

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С. М. ЦЕЙТЛИН

**СОПОСТАВЛЕНИЕ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЛЕДНИКОВОЙ  
И ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОН  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ  
(БАССЕЙН НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ)**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

---

Москва 1964

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

S. M. TSEITLIN

COMPARISON  
OF QUATERNARY DEPOSITS  
IN THE GLACIAL  
AND EXTRA-GLACIAL ZONES  
OF CENTRAL SIBERIA

(NIZHNYAYA TUNGUSKA BASIN)

(Transactions, vol. 100)

---

PUBLISHING OFFICE «SCIENCE»

Moskow 1964 r.

С. М. ЦЕЙТЛИН

СОПОСТАВЛЕНИЕ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЛЕДНИКОВОЙ  
И ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОН  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ  
(БАССЕЙН НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ)

*(Труды, вып. 100)*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор).  
*М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*Ю. А. Лаврушин*

---

EDITORIAL BOARD:

Corresp-member of USSR Academy of Sciences *A. V. Peius*  
(chief editor), *M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev.*

Responsible Editor

*Yu. A. Lavrushin*

## ВВЕДЕНИЕ

Метод сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон широко применяется для решения вопросов стратиграфии четвертичных отложений и выяснения палеогеографических условий четвертичного периода. Но известные в настоящее время основные критерии сопоставления отложений указанных зон являются достаточно схематичными и разработаны в основном на материале четвертичной геологии Европы. Однако местные особенности, связанные с геологической историей и географическим положением того или иного региона, вносят существенные коррективы в общую схему развития геологических процессов и природных условий четвертичного периода.

В соответствии с этим использование критериев, применяемых для сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, для каждой из территорий требует учета региональной специфики геологической истории, а также географического положения. Без такого учета невозможно решение целого ряда задач четвертичной геологии, связанных, например, с широкими стратиграфическими корреляциями, реконструкцией палеогеографии четвертичного периода, выяснением особенностей четвертичного осадконакопления и т. д. Оно также важно и для геологической практики, поскольку от этого зависит достоверность геологосъемочных работ и правильность направления поисков полезных ископаемых, содержащихся в четвертичных отложениях.

Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири рассмотрено на примере территории бассейна р. Нижней Тунгуски, западная часть которого в плейстоцене неоднократно покрывалась материковым оледенением. Отсутствие разработанной стратиграфической схемы четвертичных отложений для большей части указанной территории вызвало необходимость создания местных стратиграфических схем для ледниковой зоны и отдельно для внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски, что является основой для проведения сопоставления четвертичных отложений этих двух зон.

С целью проверки правильности представлений о стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна Нижней Тунгуски в четвертичном периоде мы увязали и сопоставили эти данные с результатами исследований других районов Сибирской платформы, для которых разработаны схемы стратиграфии четвертичных отложений — Приангарья, бассейнов Вилюя и Лены, а также и долины Енисея.

В основу настоящей работы положены материалы геолого-геоморфологических исследований, проведенных автором в бассейне Нижней Тунгуски в 1951—1955 и в 1958—1960 гг., а также в Приангарье (1947 и 1949—1950 гг.) и в бассейне средней Лены (1956—1957 гг.).

Наряду с этим автором использованы все необходимые литературные материалы и многочисленные данные геологических организаций Государственного геологического комитета СССР, относящиеся как к территории бассейна Нижней Тунгуски, так и к другим районам Сибирской платформы.

Геологическое изучение четвертичных отложений описываемой части Центральной Сибири началось сравнительно недавно. В 20-х и 30-х годах нашего века в результате исследований Н. Н. Урванцева (на северо-западе Сибирской платформы), С. В. Обручева (по южной и западной части Тунгусского бассейна), Л. М. Шорохова, В. С. Попова, С. Л. Кушева, В. П. Тебенькова, В. В. Ткаченко, О. Л. Эйнора были получены первые представления об основных элементах рельефа, некоторых чертах четвертичных отложений и распространении оледенений на северо-западе Сибирской платформы. В 40-х и 50-х годах в бассейне Нижней Тунгуски проводились широкие геологические исследования коллективами геологов Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), Иркутского геологического управления, бывшего III Геологического управления, Центрального научно-исследовательского горно-разведочного института (бывшего НИГРИЗолото), Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ), Института геологических наук АН СССР. Наиболее существенный вклад в изучение геологии четвертичных отложений этой территории дали работы В. Н. Сакса, С. А. Стрелкова, Я. И. Полькина, М. Н. Благовещенской, А. А. Борушкиной, В. П. Белозерова, Н. В. Дренова, Б. Н. Леонова, Ю. П. Пармузина, Л. Л. Исаевой, И. М. Фердмана, Э. Л. Фишера, М. Н. Кузнецова, А. П. Труфановой, М. М. Одинцова, Г. М. Покровского, М. И. Плотниковой, Н. В. Кинд, С. Н. Соколова, П. П. Середкина, Д. К. Зеgebарта, А. А. Макаровой, С. В. Эпштейна, И. И. Краснова, С. Ф. Козловской, В. Ю. Малиновского.

Хотя на интересующей нас территории проведено значительное количество исследований, отдельные части ее изучены очень неравномерно, что особенно отразилось на различии стратиграфических схем четвертичных отложений по отдельным частям ее бассейна. Указанными обстоятельствами была обусловлена необходимость разработки стратиграфических схем ледниковой и внеледниковой зон бассейна Нижней Тунгуски, целенаправленное сопоставление их и увязка со стратиграфическими схемами четвертичных отложений сопредельных территорий Сибирской платформы.

При выполнении настоящей работы автор пользовался ценными консультациями и постоянным содействием докторов геолого-минералогических наук В. И. Громова и К. В. Никифоровой, которым автор приносит свою глубокую благодарность. Автор очень признателен также кандидату геолого-минералогических наук Э. И. Равскому, чей интерес и внимание к этой работе, советы и замечания оказали автору очень большую помощь.

## Глава I

### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРОГРАФИИ И ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ

Территория бассейна Нижней Тунгуски охватывает значительную площадь, простирающуюся более чем на 1000 км с севера на юг и с запада на восток. Внутри этой территории располагаются разнообразные орографические зоны, пространственное положение которых тесно связано с геолого-структурной обстановкой и литологией дочетвертичных образований.

Почти весь бассейн Нижней Тунгуски располагается в пределах Тунгусской синеклизы; только самые верховья и приустьевая часть реки прорезают области зоны непских линейных складок и енисейской складчатой полосы. Тунгусская синеклиза является сложно построенной структурной единицей, в которой выделяется ряд крупных структур.

Различия в структурной обстановке подчеркиваются еще и особенностями литологии дочетвертичных образований. Северо-западная часть территории занята полем лав и туфолов, распространенных в бассейнах правых притоков Нижней Тунгуски (Кочечумо, Ямбукан, Виви, Тутончана, Ерачимо, Северная и др.), а на юго-востоке, в бассейне левых притоков верхнего и среднего течения Нижней Тунгуски, располагается область, сложенная осадочными и пирокластическими породами. Этим объясняется различие орографических зон и обусловлено убывание высот в этом районе в направлении с северо-запада на юго-восток.

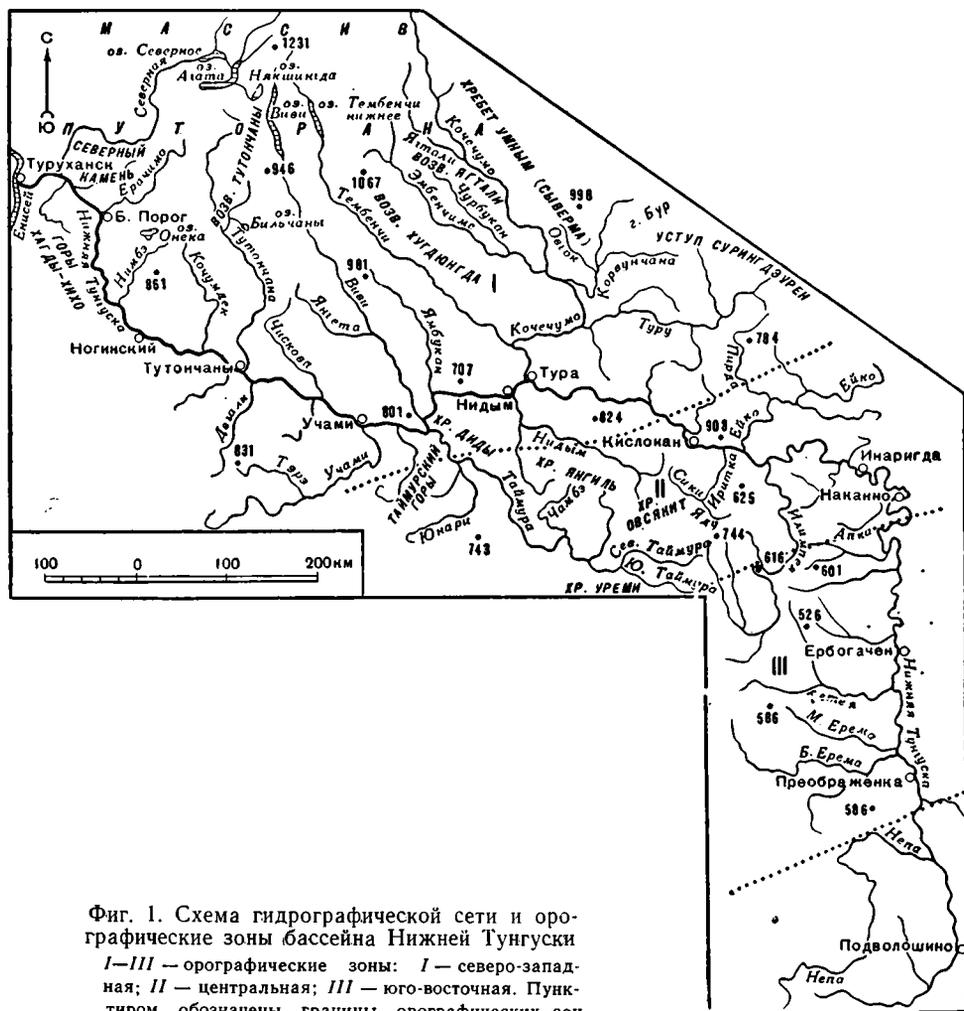
В общем виде в бассейне Нижней Тунгуски можно выделить три крупные орографические зоны: северо-западную, центральную и юго-восточную (фиг. 1).

Северо-западная зона, границы которой совпадают в основном с полем сплошного развития лав и туфолов, охватывает почти половину территории бассейна Нижней Тунгуски. В ее пределах располагаются массив Путорана, возвышенность Ягтали, «хребет»<sup>1</sup> Умным, горы Вивинские, Таймурские, Хагды-Хихо, уступ Сурингдэурен, Северный Камень и т. д.

Для северо-западной зоны характерны платообразные междуречья и узкие, глубоко врезанные долины со ступенчатыми склонами. Южная и юго-восточная части этой области, близ долины Нижней Тунгуски и в низовьях ее крупных притоков — Кочечумо, Виви, Тембенчи, Нидыма, Таймуры и др., — сильнее расчленены и характеризуются более узкими междуречьями.

<sup>1</sup> Местное название платообразных, несколько повышенных междуречий, обычно не превышающих высот низкогорий.

Высоты междуречий этой зоны убывают в направлении на юг и юго-восток. В массиве Путорана находятся высшие точки бассейна Нижней Тунгуски, превышающие 1100 м (на междуречье истоков бассейна Тембенчи располагается наивысшая точка бассейна Нижней Тунгуски — 1231 м). Средние же высоты массива Путорана составляют 800—1000 м. К югу и юго-востоку высоты постепенно снижаются и составляют в среднем 550—600 м, как это имеет место на междуречьях Туру — Нижняя Тунгуска, Нижняя Тунгуска — Нидым, в бассейне р. Кочумдэк и т. д.



