Докл. АН СССР», 1967₁, т. 174, № 6, с. 1409—1412.

Троицкий С. Л. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий последнего оледенения.— В кн.: Сб. матер. к обоснованию стратиграф. схемы четвертичных отлож. Зап.-Сиб. низменности. Новосибирск, 1967₂, с. 8—19.

Троицкий С. Л. Общий обзор морского плейстоцена северного побережья Азии.— В кн.: Тр. 3-го Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода в Хабаровске. М., «Наука», 1968, с. 95—100.

Троицкий С. Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 32—43. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 102).

Троицкий С. Л., Шумилова Е. В. Стратиграфия и минерало-петрографические особенности четвертичных отложений в разрезе Воронцовского яра в низовьях Енисея.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 5—38.

Фирсов Л. В., Сухорукова С. С. О «четвертичном» глауконите мелового возраста в низовьях реки Енисея.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 163, № 4, с. 914—917.

Халфина Н. А. Байкальский элемент в верхнечетвертичных (каргинских) речных отложениях низовьев Енисея.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 134, № 4, с. 933—934.

Хардер Г. Геохимия бора. Пер. с нем. Д. К. Тальте. М., «Недра», 1965, с. 55—85.

Хейзен Б., Холлистер Ч. Мутьевые потоки и оледенение.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии, М., «Мир», 1968, с. 83—94.

Цветков А. И. Об особенностях термической диссоциации известняков и доломитов, загрязненных нерастворимыми минеральными примесями.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. II, М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 199—210.

Чердынцев В. В., Завельский Ф. С., Кинд Н. В., Сулержинский Л. Д., Фортова В. С. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение 4.— «Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода», 1969, № 36, с. 172—192.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966. 110 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 161).

Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1963, 320 с.

Шумилова Е. В. Материалы к литолого-минералогической характеристике четвертичных отложений Усть-Енисейского района.— В кн.: Палеогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968, с. 112—130.

Шумилова Е. В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных отложений нижнего течения р. Агапы.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч. II, Новосибирск, «Наука», 1969, с. 3—25.

Шумилова Е. В. Петрографический состав грубообломочного материала четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин, М., «Наука», 1971₁, с. 37—44. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 104).

Шумилова Е. В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. М., «Наука», 1971₂, 153 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 120.)

Шумилова Е. В., Бузулуцков Ф. С. Минералого-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 104). М., «Наука», 1971, с. 8—37.

Шумилова Е. В., Тропцкий С. Л. Гранулометрический и минералого-петрографический состав четвертичных пород в разрезе у зимовья Пустого.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1974, с. 38—70.

Greafer Joe S., McManus Dean A. Environment of the Cape Trompson region, Alaska. Ch. 26. Geology of the Southeastern Chukchi Sea.— «US Atomic En. Com. Office of Marine Geology and Hydrology», 1966, p. 755—785.

Landerger S. Contribution to the Geochemistry of Boron. — «Arkiv. for kemi Mineral och Geol.», 1945, v. 19, № 26.

Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition.— «Bull. Am. Ass. Petr. Geol.», 1957, v. 41, № 9, p. 1952—1984.

ПРИЛОЖЕНИЕ



Фото 1. Пачка горизонтально-слоистых алевроитов у Селякина мыса.

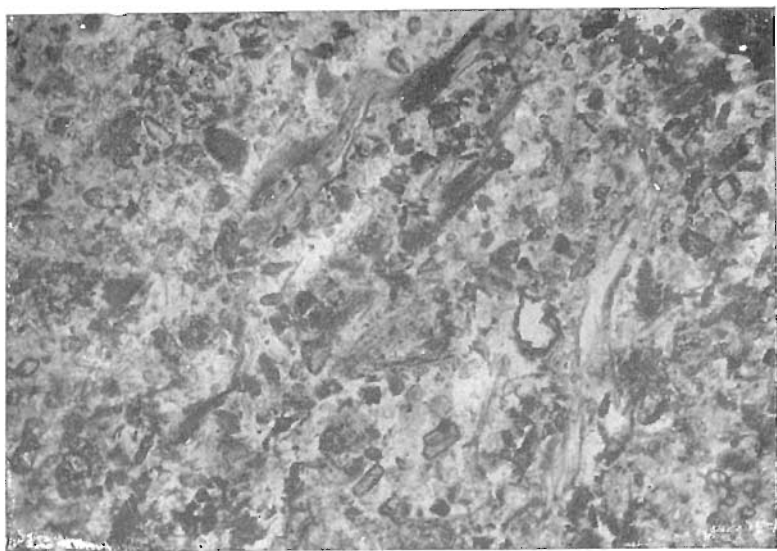
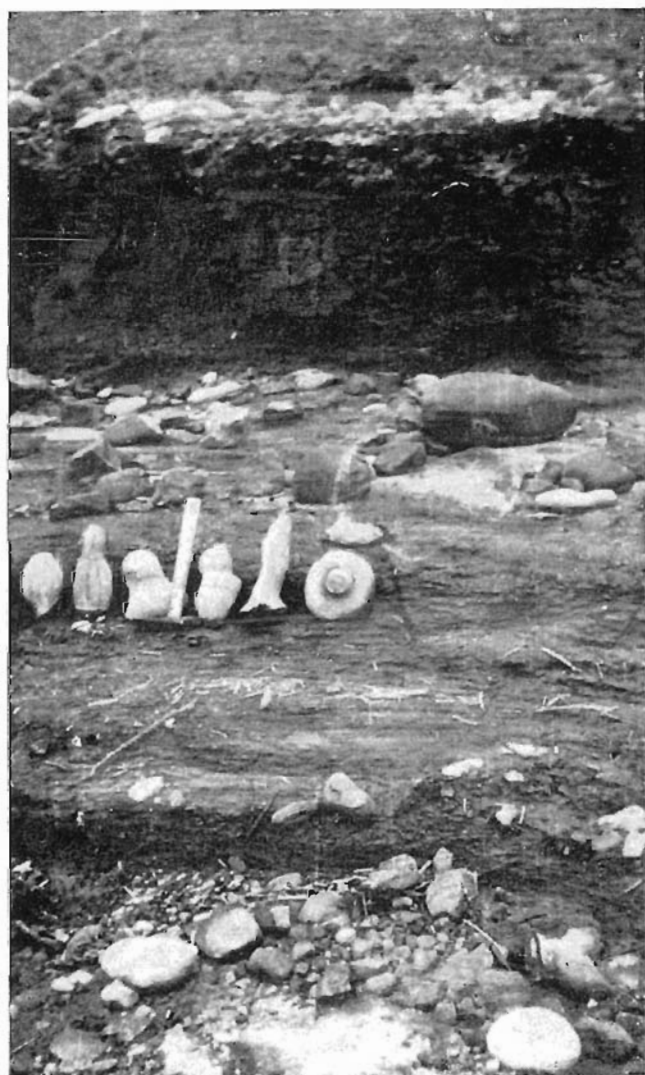
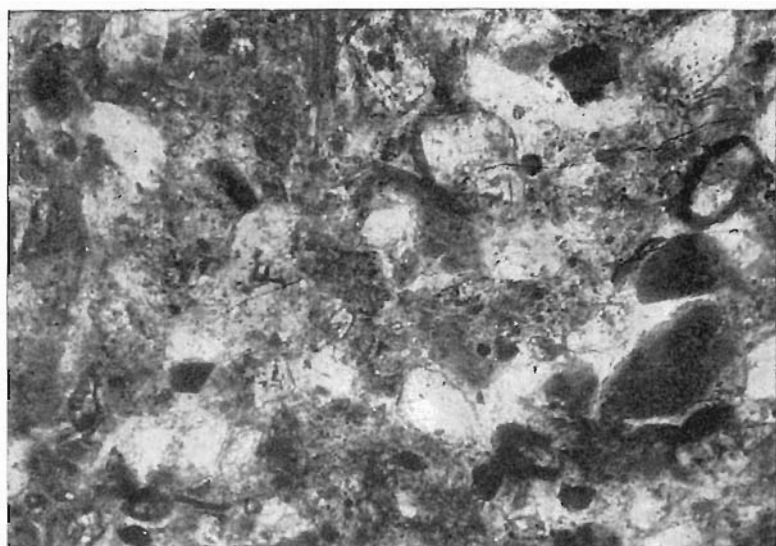