На периферии зоны имеются отдельные возвышенности и горы, высоты которых значительно превосходят средние отметки. Так, горы в бассейне Нимдэ (правый приток Нижней Тунгуски) достигают высоты 800 м; Таймурские горы в низовьях р. Таймуры и Вивинские горы в низовьях р. Виви превышают 800 м, гора Дегигли-Янгкан на Нидым — Нижне-Тунгусском междуречье имеет высоту 824 м. Тем не менее общее снижение высот к периферии северо-западной зоны выявляется очень четко.

Относительные превышения высот междуречий над днищами долин здесь самые большие по сравнению с другими зонами бассейна Нижней

Тунгуски. В массиве Путорана эти превышения составляют 800—1000 м, но южнее и юго-восточнее — обычно не более 500—600 м.

Внутри зоны имеются участки понижений типа котловин; некоторые из них целиком заняты озерами, другие — серией мелких озер. Днища таких понижений обычно лежат на 300—400 м ниже уровня междуречий (котловины в верховьях притоков Кочечумо — Туру и Корвунчаны). В пределах массива Путорана днища озерных ванн лежат почти на 950 м ниже окружающих водоразделов. Они располагаются в удлиненных понижениях, имеющих юго-восточное или субширотное простирание. Образование их было обусловлено, видимо, тектоникой. Восточнее котловины расположены в месте выходов легко разрушающихся пород продуктивной толщи перми среди поля лав и туфолоав.

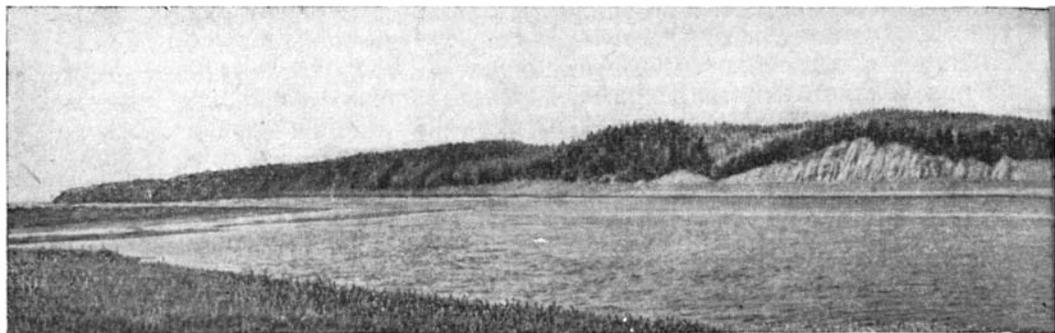
Центральная орографическая зона располагается в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски (реки Ейко, Иритка, нижнее и среднее течение Илимпеи, Таймуры и др.). Для нее типичен ландшафт столово-останцовых гор и грядовых возвышенностей, разделенных обширными низинами (фиг. 2). Плосковерхие столово-останцовые массивы представляют собой как бы участки того же плоскогорья северо-западной зоны, но отчлененные от этой последней. Столовых останцов больше близ границы северо-западной зоны, а по мере удаления от нее останцовые массивы встречаются реже и размеры их меньше. Таковы останцовые массивы Ланихэн (887 м), Янгиль (885 м), массив правобережья Нижней Тунгуски против устья Иритки (903 м) и др.

Островерхие грядовые возвышенности также типичны для этой зоны. Они протягиваются иногда на десятки километров, как это имеет место на Нидым-Таймурском междуречье, в бассейне низовьев Иритки и т. д. Высоты гряд обычно не превышают 650 м.

Долины рек этой зоны отличаются значительной шириной. Весьма типично четковидное строение долин — чередование суженных и расширенных участков. Относительные превышения водоразделов над днищами долин обычно не более 400—500 м, а в среднем составляют около 300—400 м.

Юго-восточная орографическая зона располагается в бассейне верхнего и частично среднего течения Илимпеи, Тетеи, Большой и Малой Еремы. Эта зона представляет собой холмистую равнину, над которой кое-где поднимаются куполовидные возвышенности и гряды. Последние в плане имеют самые разнообразные очертания — прямолинейные, кольцевые, изогнутые. Куполовидные возвышенности и гряды образованы выходами стойких пород — долеритов. Основная же часть площади этой зоны, сложенная породами тунгусского комплекса перми и триаса, а также юрскими породами, имеет мягкие очертания с отдельными невысокими всхолмлениями. Для долин этой зоны характерны пологие склоны и широкие днища. Высоты междуречий здесь еще ниже, чем в первых двух зонах. Навысшая точка — гора Чумтырэ (в излучине среднего течения Илимпеи) — имеет высоту 616 м, а средние высоты водоразделов составляют 350—450 м. Невелики и относительные превышения — не более 150—250 м.

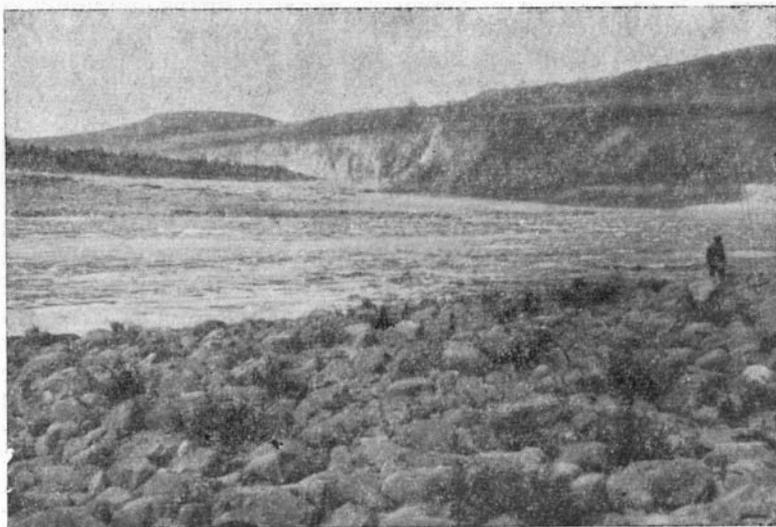
Главная водная артерия описываемой территории — Нижняя Тунгуска — принадлежит к числу крупнейших рек Советского Союза. Площадь ее бассейна 485 000 км<sup>2</sup>, длина 2531 км. Истоки Нижней Тунгуски находятся на Ангаро-Ленском междуречье, примерно у 58° с. ш., а устье располагается несколько южнее северного полярного круга. В верховьях на протяжении почти 1000 км река течет меридионально на север, а далее — в западном и северо-западном направлениях. До устья Нижнего Кочечумо (правый приток Нижней Тунгуски в ее среднем течении) Нижняя Тунгуска протекает в широкой пологой



Фиг. 2. Долина Нижней Тунгуски в среднем те

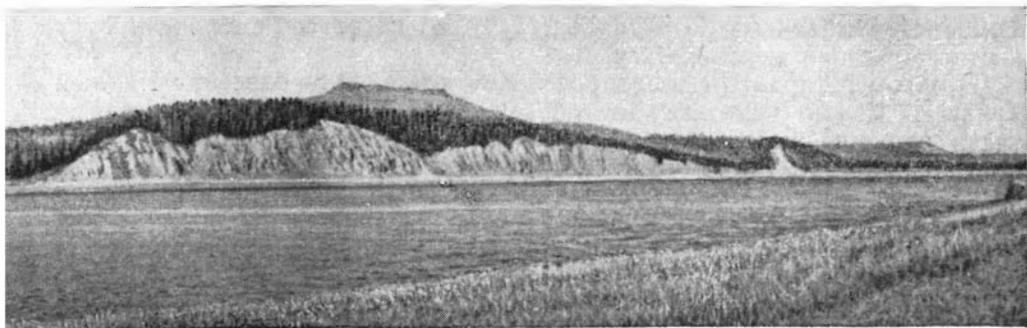
долине, днище которой местами имеет ширину 8—10 км. Течение на этом участке сравнительно спокойно, отсутствуют пороги и крупные перекаты. Глубина реки небольшая — редко превышает 2—3 м; русло изобилует мелями.

Ниже устья Нижнего Кочечумо долина реки суживается, течение становится быстрым, в русле реки появляются пороги и крутые перекаты (фиг. 3). Притоки, впадающие в Нижнюю Тунгуску на этом участке, в своем нижнем течении также изобилуют перекатами и порогами (фиг. 4). Подобный характер долины и течения реки сохраняется почти до устья; только в некоторых местах, главным образом при впадении крупных притоков, долина реки расширяется, в русле появляются острова. В нижнем участке русла реки встречаются крупные



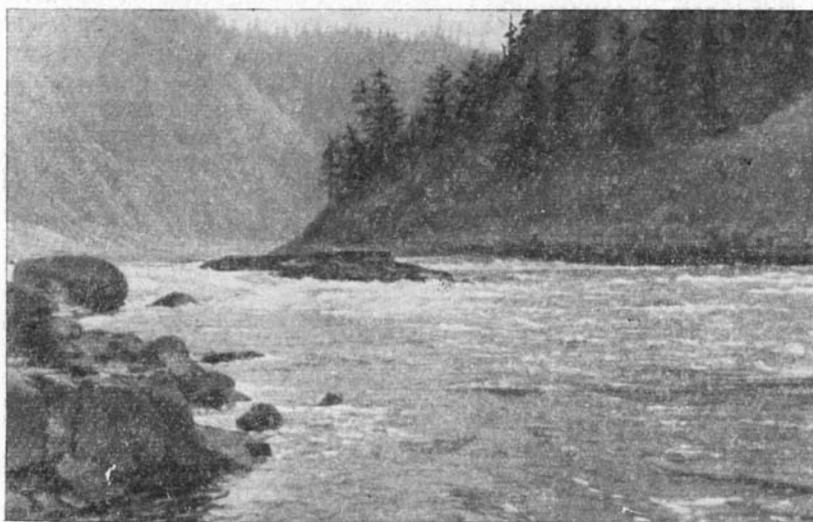
Фиг. 3. Порог Большой на Нижней Тунгуске

западины — омуты, достигающие иногда больших глубин. Такие западины, носящие местное название «улово» (местонахождения уловов и их глубина даны по С. С. Лапину, 1956 г.), встречены в 6 км выше устья у скалы Дурной мыс (около 100 м глубины), в 15 км от устья у скалы Другой камень (32 м глубины), в 107 км от устья у скалы Щеки (35 м глубины) и в 405 км от устья у скалы Уловный камень



чении (вид правобережья реки у устья Иритки)

(60 м глубины). С. С. Лапин (1956) предполагает, что образование уловов обусловлено сменой коренных пород мощной толщей рыхлых наносов, в частности, в местах пересечения Нижней Тунгусской погребенных долин. Мы наблюдали улово глубиной свыше 40 м в низовье р. Виви; там оно образовано внутри небольшой кольцевой дайки, которую пересекает река. Поэтому, не исключая возможности образования уловов при пересечении реками погребенных долин, надо полагать, что они могут возникать и в однородных породах при условии создания такой гидродинамики потока, когда образуется круговое, завихренное движение воды, что связано обычно с изгибами русла. Средние глубины русла Нижней Тунгуски в межень в нижнем и среднем течении составляют 3—5 м.



Фиг. 4. Река Таймура в нижнем ущелье (40—46 км выше устья)

В Нижнюю Тунгуску впадают сотни больших и малых притоков. Наиболее крупными из них являются Ейка, Кочечумо, Ямбукан, Виви, Тутончана, Кочумдэк, Ерачимо (Герасимова), Северная, впадающие справа, и Непа, Большая Ерема, Илимпея, Иритка, Нидым, Таймура, Учами, Летняя, впадающие слева.

Наиболее значительный из притоков — Кочечумо, имеющий длину свыше 700 км. Он, в свою очередь, принимает ряд крупных притоков —

Тембенчи, Эмбенчимэ, Корвунчана, Туру, из которых Тембенчи и Туру достигают длины почти 500 км.