Фото 2. Алевроит с обильным растительным детритом в пресноводных отложениях селякинской пачки. Селякин мыс. Шлиф. $\times 136$, шликоль $\perp$, обр. 20/21.



↑
 Фото 3. Алевроит с зернами карбоната, растительными остатками и многочисленными округло-угловатыми бурыми обломками ориентированных глин и желтовато-зеленых хлоритов. Пресноводные отложения селякинской начки. Селякинский мыс. Шлиф. $\times 340$, нагель $\uparrow$, обр. 20/29.

Фото 4. Крупные нматровы камни конкреции из пресноводных горизонтально-слоистых алевроитов Селякина мыса.



Фото 5. Горизонтально-слоистые санчуговские пески в основании пикитянского разреза (обн. 6, высота 11—20 м).



Фото. 6. Крупный валун в санчуговских песчано-глинистых алевритах района Усть-Порта (р. Зырянка, обн. 18).

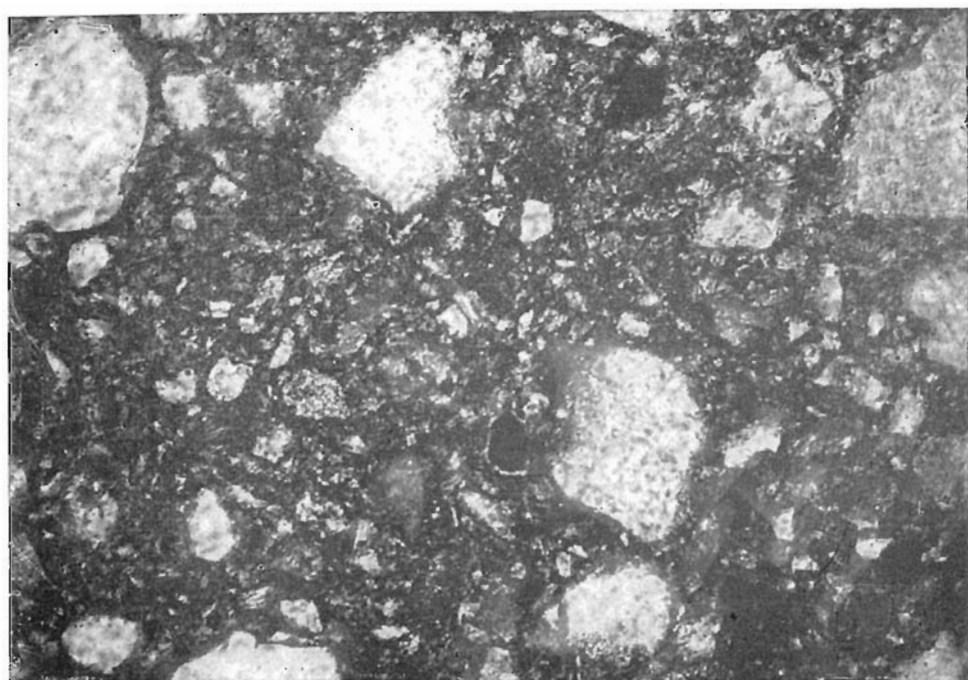
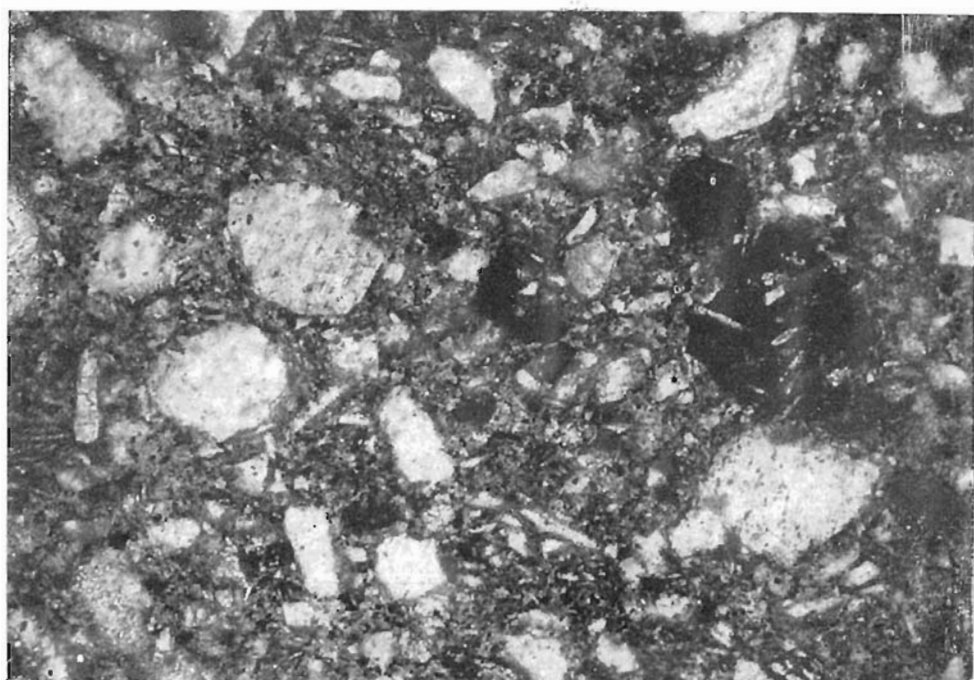


Фото 7, 8. Несортированный песчано-глинистый алевроит (V типа) с обломками пород, с неслоистой беспорядочной микротекстурой из морских санчуговских отложений нижнетинского разреза. Шлиф. $\times 136$, николь $\perp$, обр. 4/7, 4/11.

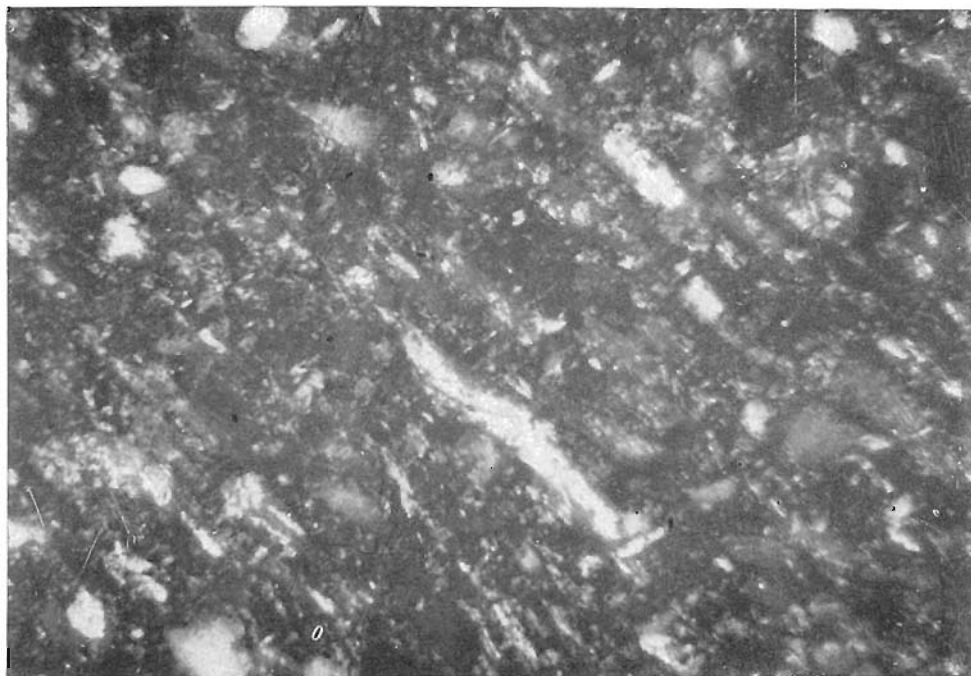


Фото 9. Песчано-глинистый алеврит с пропластками и линзами ориентированных агрегатов монтмориллонитовой глины. Морские санчуговские отложения Селякина мыса. Шлиф. $\times 340$, николь $+$, обр. 20/18.

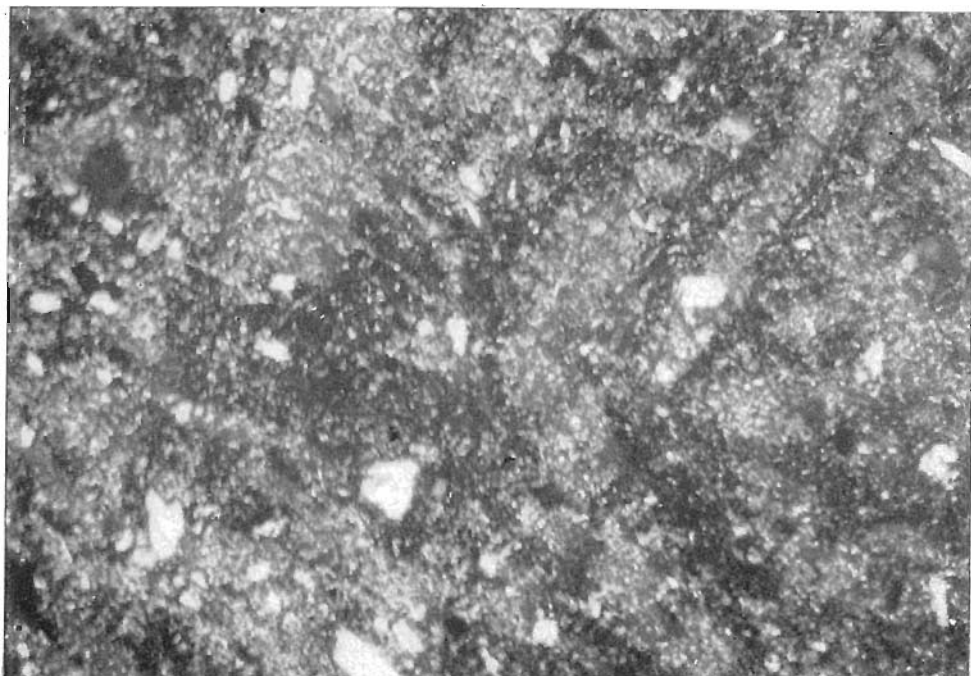


Фото 10. Песчано-алевритовая монтмориллонитовая глина пятнисто-ориентированной микротекстуры. Морские санчуговские отложения Селякина мыса. Шлиф. $\times 340$, николь $+$, обр. 21/6.



Фото 11. Ленточно-слоистая пачка в кровле санчуговских отложений Ладыгина яра (обр. 10, выс. 20—22 м), темное пятно — место взятия образца.