В целом в характере и распределении речной сети бассейна Нижней Тунгуски можно отметить ряд особенностей. Во-первых, бросается в глаза приуроченность течений рек к определенным направлениям. Для запада территории — это северо-западное и юго-восточное, для востока — наряду с этим субмеридиональное, субширотное и юго-западное. Четко заметна сопряженность направлений различных рек; так к единой линии юго-восточного простираения приурочены долины и течения Виви, Таймуры и заключенного между ними отрезка Нижней Тунгуски; к линии этого же направления привязаны среднее и нижнее течения Нидыма и рек, составляющих Иритку — Сики и Яду. Такие примеры можно было бы умножить. Во-вторых, наблюдается асимметричность бассейна Нижней Тунгуски. В бассейне верхнего течения ее почти все притоки впадают слева. Наоборот, в бассейне нижнего и частично среднего течения — основные притоки впадают справа. Подобное явление хорошо согласуется с особенностями геологического строения и геолого-структурной обстановкой и отвечает направлению господствующих в этом районе уклонов. В-третьих, на характер течений рек и разработанность их долин оказывает значительное влияние литология размываемых ими пород. Так, большинство рек в области развития лав, интрузий и даек долеритов имеет оживленное течение, изобилующее порогами, перекатами, быстринами. В пределах развития осадочных и туфогенных пород течение рек хотя и оживленное, но более спокойное. В-четвертых, своеобразен гидрологический режим рек. Наряду с весенним паводком, являющимся наибольшим, выпадение основной массы осадков в летний период и оттаивание деятельного слоя мерзлоты обуславливает прохождение еще одного-двух летних паводков. Показательно нарастание величины весенних паводков на Нижней Тунгуске — с 6—8 м в верхнем, до 14—16 м в среднем и 25—30 м в нижнем течении. В отдельные годы отмечаются весьма высокие паводки. Так, в 1959 г. весенний паводок в нижнем течении Нижней Тунгуски (пос. Ногинский) достиг отметки 37 м над межениным уровнем. Полые воды этого паводка оставили на террасе высотой 30 м слой иловатого материала мощностью 0,2 м.

## Глава II

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Четвертичные отложения бассейна Нижней Тунгуски, сформировавшиеся на коренном субстрате дочетвертичных образований, ассимилировали в своем вещественном составе разнообразный комплекс дочетвертичных пород и минералов.

В связи с этим целесообразно основному содержанию работы предпослать, хотя бы в самом общем виде, основные сведения о стратиграфии, литологии и пространственном размещении дочетвертичных образований на территории бассейна Нижней Тунгуски, а также данные о главных чертах его тектонического строения.

#### *Синий и палеозой*

Наиболее древние допалеозойские и кембрийские породы выходят на поверхность только в приустьевой части бассейна Нижней Тунгуски (Приенисейская складчатая зона и Летнинская антиклиналь) и в бассейне ее самого верхнего течения (Ангаро-Ленский нижнепалеозойский прогиб).

Допалеозойские породы (синий) распространены только в узкой полосе Приенисейской складчатой зоны, протягивавшейся почти меридионально вдоль правого берега Енисея. Нижняя Тунгуска пересекает эту зону на протяжении 60 км. По Г. И. Кириченко (1955) общая мощность синийских отложений достигает примерно 5100 м. Слагаются они преимущественно морскими карбонатными породами (водорослевые известняки и доломиты); только низы разреза представлены морскими терригенными образованиями (кварциты, кварцевые песчаники и кварцево-глинистые сланцы).

Породы кембрия в бассейне Нижней Тунгуски, как указывалось, выходят в той же Приенисейской складчатой зоне, а также в ядре и на крыльях Летнинской антиклинали и в области Ангаро-Ленского нижнепалеозойского прогиба. В нижнем течении Нижней Тунгуски кембрийские образования представлены серыми и красноватыми доломитами, а в верхнем — красноцветной толщей песчаников, аргиллитов, мергелей и известняков.

Породы ордовика распространены несколько меньше, чем кембрийские отложения. Они встречены в пределах тех же структур и в районах бассейна Нижней Тунгуски, что и породы кембрия. Ордовикские отложения представлены пестроцветными доломитами, аргиллитами, метаморфическими известняками, песчаниками, алевrolитами, мергеля-

ми, причем преобладают карбонатные породы. Местами в них встречаются маломощные прослои конгломератов, состоящих из плоских галек доломитов, песчаников, кварца, кремния.

Распространение силурийских отложений еще более ограничено. Они встречены в восточной части полосы Приенисейской складчатой зоны, в Летнинской антиклинальной структуре, а также выходят на поверхность и среди поля развития пород тунгусской серии в отдельных куполах брахиантиклинального типа в долине Нижней Тунгуски у устья ручья Анакит, в верховьях Учами, Юнари (левый приток Таймуры), в средних течениях Иритки и Ейки. Силурийские отложения представлены серыми известняками (иногда гипсоносными), мергелями, аргиллитами.

Породы девона встречены только в отдельных изолированных выходах в юго-западной части бассейна Нижней Тунгуски — в верховьях бассейна Учами и в районе Анакитской антиклинали. В составе толщи девона преобладают аргиллиты, алевролиты, мергели, известняки, песчаники.

Как синийские породы, так и указанный выше комплекс пород палеозоя в обломочном материале четвертичных отложений встречаются обычно только в области развития этих пород. Можно говорить об участии в четвертичных отложениях обломков синийских и нижнепалеозойских пород в районе приустьевого течения Нижней Тунгуски (в полосе Приенисейской складчатой зоны), где, например, обильно насыщены карбонатным (известняки, доломиты) материалом гляциальные и в меньшей степени аллювиальные осадки. В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски галька и щебень пород кембрия и ордовика не только доминируют в четвертичных отложениях в области распространения этих пород, но и транспортируются Нижней Тунгуской вниз по течению, встречаясь в аллювиальных толщах четвертичных отложений вплоть до района пос. Наканно. Участие пород силура и девона в четвертичных образованиях ничтожно и практически не распространяется далее площади их выходов.

Терригенные отложения синия, кембрия, ордовика, силура и девона характеризуются значительным сходством минералогического состава. Они состоят преимущественно из кварца; в незначительном количестве присутствуют полевой шпат, слюды. В тяжелой фракции дробленых проб из этих отложений отмечается высокое содержание граната, рутила, циркона, хромита, лейкоксена, турмалина, т. е. минералов, устойчивых к выветриванию. Такие же характерные для четвертичных отложений описываемой территории минералы как ильменит, моноклинный пироксен и магнетит в тяжелой фракции протолокчек указанных осадков содержатся в сравнительно небольших количествах.

На большей части территории бассейна Нижней Тунгуски распространены отложения так называемого тунгусского комплекса, выполняющие, по существу, всю область обширной Тунгусской синеклизы. Породы тунгусского комплекса представлены самыми разнообразными образованиями: осадочными, пирокластическими, магматическими. Наиболее древние из них — континентальные осадки карбона и перми — занимают значительные площади в южной и западной части бассейна Нижней Тунгуски. Они представлены различными песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинистыми и углистыми сланцами, конгломератами и прослоями угля и графита. Присутствие значительного количества линз и прослоев угля, встречающихся по всему разрезу, обусловило объединение этой части образований тунгусского комплекса единым наименованием продуктивной толщи. Последняя характеризуется сильной фациальной изменчивостью, отсутствием маркирующих горизонтов, что при значительной разобщенности ее обнажений не по-

звolyет произвести расчленение толщи по литологическим признакам. Однако, по данным изучения ископаемой флоры, в этой толще (в пределах бассейна Нижней Тунгуски, в западной его части) выделяется ряд разновозрастных свит: катская ( $C_2 + C_3$ ), бургу克林ская ( $P_1$ ), пелятнинская ( $P_2$ ) и дегалинская ( $P_2$ ). Их аналогами в восточной части Тунгусского бассейна (в верхнем течении Нижней Тунгуски) являются еремнинская ( $C_3 + P_1$ ), джелиндуконская ( $P_1$ ), стрелкинская ( $P_2$ ), инаригдинская ( $P_2$ ) свиты (Рассказова, 1958).

В составе обломочного материала четвертичных отложений породы продуктивной толщи играют заметную роль, особенно в долине Нижней Тунгуски и в бассейнах ее левых притоков — Илимпеи, Таймуры, Учамы. Из пород продуктивной толщи в четвертичных образованиях наиболее часто встречаются песчаники, алевролиты, реже аргиллиты, сланцы, обломки каменного угля и гальки кварца, кремня, кварцита и порфи́ров.

В составе тяжелой фракции шлихов дробленых проб пород продуктивной толщи карбона и перми заметно повышается, по сравнению с образованиями синия и палеозоя, содержание ильменита, моноклинного пироксена, магнетита. В восточной части бассейна Нижней Тунгуски, по данным 18 анализов, минералогический состав тяжелой фракции пород продуктивной толщи следующий: ильменит — 12%; моноклинный пироксен — 20%; магнетит — 12%; гранат — 35%; этидот — 5,9%; циркон — 11%; турмалин — 0,5%; рутил — 1,7%; лейкоксен — 1,5%; хромит — 0,1% в виде единичных зерен встречаются лимонит, анатаз, шпинель, ставролит, амфиболы, хлорит, сфен, апатит, корунд, дистен. Таким образом, минералогический состав продуктивной толщи качественно отличен от минералогического состава тяжелой фракции более древних пород — палеозойских и допалеозойских.

Особенности вещественного состава пород карбона и перми, наличие кислых пород в составе их конгломератов свидетельствуют об усилении процессов сноса в это время с окружающих Сибирскую платформу складчатых сооружений.

### *Мезозой*

Верхняя часть тунгусского комплекса слагается породами туфогенной толщи, относящейся к триасу.

Туфогенная толща сложена разнообразными породами пирокластического и частью осадочного происхождения: туфобрекчиями, туфоконгломератами, пепловыми туфами, туфопесчаниками, туффитами, туфоалевролитами, туфоаргиллитами. В верхней части разреза центральной части Тунгусской синеклизы содержатся прослои известняков. В толще часто встречаются обломки пород, но основная масса обломков представлена долеритами и базальтами.

Разновидности пород, входящие в состав туфогенной толщи, не выдержаны ни по простиранию, ни в вертикальном разрезе. Отсутствие выдержанных фаций и маркирующих горизонтов делает невозможным разделение туфогенной толщи на дробные стратиграфические горизонты. Однако в центральной части Тунгусского бассейна отчетливо выявляется приуроченность основной массы туффитов и туфопесчаников к низам и верхам разреза туфогенной толщи.

В тяжелой фракции протолокчек туфогенных отложений преобладают минералы траппового комплекса (см. ниже). По данным 29 анализов, минералогический состав туфогенных пород следующий: моноклинный пироксен — 48,2%; магнетит — 16,0%; минералы группы граната — 12,0%; ильменит — 10,2%; пирит — 5,1%; лимонит — 3,0%; циркон — 2,0%; эпидот — 1,5%; лейкоксен — 0,4%; хромит — 0,3%;

рутил — 0,2%; сфен — 0,2%; минералы группы амфибола — 0,1%; гематит — 0,1%; турмалин, анатаз, ставролит, шпинель встречаются в виде единичных зерен или в долях процента.

В четвертичных отложениях туфогенные породы мезозоя встречаются повсеместно. Более плотные разности — туфопесчаники, туфоаргиллиты и т. п. — распространены шире, чем рыхлые, быстро разрушающиеся туфобрекчии и туфоконгломераты.

Туфогенные отложения перекрываются мощной лавовой толщей, относящейся также к триасу. Основное поле лавовой толщи распространено на правобережье Нижней Тунгуски — в бассейнах Кочечумо, Виви, Тембенчи и др.; небольшие покровы встречаются и на левобережье этой реки — в бассейнах низовьев Нидыма, Таймуры, Учами.

В низах лавовой толщи еще встречаются прослои туфогенных отложений, но выше по разрезу количество их сокращается и толща слагается, в основном, лавами. В целом толща представляет собой сложное переслаивание различных по мощности (от 0,5 до 60 м) покровов лав (иногда в одном разрезе их насчитывается до 50) с редкими и маломощными прослоями туфогенных пород. В каждом из покровов четко выделяются три части: — «закаленное» основание, массивная часть и миндалекаменная часть со шлаковидной коркой. В связи с различной устойчивостью этих трех частей к агентам выветривания склоны долин, где выходят эти покровы, имеют характерный ступенчатый вид.

Породы, слагающие лавовые покровы, представлены главным образом базальтами, базальто-долеритами (в том числе и порфирированными) и миндалекаменными базальтами. Последние в той или иной степени минерализованы (миндалины сложены хлоритом, кварцем, цеолитами, кальцитом).