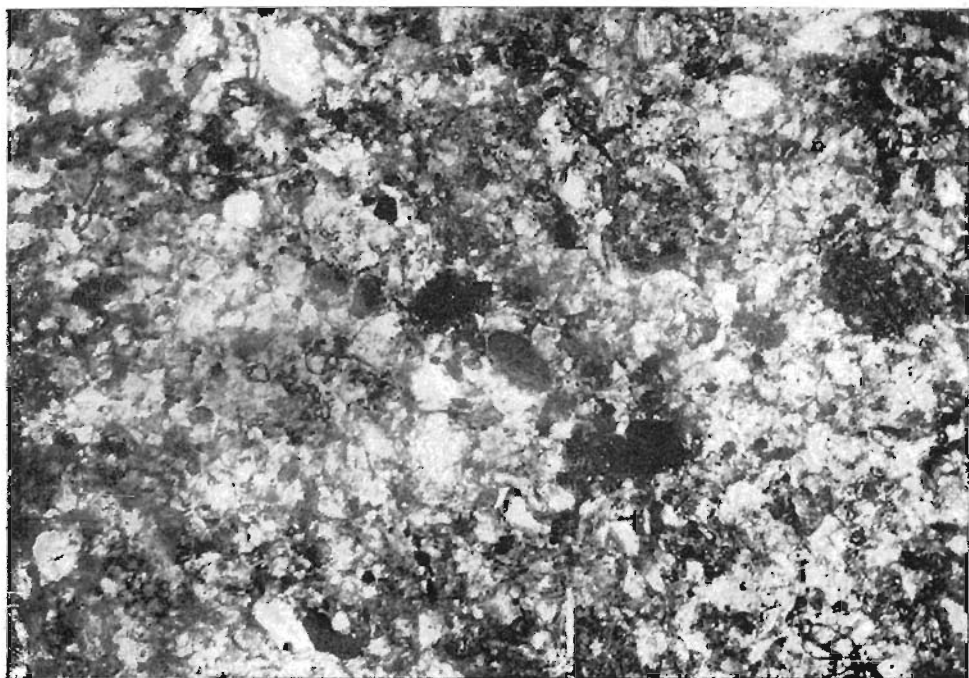


Фото 12. Топкопесчаный прослой с новообразованиями пирита ленточно-слоистой пачки морских санчуговских отложений у зим. Пустое. Шлиф. $\times 136$, николь $\perp$, обр. 88а.

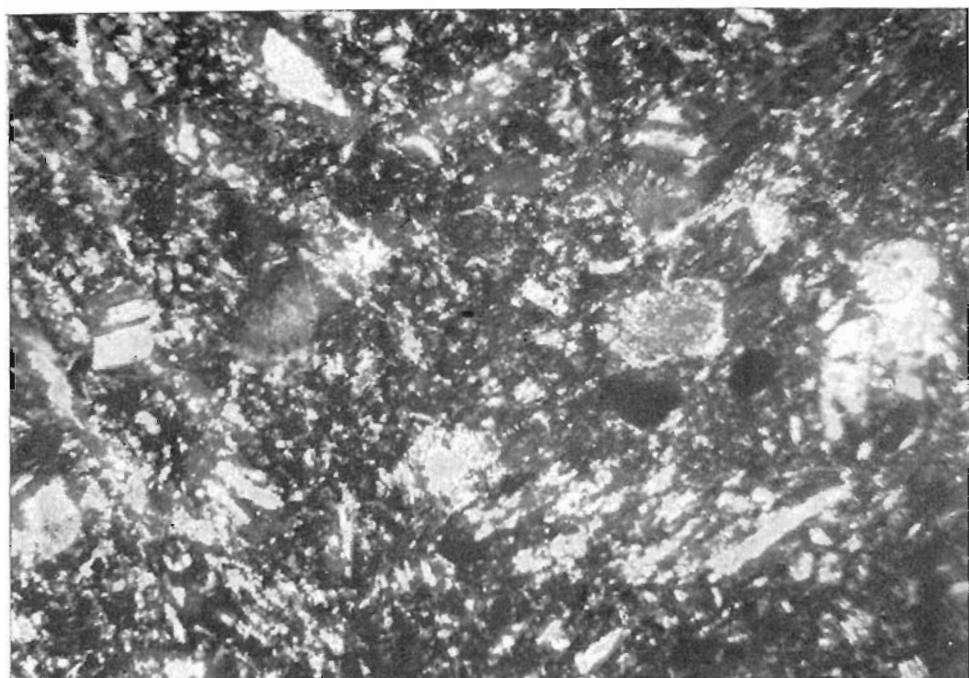


Фото 13. Алевроито-глинистый прослой с чешуйками ориентированной гидрослюды ленточно-слоистой пачки морских санчуговских отложений у зим. Пустое. Шлиф. $\times 340$, николи +, обр. 90а.



Фото 14. Тонкая горизонтально-волнистая слоистость песков над никитинским галечником (обн. 5, высота 76—80 м).

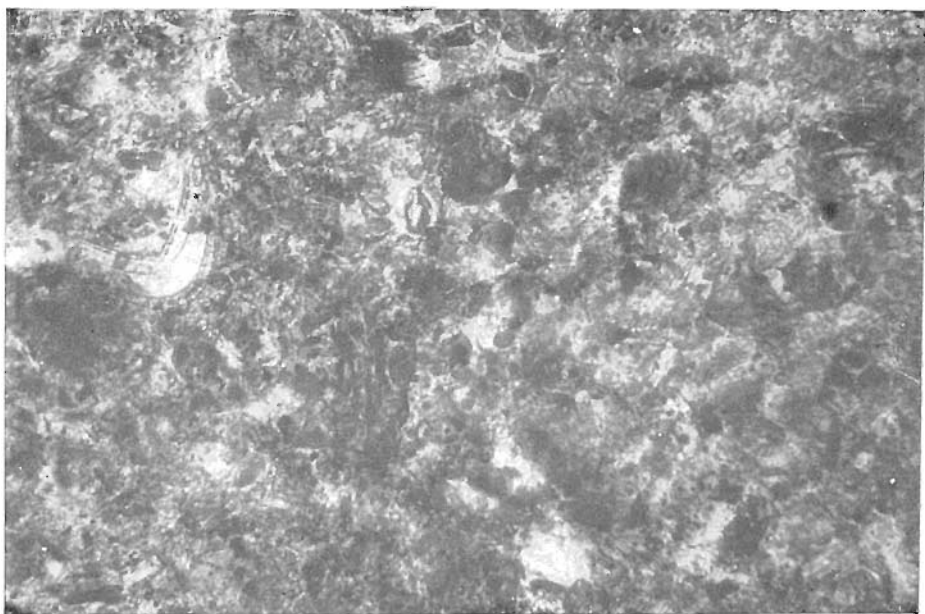


Фото 15. Алевроит с растительными остатками, диатомовыми водорослями. Шлиф. $\times 340$, николь $\perp$, обр. 3/19 пойменных фаций каргинского аллювия на р. Малая Хета.

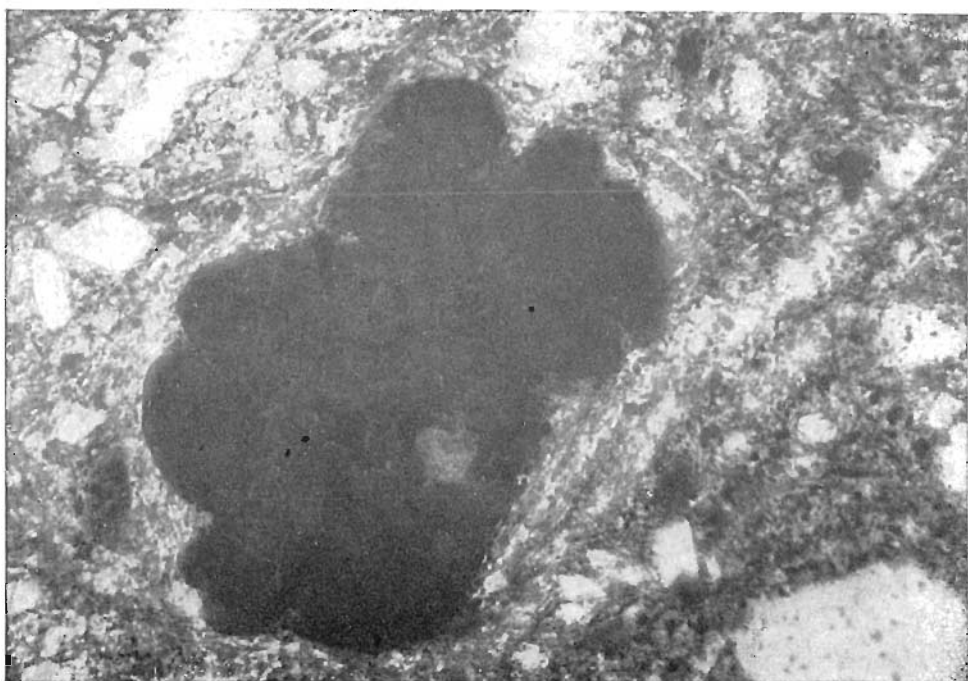


Фото 16. Зерно глауконита в санчуговском алевроите. Шлиф. $\times 340$, николь $\perp$, обр. 17/9 из коллекции О. В. Суздальского.



Фото 17. Обломок глауконитового песчаника, переотложенного из меловых пород, в санчуговском алевроите Ладыгина яра. Шлиф. $\times 136$, николь $\perp$, обр. 10/30.

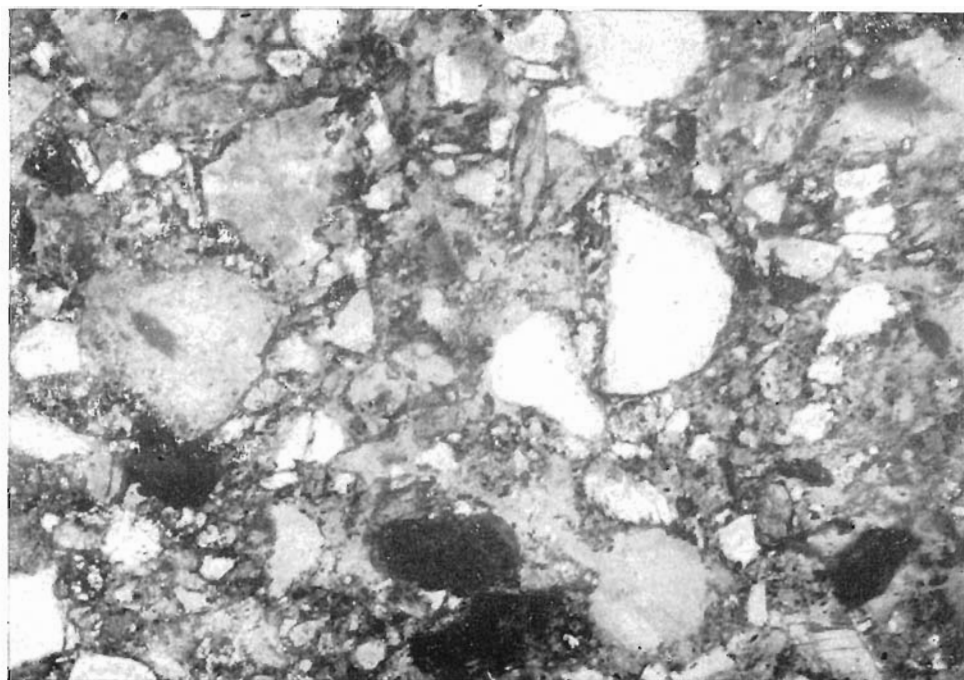


Фото 18. Единичные зерна глауконита (темные пятна) в санчуговском алевроите верхней части разреза у пос. Воронцово. Шлиф. $\times 136$, николь полускрещены, обр. 293.

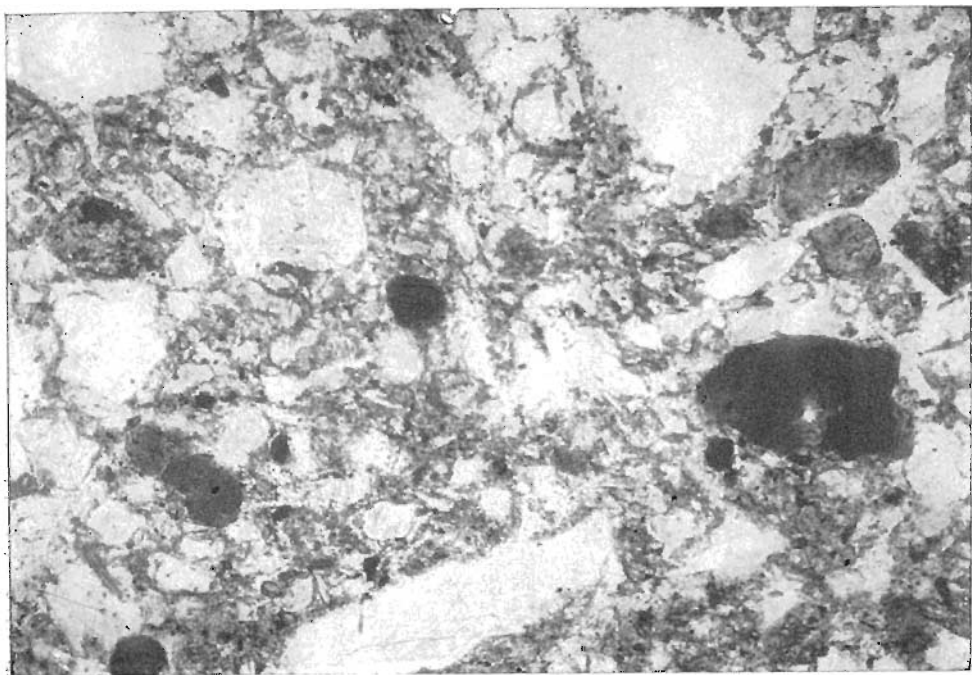


Фото 19. Единичные зерна глауконита в санчуговском алеврите Ладыгина яра.
Шлиф. $\times 136$, николь $\perp$, обр. 10/33.