Базальты и базальто-долериты макрокопически неотличимы от интрузивных разностей траппов и очень сходны с ними по минералогическому составу. В связи с этим, о значении траппов (как эффузивных, так и интрузивных) в четвертичных отложениях говорится при описании интрузивных разностей траппов.

Из более молодых пород мезозоя сравнительно большую площадь занимают юрские отложения, развитые в бассейне верховьев Нижней Тунгуски в зоне так называемого Ангаро-Вилюйского прогиба. Юрские отложения представляют собой фациально неустойчивую толщу прослоев и линз полимиктовых песчаников, углито-глинистых сланцев, конгломератов, аргиллитов, угля, глинистых сланцев. В них иногда содержатся желвачные стяжения сидеритов, марказита и железисто-глинистых конкреций, а также обломки кремневой древесины. Местами толща интенсивно ожелезнена.

Условия образования юрских осадков были весьма изменчивыми. Среди них выделяются озерные, озерно-болотные и разнообразные речные фации. В составе обломков преобладают экзотические породы. Местные образования (главным образом траппы и туфогенные породы) в составе юрского обломочного материала находятся в резко подчиненных количествах. (Табл. 1).

Минералогический состав тяжелой фракции шлиховых проб из юрских отложений дан в табл. 2.

Из приведенных данных видно, что юрские отложения характеризуются магнетито-гранато-ильменитовой минералогической ассоциацией.

Микроскопическое изучение галек гранитов (биотитовых гранитов, катаклазированных гранитов, лейкократовых гранитов) показало, что они очень сходны с гранитами Байкало-Патомского нагорья. Поэтому есть основание считать это нагорье одной из областей, откуда в юре сносился материал на Сибирскую платформу.

Таблица 1

## Количественно-петрографический состав юрских галечников (в %)

Петрографическая разность	Умотка и Большая Кочема—девые притоки верховьев Нижней Тунгуски (по В. П. Алексеевой)	Северная часть Илимпейско-Тунгусского междуречья (по Н. И. Отнюкову)	Бассейны Малой и Большой Еремы (по В. Ю. Малиновскому)
Кварц . . . . .	30,6	8,3	15
Кварциты . . . . .	17,8	32,9	27,5
Кремни . . . . .	11,0	17,2	23,0
Конгломераты . . . . .	2,9	—	—
Порфиры . . . . .	0,6	25,2	32,5
Песчаники . . . . .	30,6	—	—
Лимонит . . . . .	1,1	—	—
Туфогенные породы . . . . .	5,4	—	—
Граниты . . . . .	—	4,6	—
Траппы . . . . .	—	8,2	1,0
Роговики . . . . .	—	3,6	1,0

Толща юрских отложений является главным поставщиком в четвертичные осадки галек стойких к выветриванию пород — кварца, кремния, кварцитов, а также гранита и порфиров. Она же является важным источником ильменита и гранатов. Однако надо заметить, что гальки этих пород и минералы широко распространены в четвертичных толщах только в области, окружающей поле распространения юрских

Таблица 2

## Минералогический состав тяжелой фракции юрских отложений (в %)

Минерал	Бассейн Средней Кочемы (по В. П. Алексеевой)	Река Тетя (по В. Ю. Малиновскому)	Бассейны Большой и Малой Еремы (по В. Ю. Малиновскому)	Минерал	Бассейн Средней Кочемы (по В. П. Алексеевой)	Река Тетя (по В. Ю. Малиновскому)	Бассейны Большой и Малой Еремы (по В. Ю. Малиновскому)
Мартит . . . . .	Р. з.	—	—	Амфибол . . . . .	1,2	—	—
Лимонит . . . . .	0,7	0,1	3,2	Ставролит . . . . .	0,6	Р. з.	6,5
Ильменит . . . . .	55,0	57,9	36,5	Моноклин- ный пиро- ксен . . . . .	12,5	1,6	0,3
Гематит . . . . .	0,1	1,5	0,2	Гранат . . . . .	17,8	10,7	22,9
Рутил . . . . .	0,1	0,2	2,1	Эпидот . . . . .	6,4	1,5	1,5
Апатит . . . . .	Р. з.	Р. з.	Р. з.	Турмалин . . . . .	Р. з.	0,2	1,0
Лейкоксен . . . . .	0,7	0,2	6,0	Монацит . . . . .	—	Р. з.	Р. з.
Кцанит . . . . .	Р. з.	Р. з.	1,0	Сфен . . . . .	Р. з.	0,3	0,3
Магнетит . . . . .	4,4	31,6	8,6				
Хромит . . . . .	0,1	—	1,0				
Циркон . . . . .	0,4	2,3	8,0				

пород, т. е. в бассейне верхнего и частью среднего течения Нижней Тунгуски; в западной половине этого бассейна содержание юрских пород и минералов в четвертичных отложениях не имеет существенного значения.

Более молодые члены докайнозойского стратиграфического разреза в бассейне Нижней Тунгуски достоверно еще не установлены. Но в спорово-пыльцевых спектрах отложений водораздела Нижней Тунгуски и Кондакана (правый приток Кочечумо в его низовьях) И. Ф. Белостоцкая обнаружила пыльцу меловых растений. Кроме того, в меловых

отложениях Енисейской депрессии геологами ВАГТ найдены каолинизированные остатки продуктов разрушения траппов, что может служить известным свидетельством наличия, во-первых, периода интенсивной денудации Сибирского плоскогорья в меловом периоде, уничтожившей меловые накопления, и, во-вторых, развития процессов химического выветривания.

На Ангаро-Катангском междуречье в супесчано-глинистых отложениях Ю. П. Пармузин в 1948 г. обнаружил пыльцу и споры мелового возраста, а в бассейне среднего течения Подкаменной Тунгуски Г. М. Покровский в 1949 г. вскрыл пестроцветные глинистые отложения мощностью 18 м, которые, по определению С. А. Абрамовой, содержат пыльцу меловых растений (*Ginkgo*, *Podozamites*, *Araucariaceae*, *Podocarpaceae*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Hymenophyllum* и др.). Отложения эти содержат комплекс устойчивых к выветриванию минералов: ильменит — 82%; циркон — 9,4%; магнетит — 4,2%; а также рутил, анатаз, лейкоксен, хромит, шпинель. Химический состав глин (по Г. М. Покровскому) следующий:  $\text{SiO}_2$  — 43,9%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 15,27%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 17,18%;  $\text{TiO}_2$  — 1,64%.

В среднем течении Подкаменной Тунгуски в районе пос. Мирюга Г. М. Покровский обнаружил остатки каолиновой коры выветривания — отбеленную мучнисто-глинистую массу элювия песчаников. Время образования этой коры выветривания Г. М. Покровский условно относит тоже к мелу.

В западной части Сибирской платформы (в частности, в бассейне р. Бахты) меловые отложения глинисто-песчаного состава содержат маломощные углистые прослои, слои ильменитоносных песков, линзы бокситоносных песчаников и сидеритов. Характерно, что в этих отложениях наряду с комплексом устойчивых минералов присутствует значительное количество эпидота и амфибола (например, в сымской свите верхнего мела эпидота до 4% и роговой обманки до 9%). Н. В. Дренов и ряд геологов ВАГТ полагают, что вещественный состав отложений свидетельствует о том, что Сибирская платформа и Енисейский кряж были в это время основными областями сноса. Наряду с этим они отмечают, что в аптском веке и сеноне происходило формирование кор выветривания.

Однако накопление мелового времени в западной половине Сибирской платформы было, вероятно, локальным и большая часть этой территории представляла собой область денудации. Возможно, область денудации охватывала и значительную часть территории бассейна Нижней Тунгуски.

### *Кайнозой*

Предположительно палеогеновые и неогеновые отложения в бассейне Нижней Тунгуски начали выделяться только в последние годы. Правда, в 1950 г. М. И. Плотников в нижнем течении Малой и Большой Еремы к третичным отложениям уже относил белоцветные пески и галечники с преобладанием устойчивых к выветриванию пород и минералов, в которых присутствует и некоторое количество выветрившихся каолинизированных пород. Аналогичные образования были встречены М. И. Плотниковой и в 1953 г. на правом берегу Нижней Тунгуски, в 2,8 км выше устья Тетеи.

Галька в последнем местонахождении представлена почти исключительно устойчивыми породами: кварцем — 55,2%; кварцитом — 7,7%; кремнем и кремнистой породой — 21,2%; яшмой, халцедоном и сердоликом — 3,4%; роговиком — 9,2%; песчаником — 3,4%. Минералогический состав галечников: ильменит — 97,3%; гранат — 1,3%; остальные минералы — рутил, анатаз, лейкоксен, хромит, магнетит, дистен, циркон.

эпидот, турмалин, сфен, ставролит, гематит — содержатся в долях процента или редкими зернами. В 1959 г. М. И. Плотникова опубликовала статью, в которой указанные выше отложения Большой и Малой Еремы рассматриваются как образования коры выветривания конца неогена (плиоцена). Однако следует отметить, что если наличие коры выветривания не вызывает сомнения, судя по приведенным М. И. Плотниковой материалам, то ее возрастная датировка требует дальнейшей проверки.

В 1959 и в 1960 гг. В. П. Белозеров и Г. Н. Садовников нашли на правом берегу низовьев Нижней Тунгуски (на междуречье Нижней и Верхней Бугарихты, к югу от р. Фомкиной, в истоках ручья Неручачи и на участке Дегали-Порох) песчано-глинистые и галечно-гравийные отложения, выполняющие плоские понижения междуречий на уровне 240—260 и 300—450 м абс. выс. Часто они представлены ржаво-бурыми отложениями с большим содержанием галек устойчивых пород (до 50%) и с сильно выветрившимися гальками. Исследователи, выделившие эти отложения, отмечают наличие в них пыльцы растений неогеново-палеогенового спектра (*Liquidambar sp.*, *Juglans cinerea*, *Bennettitales*, *Tsuga sp.*, *Pinus* секц. *Strobus* и папоротники *Osmunda*).

Эти отложения, вскрытые на глубину 1,1 м, представлены ржаво-бурыми песчано-глинистыми образованиями с прослоями галечника. Наличие отложений, охарактеризованных неогеново-палеогеновым спектром на ближайших к долине Нижней Тунгуски междуречьях и залегание заведомо эоплейстоценовых отложений на склонах и днищах современных долин позволяет считать их более древними, чем накопления эоплейстоцена.

К уровню поверхности 340—380 м абс. выс., обрамляющей долину Подкаменной Тунгуски, приурочено распространение серых и оранжевых глин, содержащих пыльцу и споры миоценовой (?) растительности. По определению С. А. Абрамовой здесь присутствует пыльца *Taxodiaceae*, *Picea*, *Tsuga*, *Pinus*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Juglandaceae*, *Pterocarya*, *Carya*, *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*.

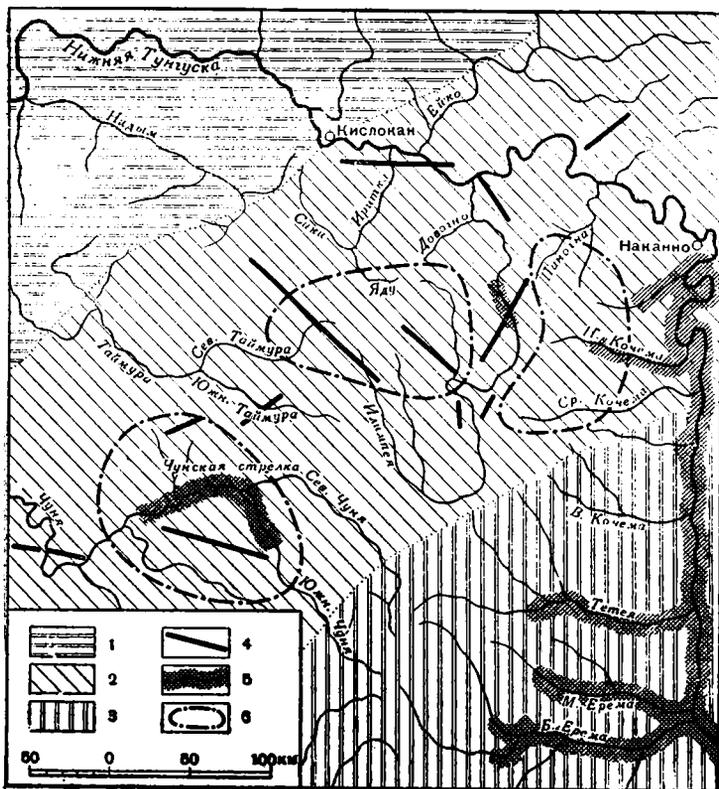
Указанные отложения Нижней и Подкаменной Тунгуски, судя по описаниям, сходны между собой и приурочены к плоским понижениям придолинной поверхности.