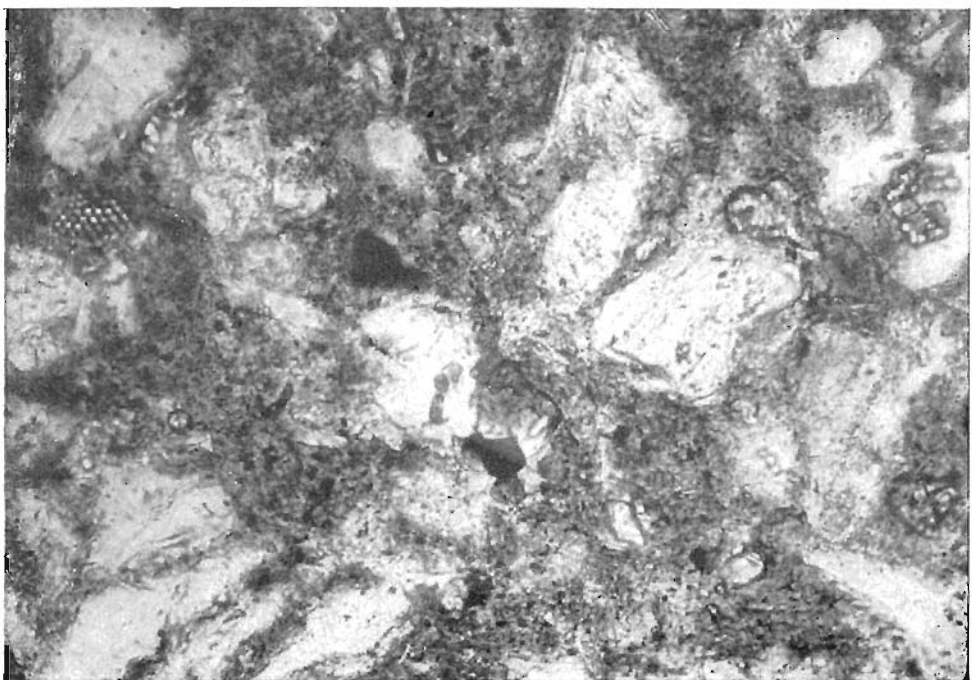


Фото 20. Единичные зерна карбонатов, обрывки диатомей в санчуговских левритах
у зим. Пустое. Шлиф. $\times 340$, николь $\perp$, обр. 51.

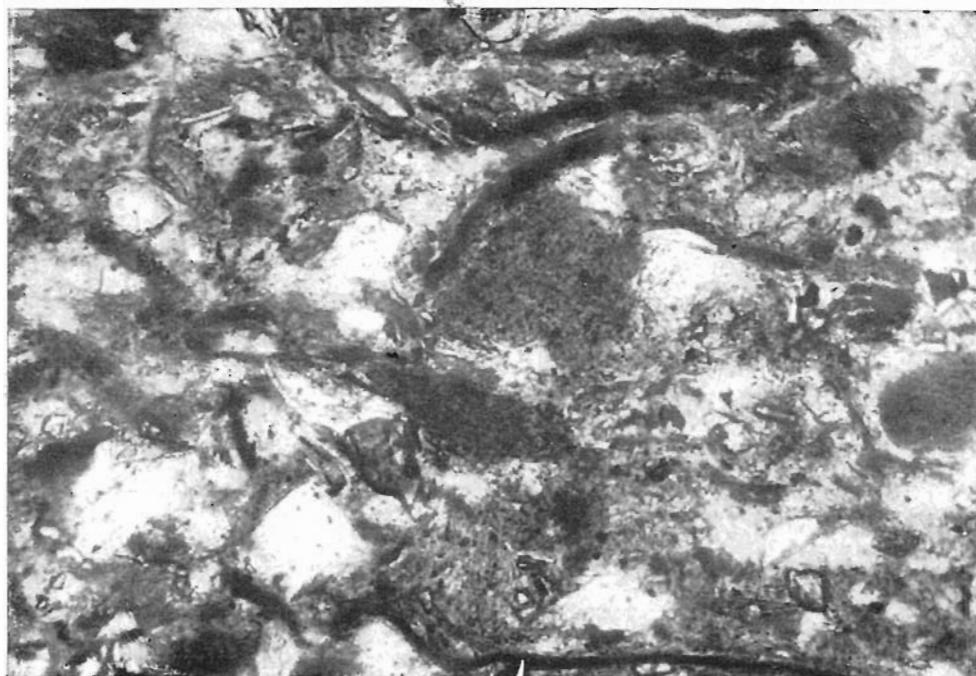


Фото 21. Рассеянные неправильные мелкие зерна карбонатов в пресноводном алевро-те селякинской пачки у пос. Караул. Шлиф. $\times 340$, николь $\perp$, обр. 14/21.

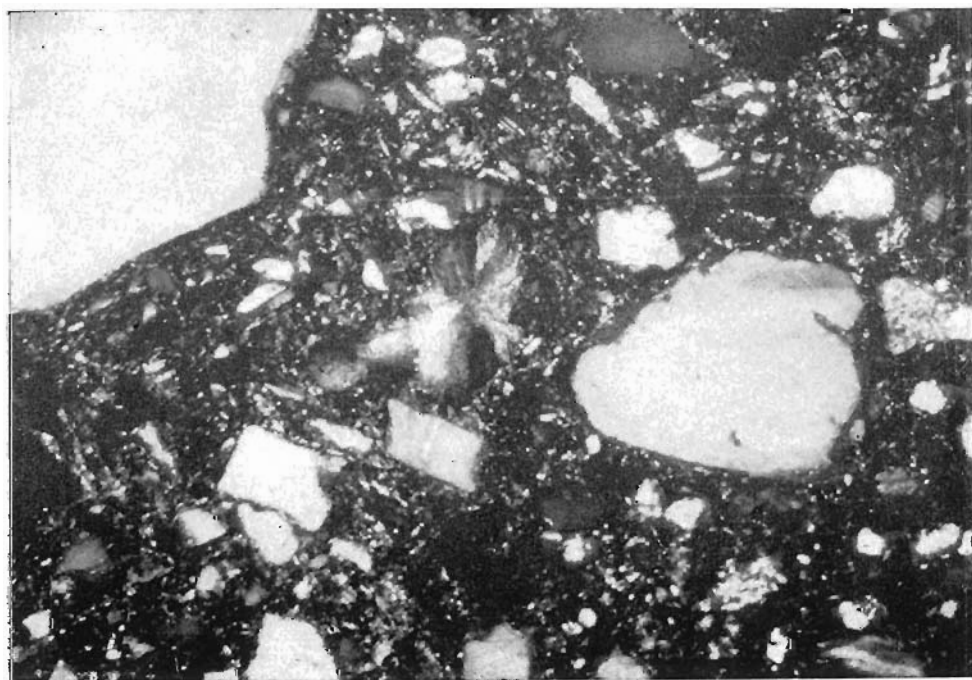


Фото 22. Сферолиты сидерита в морских санчуговских алевролитах Селякпина мыса. Шлиф. $\times 136$, николь $+$, обр. 21/7.