Учитывая все это, есть основание считать отмеченные выше отложения в низовье Нижней Тунгуски неогеновыми, тем более, что сходные отложения в бассейне Подкаменной Тунгуски датируются миоценом.

### Интрузивные породы

Все породы досреднеюрского возраста в бассейне Нижней Тунгуски обильно инъецированы интрузивными траппами. Главным местом интрузий являются образования тунгусского комплекса и особенно породы туфогенной толщи. Интрузии по условиям залегания и морфологическим особенностям разделяются на пластовые, секущие и куполовидные тела.

Интрузивные тела сложены достаточно однообразными петрографическими разностями: долеритами, долеритовыми порфиритами, реже габбро-долеритами и долерит-пегматитами. Минералогический состав тяжелой фракции дробленых проб этих пород характеризуется преобладанием моноклинного пироксена (50—70%), магнетита (10—30%), ильменита (5—20%); в долях процента содержатся циркон, минералы группы граната и эпидота в редких зернах — рутил, пирит, сфен, лейкоксен, анатаз. Наряду с этим необходимо отметить, что в бассейне Нижней Тунгуски встречаются и амфиболитизированные долериты, нередко целиком слагающие интрузивные тела.



Фиг. 5. Схема алмазности центральной части Тунгусской синеклизы  
 1 — юго-восточная окраина Курейской синеклизы; 2 — зона сочленения Ангаро-Вилуйского прогиба и Курейской синеклизы; 3 — Ангаро-Вилуйский прогиб; 4 — крупные разломы, фиксируемые дайками траппов; 5 — алмазные участки рек; 6 — участки наиболее перспективные для поисков кимберлитов

Роль местных магматических пород в вещественном составе четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски чрезвычайно велика. Они являются довольно устойчивыми к выветриванию и поэтому в составе обломочного материала четвертичных образований большей части описываемой территории эти породы занимают доминирующее положение. Только на территории бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски, сложенной в основном нижнепалеозойскими и юрскими породами, значение пород траппового комплекса в четвертичных осадках сильно снижается.

Для четвертичных толщ интрузивные и эффузивные траппы являются основным источником таких минералов как моноклинный пироксен и магнетит.

Следует отметить, что на площади Тунгусского бассейна широко развито минералообразование, связанное с гидротермальными проявлениями траппов. Гидротермальные минералы заполняют пустоты и трещины в породах, образуя скопления кварца, кальцита (в том числе и исландского шпата), барита, гранатов, везувиана, а также дают проявления сульфидной и полиметаллической минерализации. С гидротермальными жилами связаны рудопроявления железа и меди. Указанные минеральные образования попадают и в четвертичные отложения, но тут они присутствуют обычно в очень незначительном количестве и представляют только минералогический интерес.

В восточной части бассейна Нижней Тунгуски в четвертичном аллювии найдено значительное количество алмазов. Судя по облику кристаллов и закономерности их пространственного размещения, алмазы вынесены из местных источников — пока еще не выявленных кимберлитов, которые должны располагаться, вероятно, в полосе северо-восточного простиранья, охватывающей часть бассейна Илимпей, верховья Таймуры и верховья Чуни — правого притока Подкаменной Тунгуски (Цейтлин 1960; фиг. 5).

### *Некоторые черты тектонического строения*

Тектоническое строение территории бассейна Нижней Тунгуски выяснено еще только в самых общих чертах. В приустьевой части Нижней Тунгуски, как уже отмечалось, предполагается субмеридиональная Приенисейская складчатая зона, представляющая собой ассиметричную антиклинальную структуру с более пологим восточным крылом. Истоки и часть верхнего течения бассейна Нижней Тунгуски лежат в пределах Ангаро-Ленского нижнепалеозойского прогиба, в северо-западной части которого выделяется зона непских складок. Основная и большая часть территории бассейна Нижней Тунгуски входит в область крупнейшей структурной единицы Сибирской платформы — Тунгусской синеклизы.

Тунгусская синеклиза окаймлена зонами разломов, дробления и интенсивного проявления траппового магматизма. В пределах бассейна Нижней Тунгуски эти зоны установлены в нижнем течении реки, где они имеют субмеридиональное простиранье, и в верхнем течении, где зона разломов в виде полосы северо-восточного простиранья проходит через бассейны Большой и Малой Еремы, а затем пересекает долину Нижней Тунгуски.

В строении Тунгусской синеклизы в пределах бассейна Нижней Тунгуски выделяются три последовательно сменяющие одна другую структурные единицы: наиболее прогнутая часть, совпадающая с полем развития лав, — так называемая Курейская синеклиза, южнее и юго-восточнее — область, занятая породами тунгусского комплекса, обильно насыщенными трапповыми интрузиями (пластовыми и секущими телами), и еще юго-восточнее — Ангаро-Вилуйский мезозойский прогиб, выполненный юрскими континентальными образованиями. Курейская синеклиза, представляющая собой наиболее прогнутую часть Тунгусской синеклизы, сложена мощными толщами осадочных и вулканогенных образований. Мощность пород только эффузивного комплекса здесь оценивается в 1500 м. В послетриасовое время эта область неоднократно испытывала поднятия сводового типа. Однако Я. И. Полькин (Геология Советской Арктики, 1957, т. 81) полагает, что это поднятие началось в начале нижнего мела.

На территории Курейской синеклизы, занятой полем лав, устанавливается значительное количество разрывных нарушений — зон разломов и трещиноватости, приуроченных в основном к двум главным направлениям простиранья — северо-восточному и северо-западному.

И. Ф. Белостоцкая (1957) предполагает, что эти разломы, являющиеся, по-видимому, основными каналами извержений в триасовое время, отражают наличие огромных разломов фундамента платформы. Однако наличие радиальных разломов, четко выраженных в конфигурации современной гидросети, должно, вероятно, свидетельствовать о том, что образование их отражает реакцию растяжения лавовой толщи на энергию сводового поднятия этой территории.

В пределах Тунгусской синеклизы наиболее древние ордовикские и силурийские образования выходят главным образом по периферии

синеклизы; но и в ее центральной части имеются, как отмечалось выше, отдельные выходы пород силура. Какова природа этих выходов, в настоящее время сказать трудно, однако не исключено, что они связаны с тектоническими поднятиями куполовидного типа. Более отчетливо выглядит тектонический план продуктивной толщи перми. В восточной половине Тунгусского бассейна более или менее пологие антиклинальные структуры в пермских отложениях, протяженность которых в отдельных случаях превышает 100 км, имеют северо-восточное простирание (бассейны Илимпей, Ейки). Западнее, в бассейне Таймуры, простирание таких антиклинальных структур северо-западное; и далее для всей западной половины бассейна Нижней Тунгуски характерно северо-западное простирание основных складчатых нарушений. Если сравнить расположение выходов силура в бассейне Нижней Тунгуски (по Ейке, Иритке, Юнари, Учами) и простирание тектонических структур в породах продуктивной толщи перми, то можно заметить, что те и другие согласуются с направлениями основных зон разломов, оконтуривающих Тунгусскую синеклизу. Но представляется также возможным, что выходы силура и структуры, развитые в пермских породах, обрамляют контуры Курейской синеклизы.

Область окаймления Курейской синеклизы, совпадающая в пределах бассейна Нижней Тунгуски с полем развития пород тунгусского комплекса, представляет собой весьма интересную в тектоническом отношении часть Тунгусской синеклизы. По мнению П. Е. Оффмана (1956, 1959), эта область представляет остаточную антеклизу и является зоной сочленения различных структур Тунгусской синеклизы — Курейской синеклизы с Ангаро-Вилуйским мезозойским прогибом и Ванаварской наложенной синеклизой. Характерно, что именно для этой области типичны куполовидные выходы силура и антиклинальные структуры в пермских породах. Наряду с этим здесь весьма широко распространены трапповые интрузии — силлы и дайки. Дайки, самые различные в плане — прямолинейные, дугообразные, кольцевые и т. п., — протягиваются иногда на десятки километров в северо-западном, северо-восточном, субмеридиональном и субширотном направлениях. Дайки траппов фиксируют зоны разрывных нарушений и сопровождаются иногда дополнительными подвижками по зонам разломов.

Особенно мощные разломы, фиксируемые дайками траппов, установлены в восточной части Тунгусской синеклизы, где они приурочены к полосе шириной около 150 км, протягивающейся в северо-восточном направлении и охватывающей северную часть Илимпейско-Тунгусского междуречья, часть бассейна Илимпей, верховье бассейна Таймуры и далее прослеживающейся в бассейн Чуни (правый приток Подкаменной Тунгуски).

В этой полосе протяженность даек траппов достигает 100 км (в среднем течении Илимпей, в верховьях Нидыма и др.). Здесь отмечается и ряд узлов разрывных нарушений. Так, у устья Илимпей, в районе Чумагорской излучины этой реки и в верховьях Таймуры наблюдается веерообразное расположение секущих тел траппов.

Большинство исследователей тектонического строения Сибирской платформы сходится на том, что центральная часть Тунгусской синеклизы представляет собой сложно построенную и достаточно подвижную зону.

Н. С. Зайцев (1954) пишет: «К числу древних структурных элементов, расположенных в более глубоких частях платформы, относится Чадобецкий докембрийский массив, который вместе с выходами протерозоя на р. Иркинеевой и предполагаемыми подземными выступами докембрия на реках Северной Чуни и Средней Кочеме... намечает единую цепь поднятий северо-восточного простирания».

В. Ю. Малиновский (1958), выделяя как особую структурную единицу Кочемский вал (в центральной части Тунгусско-Илимпейского междуречья) и связывая его, как и Н. С. Зайцев, с Чадобецким докембрийским массивом, добавляет, что зона Кочемского вала представляет собой подвижную область, изобилующую крупными разломами.

И. И. Краснов и В. Л. Масайтис (1955) отмечают, что внутри Тунгусской синеклизы имеются зоны разломов и дробления. Они, например, выделяют зону, протягивающуюся из бассейнов Большой и Малой Еремы в низовье Илимпеи, от которой в среднем течении последней ответвляются две зоны: одна, идущая на северо-восток к району пос. Наканно, а другая — на юго-запад, к району Чунской стрелки.

П. Е. Оффман (1956) приводит данные о наличии широтной полосы сгустения трапповых тел, пересекающих Сибирскую плиту. Он полагает, что это зона сочленения северной и южной части плиты и что не исключена возможность, что эта весьма пронизываемая для магмы зона приурочена к очень древним дислокациям фундамента Сибирской плиты.

Добавим, что для описываемой области установлены многочисленные следы проявлений неотектоники, а также предполагается наличие здесь кимберлитовых трубок (Цейтлин, 1961<sub>1</sub>).

Таким образом, совокупность приведенных данных свидетельствует о том, что область развития пород Тунгусского комплекса в пределах бассейна среднего течения Нижней Тунгуски является особой самостоятельной структурной единицей внутри Тунгусской синеклизы, для которой характерны мощные разломы, зоны дробления и интенсивное развитие траппового магматизма. С этой областью связаны пликативные нарушения в верхнем структурном этаже платформы и вероятны подземные выступы докембрийского фундамента платформы. Каковы детали структуры этой области, пока не ясно. Можно утверждать, что в восточной части бассейна Нижней Тунгуски она имеет восточно-северо-восточное и северо-восточное простирание и занимает зону сочленения Курейской синеклизы с Ангаро-Вилюйским прогибом. Западнее, судя по простиранию тектонических нарушений и этой области, структура огибает Курейскую синеклизу, простираясь в северо-западном направлении и, вероятно, приурочена к флексуорообразному перегибу окраины Курейской синеклизы (Белостоцкая, 1957).

Ангаро-Вилюйский мезозойский прогиб, занимающий часть бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски, является третьей крупной структурой Тунгусской синеклизы в пределах описываемого бассейна. Контуры прогиба, вытянутого в восточно-северо-восточном направлении, совпадают с областью развития юрских континентальных толщ. Прогиб имеет асимметричное строение — более прогнутая часть смещена на север, в бассейн р. Тетеи. В. Ю. Малиновский (1958) отмечает, что северный борт прогиба оконтуривается разломами. Центральная часть прогиба осложнена антиклинальным поднятием в верхнем течении Малой Еремы и крупными разрывными нарушениями меридионального и северо-восточного простирания.

Подводя итог изложенному в настоящей главе материалу, можно сделать ряд выводов.

Во-первых, выявляется исключительно важная роль влияния на состав четвертичных осадков магматических пород — интрузивных и эффузивных траппов, а также юрских пород. Влияние последних весьма велико в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски, а на остальной части территории этого бассейна в крупнообломочном материале четвертичных осадков почти повсеместно доминируют траппы. Соответствующим образом распределяются в четвертичных осадках и минералы. В области распространения юрских пород минералогические ассоциации

четвертичных отложений характеризуются преобладанием ильменита, гранатов, а также повышенным содержанием циркона, рутила, ставролита, турмалина. Для остальной части бассейна Нижней Тунгуски минералогические ассоциации четвертичных отложений отражают влияние пород траппового комплекса — выявляется преобладающее значение моноклинного пироксена и магнетита.

Во-вторых, факт отсутствия или совсем ничтожного развития меловых, палеогеновых и неогеновых накоплений на описываемой территории позволяет предполагать, что в это время интенсивно проявлялись процессы денудации. Отдельные эпохи в это время характеризовались интенсивными процессами химического выветривания (например, аптское и сенонское время).

В-третьих, в результате длительного и сложного развития тектонических структур возникли крупные структурные единицы, характеризующиеся признаками унаследованности в их развитии и высокой тектонической активностью. Из них наиболее грандиозна структура зоны обрамления Курейской синеклизы. Породы тунгусского комплекса, которыми слагается эта структура, обильно насыщены интрузиями траппов; для этой структуры характерны многочисленные зоны разломов, дробления, а также развитие пликативных нарушений.

В-четвертых, обособление в юре Ангаро-Виллюйского прогиба предопределило образование в его пределах области аккумуляции, заполнявшейся, в основном, «экзотическим» для платформы кластическим материалом и в меньшей мере продуктами разрушения пород траппового комплекса. Дальнейший ход геологических событий, главным образом преимущественное поднятие территории Тунгусской синеклизы в мелу, палеогене и неогене, обусловило перераспределение областей сноса. В результате поднятий был создан Путоранский свод, а Ангаро-Виллюйский прогиб утратил свою морфологическую выраженность. Таким образом, к началу четвертичного периода на территории бассейна Нижней Тунгуски четко обособились две области сноса: область массива Путорана, сложенного эффузивными и эффузивно-пирокластическими породами (лавами и туфолавами), и область Ангаро-Виллюйского мезозойского прогиба, сложенного юрскими «экзотическими» породами.

## Глава II

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ БАССЕЙНА НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ

Основное внимание в этой главе уделяется вопросам генезиса и возраста тех крупных геоморфологических элементов, с помощью которых может быть воссоздана картина истории развития рельефа этой территории. К их числу относятся эрозионно-денудационные поверхности выравнивания, формы рельефа, предопределенные тектоникой, эрозионные формы рельефа, ледниковые формы рельефа.

#### Эрозионно-денудационные поверхности выравнивания

Вряд ли найдутся какие-либо другие геоморфологические образования на Сибирской платформе, по поводу которых имелось бы столько разноречивых толкований, как эрозионно-денудационные поверхности выравнивания. Среди исследователей этой территории нет единого мнения не только о возрасте этих поверхностей, но даже и о их числе и высотной приуроченности.

Здесь не место рассматривать сам механизм образования поверхностей выравнивания, но необходимо подчеркнуть, что называя поверхности выравнивания эрозионно-денудационными образованиями, мы стремимся в самом их названии указать на ведущую роль эрозионной деятельности в процессе формирования поверхностей выравнивания.

В бассейне Нижней Тунгуски эрозионно-денудационные поверхности выравнивания занимают обширные пространства междуречий, сложенные самыми разнообразными геологическими образованиями. В силу различной стойкости пород к воздействию денудационных процессов отдельные участки поверхностей, даже одновозрастных, располагаются на различных высотных уровнях. Большой частью такая разница высот обусловлена выходами интрузивных или эффузивных траппов в виде отпрепарированной пластовой интрузии, выхода пласта лавового покрова или в виде даек и штоков.

Близ крупных речных систем поверхности выравнивания расчленены; здесь часто наблюдаются небольшие останцы этих поверхностей. Зато в отдалении от крупных рек эрозионно-денудационные поверхности выравнивания занимают обширные пространства, которые охватывают не только междуречья, но и долины небольших речек и ключей.

Характер рельефа этих поверхностей тесно связан с геологическим строением. На траппах поверхности выравнивания имеют вид плоских плато или мягковолнистых пространств с четко ограниченными краями; на породах продуктивной и туфогенной толщ рельеф эрозионно-

денудационных поверхностей мягковолнистый, холмистый, бугристый. Наиболее разнообразны формы рельефа поверхностей выравнивания в областях распространения осадочных и пирокластических пород, обильно интродуцированных траппами. Трапповые гряды, куполовидные тела, кольцевые дайки и другие формы трапповых тел создают самый различный облик поверхностей — грядовой, грядово-холмистый, мелкопочный и т. п.

На некоторых участках поверхностей выравнивания сохранились остатки ледниковых аккумулятивных образований, создающих типично ледниковые ландшафты — озерно-холмистый, холмисто-западинный и грядово-холмистый.

Эрозионно-денудационные поверхности выравнивания на траппах располагаются на самых различных высотах. Наиболее часто они встречаются на высотах 500—700 м, а близ долин крупных рек (Нижней Тунгуски, Кочечумо, Нидыма) на высоте 350—400 м. В пределах северо-западной части территории абсолютные отметки этих поверхностей на траппах повышаются до 700—900—1000 м.

Поверхности выравнивания на продуктивных и туфогенных отложениях тунгусского комплекса, а также на отложениях юры в бассейне Нижней Тунгуски являются наиболее пониженными (фиг. 6), так как слагаются сравнительно легко разрушающимися породами. Высотные отметки таких поверхностей характеризуются значительным постоянством и чаще всего приурочены к уровню 250—450 м.

Наконец, поверхности выравнивания на осадочных и пирокластических породах, обильно интродуцированных траппами, имеют самое разнообразное высотное положение; однако в среднем для них характерны высоты порядка 400—600 м.

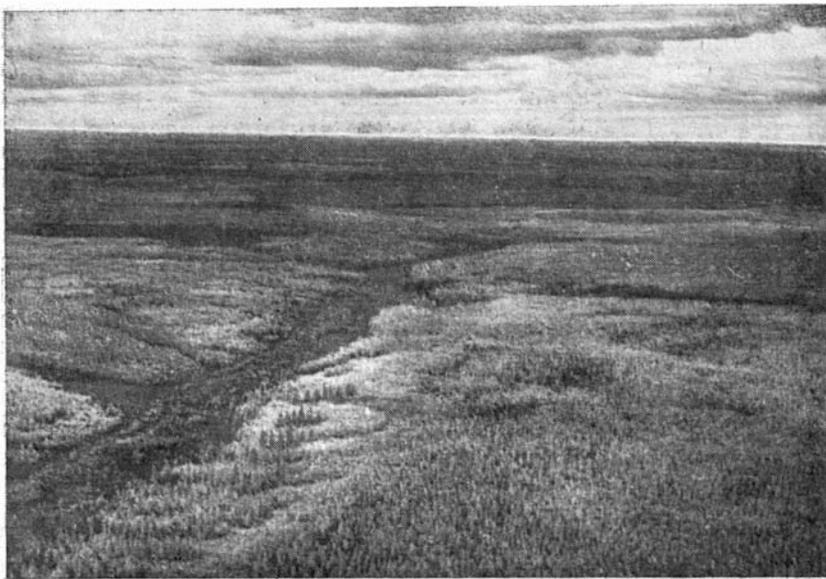
Таким образом, в высотном положении эрозионно-денудационных поверхностей выявляется ясная взаимосвязь с геологическим строением.

Вместе с тем совершенно четко заметно, что вдоль долин рек располагаются пониженные участки эрозионно-денудационных поверхностей, которые непосредственно сливаются с уровнями высоких террас рек. Характерно, что такие пониженные участки поверхностей образуются на любом геологическом субстрате — и там, где поверхности слагаются траппами, и там, где они сложены осадочными и пирокластическими породами.

Вопрос о множественности эрозионно-денудационных поверхностей и вопрос о времени их формирования до сих пор, как уже отмечалось, еще не решен. Многие исследователи, работавшие в этом районе, выделяют здесь в зависимости от высотного положения три или четыре разновозрастных поверхности выравнивания. Чаще всего отмечают наличие «высокой», «средней» и «низкой» поверхностей выравнивания.

Наибольшую площадь среди поверхностей выравнивания занимает та, которую обычно именуют как поверхность среднего уровня. Она развита на всех имеющихся в районе геологических образованиях, но траппы слагают главным образом ее повышенные участки в виде платообразных возвышенностей или в виде гряд и куполов. На юго-востоке района эта поверхность развита на юрских отложениях; к ее уровню предположительно привязываются остатки гидросети иного, отличного от современного, плана (см. ниже); наконец, как уже отмечалось в главе II, из отложений средней поверхности выравнивания известны находки пыльцы меловых растений.

Что же касается наличия высокой поверхности выравнивания, которую ряд исследователей считают наиболее древним эрозионно-денудационным уровнем, то ее выделение основано только на высотном положении, так как никакого фактического материала для суждения о ее



Фиг. 6. Тип водораздельных поверхностей бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски (левобережье ниже с. Ербогачен). Фото В. Ю. Малиновского

возрасте нет. Больше того, поверхность этого уровня всюду слагается траппами и поэтому ее приуроченность к наибольшим высотам следует считать обусловленной особенностями геологического строения района — наличием наиболее стойких к воздействию денудации пород.

Выше упоминалось, что достаточно четко выделяется полоса пониженных участков поверхностей выравнивания вдоль долин всех крупных рек описываемой территории. Такие участки почти сливаются с уровнями наиболее высоких речных террас, а на их поверхности сохранились местами, как указывалось, неогеновые отложения. Надо полагать поэтому, что образование этой пониженной полосы поверхностей выравнивания связано с развитием гидросети, близкой к современной по ее очертаниям.

Таким образом, по материалам, имеющимся для этой части Сибирской платформы, в настоящее время можно говорить о двух эрозивно-денудационных поверхностях — древней, занимающей обширные пространства междуречий и начавшей формироваться еще в конце мезозоя, и более молодой, «придолинной», связанной в своем развитии с деятельностью неогеновой и четвертичной гидросети.

### **Формы рельефа, predeterminedенные тектоникой**

В бассейне Нижней Тунгуски имеется ряд крупных и мелких форм рельефа, возникновение которых обусловлено тектоникой.

Для многих долин речных систем описываемой территории характерно чередование отрезков северо-западного и северо-восточного направлений. Особенно наглядно это проявляется там, где речные долины выработаны в траппах. Подобное явление обусловлено направлениями тектонической трещиноватости траппов, что очень убедительно было доказано в 1950 г. М. Н. Благовещенской на ряде примеров в долине нижнего течения Нижней Тунгуски и М. И. Плотниковой (1955) — в верхнем течении этой реки.