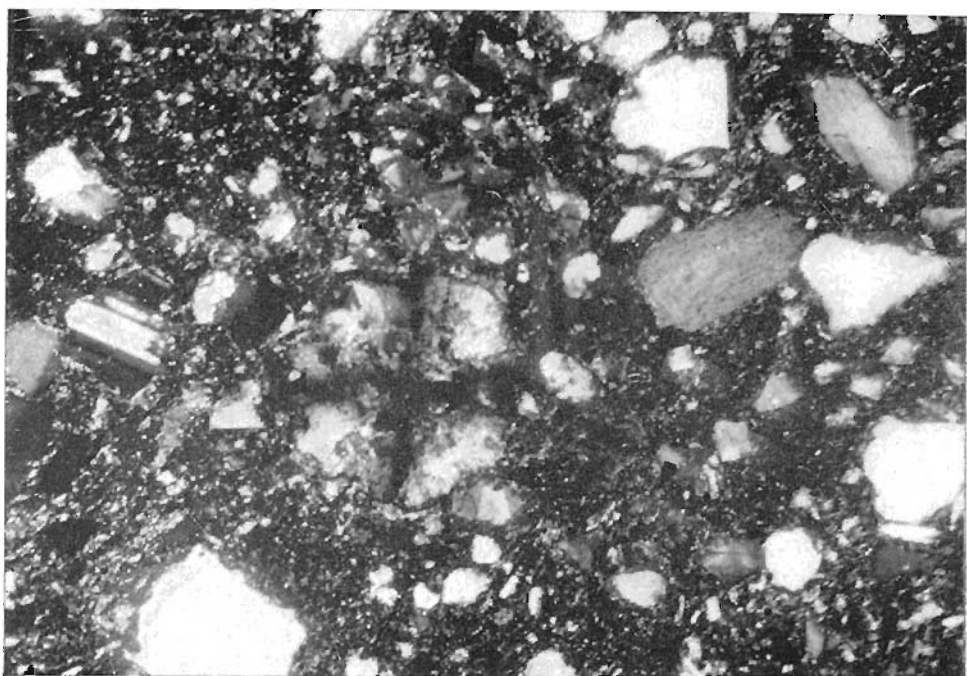


Фото. 23. Сферолиты сидерита в санчуговских алевритах Ладыгина яра. Шлиф. $\times 136$,
пиколь $\perp$, обр. 10/26.

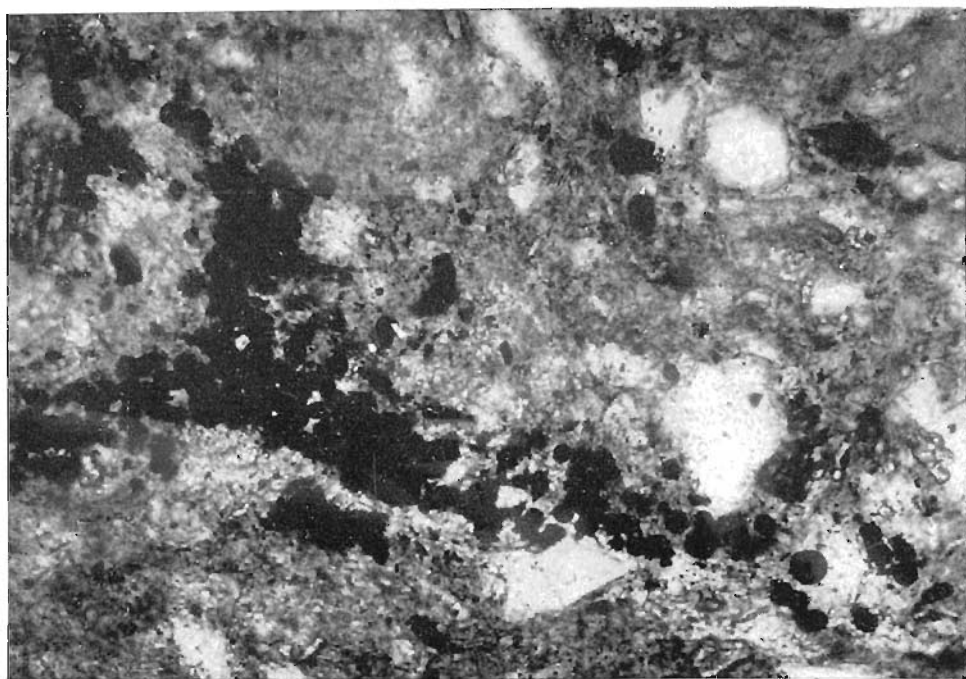


Фото 24. Новообразования пирита в современных осадках Карского моря, южнее
островов Кирова (станция 3). Шлиф. $\times 340$, пиколь $\perp$, обр. 3/26.

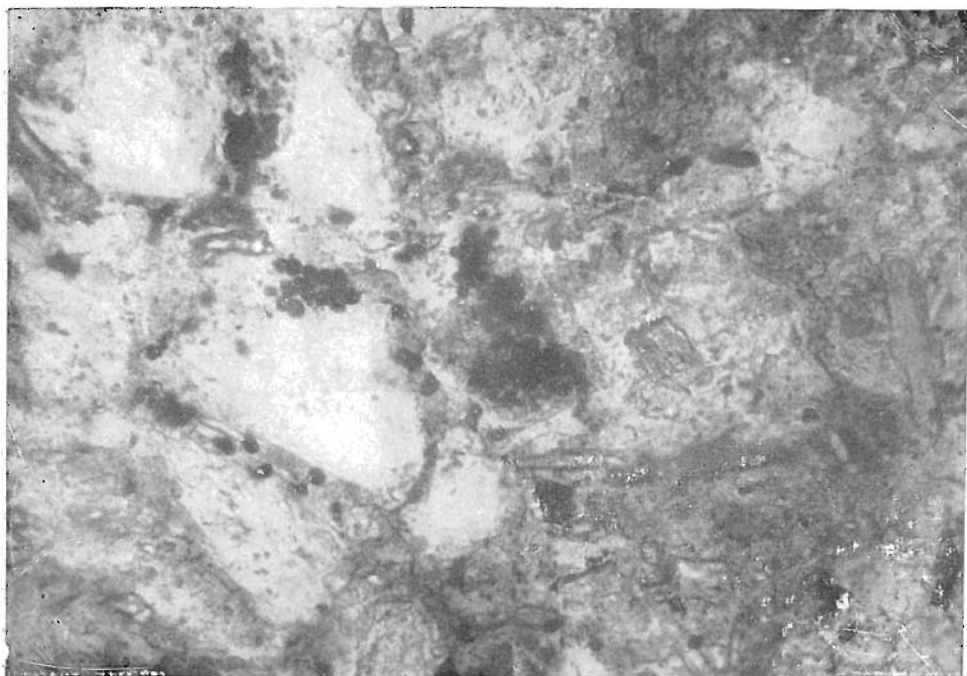


Фото 25. Погообразование пирита в сандуговских лепточно-слистистых алевроитах у зим. Пустое. Шлиф. $\times 340$, николь $\perp$, обр. 87.