Для западной части территории весьма типично северо-западное направление долин. К этому направлению приурочены долины бассейна Кочечумо (ее среднее и верхнее течение, реки Эмбенчимэ и Тембенчи), долины рек Виви, Таймуры, Нидыма и др. Некоторые из этих долин как бы продолжают одна другую в северо-западном направлении. Так, на одной линии располагаются долина Виви, отрезок долины Нижней Тунгуски, долина Таймуры. Также в одном направлении вытянуты долины среднего и нижнего течения Нидыма и истоков Иритки (реки Сики и Яду) и другие. Вероятно, использование реками линий тектонических нарушений лучше всего объясняет такую закономерную ориентированность долин речных систем.

Северо-западная часть описываемой территории — область массива Путорана — характеризуется наличием радиального (веерообразного) плана расположения речной сети и озерных котловин. Тектоническая обусловленность возникновения такой гидросети отмечается всеми геологами, работавшими в этом районе. Гидросеть здесь была заложена по зонам разломов и ослабленным зонам трещиноватости, которые образовались, вероятно, при поднятии массива Путорана.

Следует добавить, что по данным аэромагнитных исследований, проведенных в 1955 г. А. Г. Виноградовой на этой территории, отрицательные магнитные поля различной интенсивности, как правило, создаются вдоль зон разломов и в рельефе чаще всего приурочены к долинам рек. Это обстоятельство, наряду с прямыми геологическими наблюдениями, является лишним доказательством связи плана гидросети с зонами основных дизъюнктивных нарушений.

В современном рельефе бассейна Нижней Тунгуски, в особенности на междуречьях, четко выделяются узкие гребни даек диабазов. В плане они имеют самые разнообразные очертания — прямолинейные, дугообразные, кольцевые, змеевидные. Иногда они сложно переплетаются — пересекаются, ответвляются, притыкаются одна к другой и т. д. Крупные прямолинейные дайки долеритов, иногда длиной до 100 км, протягиваются вдоль левого берега Нижней Тунгуски от устья Илимпеи до урочища Амо, на междуречье Нидыма и Северной Таймуры, в среднем течении Илимпеи. Многочисленные кольцевые дайки встречены в бассейне Илимпеи (в районе Чумакорской излучины, в бассейне ее притоков речек Хошо и Тунор), в бассейне Большой и Малой Еремы, в верхнем течении Таймуры. Как показали геологические исследования, дайками долеритов фиксируются участки разрывных тектонических нарушений. Кольцевые дайки возникают обычно в местах куполовидных поднятий, фиксируя трещины растяжения (Золотарев, 1959<sub>2</sub>). В дайках неправильной формы — дугообразных, змеевидных — всегда можно выделить господствующее направление разрывных нарушений и сопряженные, оперяющие нарушения.

К числу форм рельефа, возникновение которых предопределено тектоникой, в частности тектонической трещиноватостью, относятся также глубокие трещины у краевых частей лавового плато. Такие молодые очень свежего облика трещины наблюдал Ю. П. Пармузин в центральной части массива Путорана, где они достигают длины до 5 км и глубины 60—70 м и протягиваются в северо-западном или субширотном направлении; о таких же трещинах в бассейне Кочечумо сообщал нам Г. М. Покровский. Этот исследователь наблюдал, что трещины возникли после заложения современной гидросети; в долине р. Сенгочангды (правый приток Кочечумо), в 3 км от ее устья, свежая трещина пересекает долину небольшого ручья, в результате ручей резко изменил направление своего течения и теперь впадает в реку в 0,4 км выше прежнего устья.

Вероятно, к этой же категории явлений можно отнести рвы и тре-

щины поверхностей трапповых массивов. Они наблюдались в бассейне нижнего течения Ейки, на правом берегу Нижней Тунгуски против устья Илимпеи (массив Уньякон) и в бассейне нижнего течения Илимпеи. Рвы и трещины прямолинейны, вытянуты в северо-восточном или северо-западном направлении, некоторые из них имеют длину до 1,5 км. Ширина рвов местами достигает 100 м, а глубина — до 30 м. Рвы и трещины располагаются как вдоль края трапповых массивов, так и в их центральных частях.

Описываемые образования встречаются довольно часто на трапповых массивах территории Сибирской платформы. По мнению Е. И. Сахаровой (1950), их происхождение связано с «отседанием» склонов при наличии трещиноватых пород и достаточной крутизны склонов. Возможно, конечно, что в краевых частях трапповых массивов рвы и трещины могут образовываться в результате «отседания», но, по нашему мнению, в процессе их образования определяющим является наличие тектонической трещиноватости. В дальнейшем полости трещин были расширены при участии процессов физического выветривания и, возможно, суффозии. Со временем, с увеличением размеров полостей, в моделировке их могли участвовать и другие факторы — временные потоки, ветер и т. д.

### Эрозионные формы рельефа

Особенности эрозионных форм рельефа на описываемой территории во многом определяются характером геологических образований. Большой частью именно геологическое строение обуславливает наличие типичных для этого района черт строения рельефа долин — четковидную форму долин в плане, ступенчатость продольного профиля, крутизну склонов. Так, обычно участки сужения долин, пороги в руслах рек, крутые склоны наблюдаются там, где долины рек пересекают выходы траппов. Склоны долин бассейна Нижней Тунгуски обычно в той или иной степени террасированы. Однако всей серии террас в одном месте нигде не наблюдается. Особенно редки террасы в долинах рек области развития лавовой толщи, где реками выработаны узкие, крутосклонные и глубокие долины. В целом же для всей территории хорошо морфологически выраженные террасы очень редки (за исключением первых двух-трех самых низких террас). Почти везде встречаются только отдельные обрывки террас, поверхности которых наклонены к руслу, а бровки и тыловые швы очень неясно очерчены. Довольно типичным является нивелирование солифлюкционными процессами нескольких террас в единую наклонную поверхность.

Высоты террас одного и того же эрозионного цикла закономерно возрастают вниз по течению рек. В местах сужения долин заметно некоторое общее увеличение высот террас, что связано, вероятно, с большими паводковыми уровнями в этих местах.

Количество террас в долинах бассейна Нижней Тунгуски неодинаково. В долинах крупнейших притоков Нижней Тунгуски (Кочечумо, Илимпея, Таймура) насчитывается до восьми надпойменных террас (табл. 3 и фиг. 7, 8, 9); в долинах менее крупных рек (Большая Ерема, Ейка, Нидым, Учамы и др.) — четыре-шесть надпойменных террас. Что же касается долины самой Нижней Тунгуски, то количество террас на отдельных участках ее течения различно. В долине верхнего течения Нижней Тунгуски В. Ю. Малиновский (1957) выделил шесть надпойменных террас. Однако для этого участка следует, по-видимому, говорить о семи надпойменных террасах, так как В. Ю. Малиновский отнес к высокой пойме широко распространенную I надпойменную террасу (см. ниже). В долине среднего течения Нижней Тунгуски мы выделили восемь надпойменных террас, а в долине нижнего течения —

девять террас (см. фиг. 17). Как видно, террасы не только увеличиваются в высотах вниз по долине Нижней Тунгуски, но и возрастают в числе.

Таблица 3.

Высоты террас Нижней Тунгуски (в м)

Терраса	Нижнее течение	Среднее течение	Верхнее течение	Терраса	Нижнее течение	Среднее течение	Верхнее течение
Пойма				IV надпойменная	50—55	35	30—35
низкая . . . .	Около 10	до 6	до 3	V »	65—70	40—50	} Около 40
высокая . . . .	18—20	11—12	6	VI »	80	55—60	
I надпойменная	25—28	14—15	8—9	VII »	90—100	70—80	60—70
II »	32—35	18—20	12—15	VIII »	140	100—120	100—110
III »	40—45	25—30	18—22	IX »	150—160		

Некоторые исследователи помимо указанных выделяют террасы на уровне 180—200, 240—250 и 290—300 м над урезом реки Нижней Тунгуски. Считать эти уровни террасами пока нет оснований, так как большей частью в их морфологическом облике совершенно отсутствуют элементы террас. Это, по существу, перегибы или выположенные участки склонов. В очень редких местах, на этих уровнях встречен покров рыхлых отложений, являющихся, скорее всего, водно-ледниковыми образованиями (слоистые суглинки, гравий и т. п.). Следует также отметить, что эти уровни выделены на крайне ограниченных участках в единичных пунктах и только в долине нижнего течения Нижней Тунгуски; ни в среднем, ни в верхнем течениях Нижней Тунгуски аналогов этим уровням не найдено.

Приведем краткую геоморфологическую характеристику террас применительно в основном к долине Нижней Тунгуски.

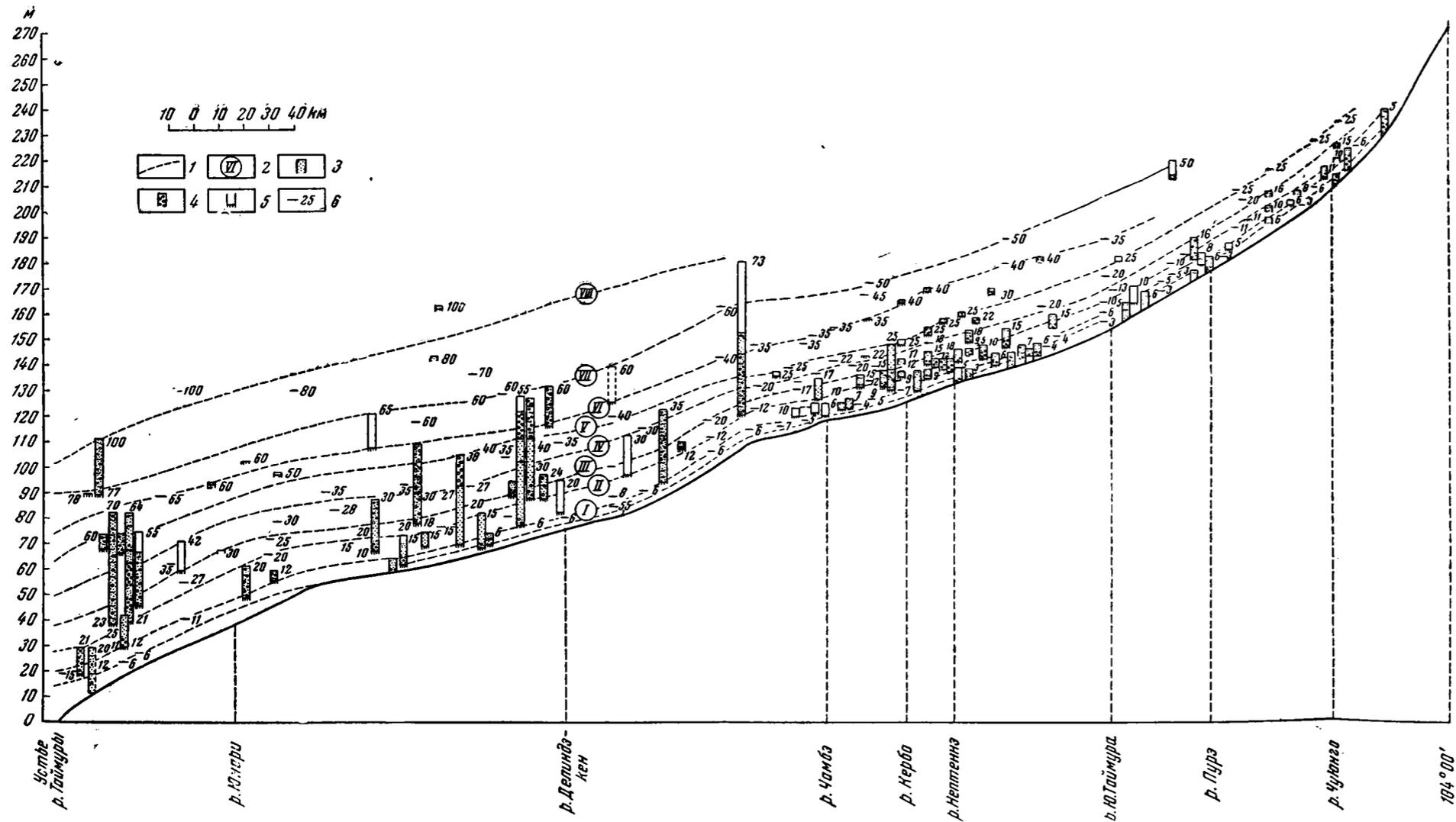
Пойма в долине Нижней Тунгуски имеет весьма ограниченное распространение. Она представлена обычно неширокими сравнительно крутыми откосами (так называемыми паберегами и бичевниками), к которым часто причленяются прирусловые галечно-песчаные косы (фиг. 10). К пойме относится также большинство островов в русле реки. Ширина поймы в долине Нижней Тунгуски местами достигает 0,5—0,7 км, чаще меньше, в среднем 0,2 км. Для поймы характерно наличие двух уровней, связанных с двумя паводками — весенним (наибольшим) и летним (в конце августа, вызванного таянием мерзлоты и обычными в это время дождями — так называемой черной водой).