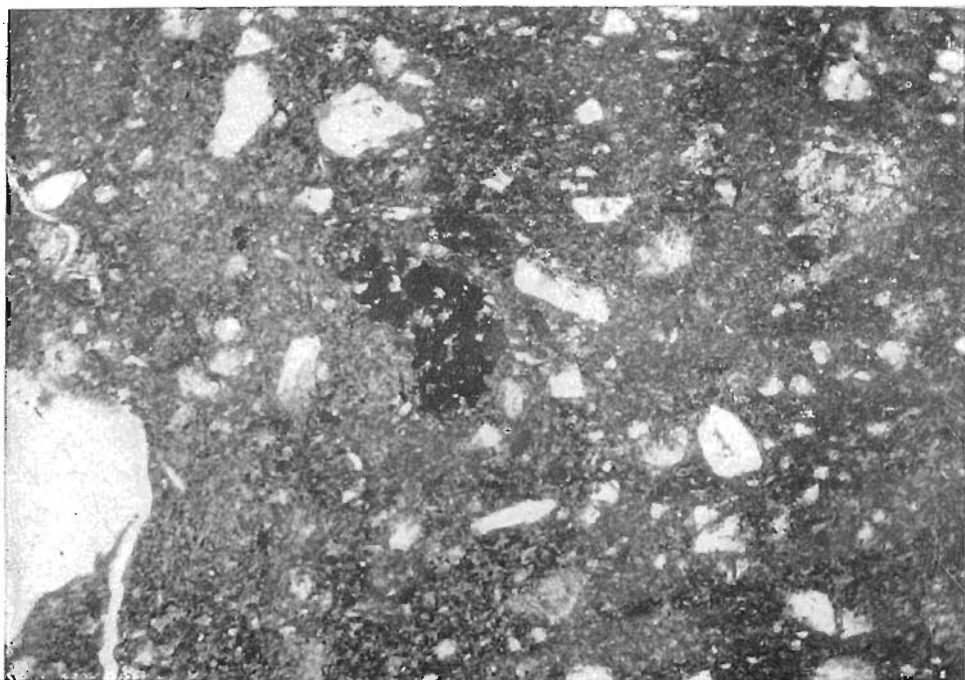


Фото 26. Погообразование пирита в сандуговских алевроитистых глинах. Шлиф. $\times 136$, николь $\perp$, обр. 20/10.



Фото 27. Пиритовая конкреция в санчуговских алевроитах Ладыгина яра. Шлиф. $\times 136$,
 николь $\perp$, обр. 10/27.

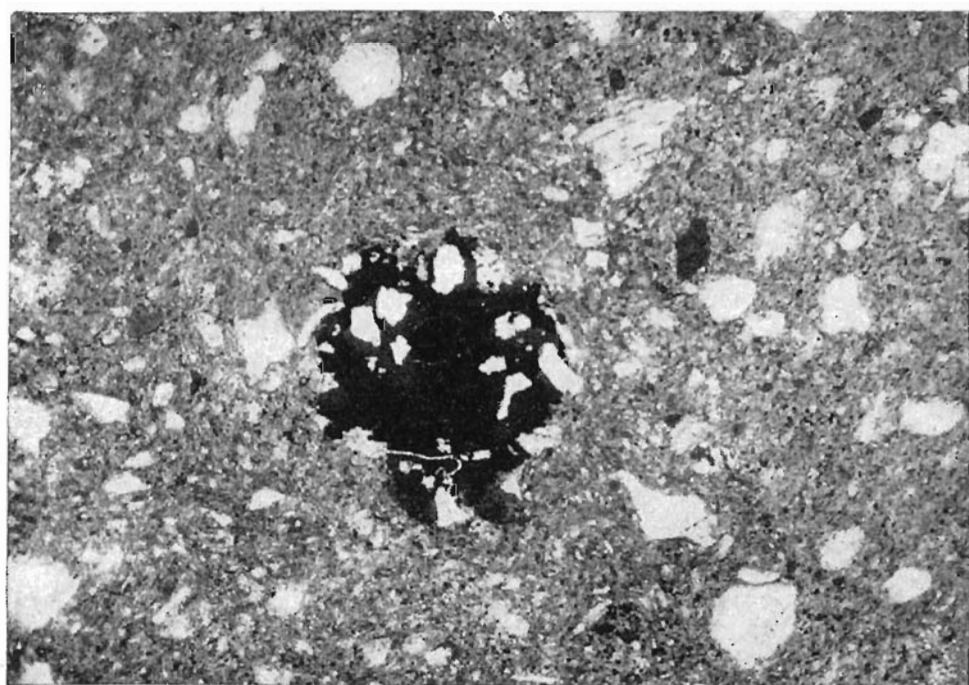


Фото 28. Пиритовая конкреция в морских санчуговских алевроитах у Селякина мыса.
 Шлиф. $\times 136$, николь $\perp$, обр. 10/14.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Развитие представлений о генезисе четвертичных отложений севера Сибири	7
Глава II. Методы исследования	12
Глава III. Литолого-фациальная характеристика отложений	18
Нижне-среднечетвертичные (досамаровские) отложения	19
Среднечетвертичные отложения	21
Самаровские слои	—
Мессовские слои	23
Селякинская пачка	26
Верхнечетвертичные отложения	32
Санчуговские слои	—
Казанцевские слои	60
Зырянские, каргинские, сартанские слои	65
Глава IV. Вещественный состав отложений	68
Терригенные компоненты	68
Грубообломочный материал, гравийно-песчано-алевритовая составляющая пород, терригенно-минералогические ассоциации	68
Переотложенный глауконит	72
Переотложенный органогенный кремнезем	73
Глинистые минералы	74
Аутигенные компоненты пород	77
Глава V. Некоторые геохимические показатели условий осадконакопления	90
Глава VI. Донные осадки Карского моря	102
Глава VII. О происхождении валунсодержащих алевритов санчуговских отложений	104
Заключение	108
Литература	110
Приложение	116

Светлана Семеновна Сухорукова

**ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА**

Ответственный редактор
Станислав Анатольевич Архипов

Редактор *Л. И. Замулло*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Новиков*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Г. И. Краецова, Р. К. Червова*

Сдано в набор 7 января 1975 г. Подписано в печать
4 сентября 1975 г. МН 01566. Формат 70×108¹/₁₆. Бума-
га типографская № 2. 7,25 печ. л.+1 печ. л. на мел.
бум., 11,6 усл. печ. л., 11,5 уч.-изд. л. Тираж 850 экз.
Заказ № 403. Цена 1 р. 15 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099.
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Паука». 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.