Высокая пойма в большинстве случаев представляет собой узкую площадку, не превышающую по ширине первых десятков метров. В рельефе поймы четко видны следы деятельности льда во время ледохода — выпавший льдом уступ высокой поймы, утрамбовка откосов валунами («каменные мостовые» — фиг. 11), сгруживание валунов и т. п. Довольно часты так называемые цокольные поймы, нацело сложенные коренными породами.

Слабое развитие пойм, наличие цокольных пойм, многочисленность порогов и перекатов в руслах рек бассейна Нижней Тунгуски и наряду с этим близость высот высокой поймы и I надпойменной террасы, а также свежесть пойменного рельефа на поверхности I надпойменной террасы (см. ниже), — все это свидетельствует о том, что современные поймы являются сравнительно молодыми образованиями, что реки находятся в фазе врезания и, наконец, что I надпойменная терраса сравнительно недавно вышла из стадии пойменного развития.

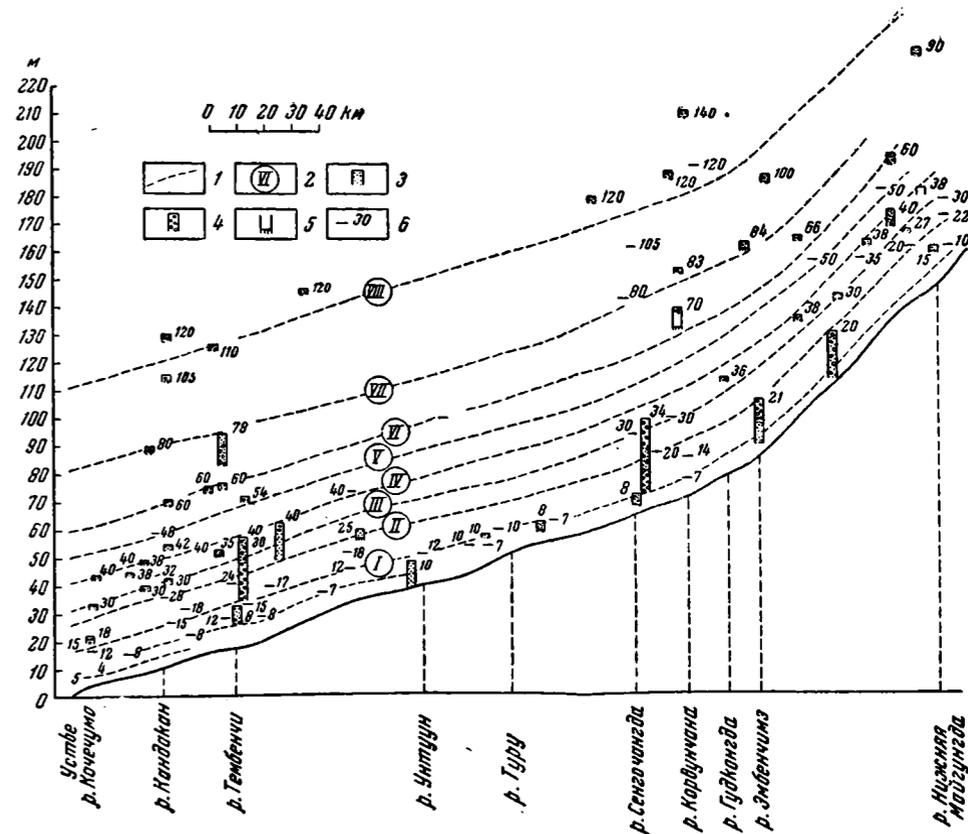
I надпойменная терраса в бассейне Нижней Тунгуски распространена наиболее широко. Ею, по существу, слагается дно долины.



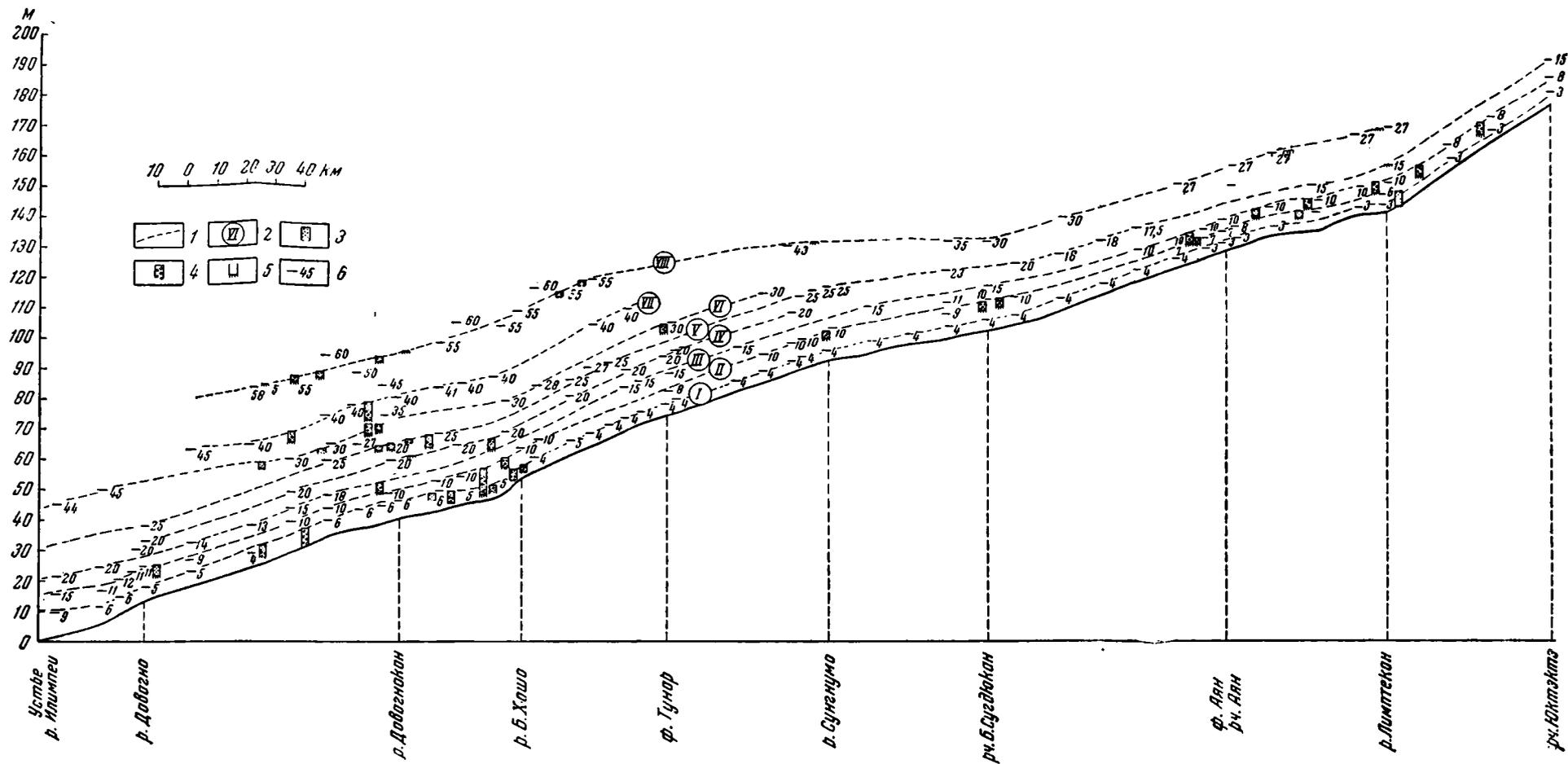


Фиг. 7. Продольный профиль террас р. Таймуры. Составил С. М. Цейтлин по материалам Ю. И. Дмитриева, Б. Н. Леонова, Н. Д. Лобановой, В. И. Колесникова и С. М. Цейтлина.

1 — линия продольного профиля террасы; 2 — номер надпойменной террасы; 3 — песчаные, супесчаные отложения террас; 4 — галечные, гравийно-галечные и валуно-галечные отложения террас; 5 — коренные породы в основании разреза террасы; 6 — относительное превышение поверхности террасы над уровнем реки (в метрах)



Фиг. 8. Продольный профиль террас р. Кочучумо (от устья Нижней Майгунды до Нижней Тунгуски). Составил С. М. Цейтлин по материалам И. Ф. Белостоцкой, С. Ф. Козловской и Г. М. Покровского. Условные обозначения те же, что на фиг. 7.



Фиг. 9. Продольный профиль террас среднего и нижнего течения р. Илимпея. Составил С. М. Цейтлин. Условные обозначения те же, что на фиг. 7.



Фиг. 10. Пойма Илимпеи в ее среднем течении

Ширина террасы в долине Нижней Тунгуски достигает местами 5—6 км в верхнем и частью в среднем течениях, в долине нижнего течения ширина ее всего 0,2—0,5 км. Морфологический облик террасы очень свеж — четко выделяется бровка и тыловой шов, поверхность террасы плоская, горизонтальная; местами наблюдается слабый наклон в сторону русла реки. Эта терраса всюду аккумулятивная (фиг. 12).

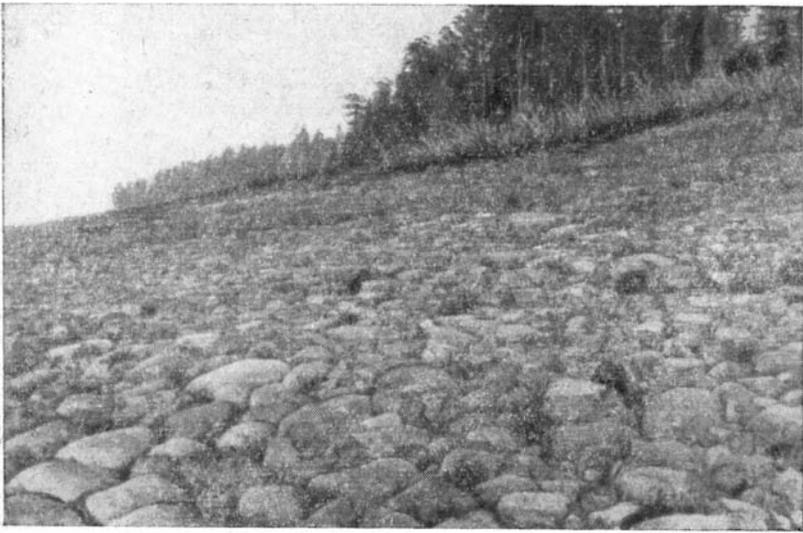
Весьма характерна для I террасы прекрасная сохранность форм пойменного рельефа, — различаются береговые валы, понижение у тылового шва, озера — старицы. Повсеместно поверхность этой террасы залесена; на ней располагается большинство населенных пунктов.

II надпойменная терраса также широко распространена и довольно четко выделяется в рельефе. Ширина ее обычно не превышает 0,5—1 км, но в ряде мест достигает 3—4 км (в долине среднего и верхнего течения Нижней Тунгуски). Поверхность террасы почти везде незначительно наклонена к руслу реки. Местами на ее поверхности различаются остатки следов пойменного рельефа — сильно размытые береговые валы, вытянутые понижения глубиной до 1 м — следы былых стариц. В долинах рек верхнего и среднего течений бассейна Нижней Тунгуски на многих участках поверхности террасы развит западинный и бугристый рельеф.

Описываемая терраса, в отличие от I надпойменной террасы, очень часто является цокольной. Высота цоколя очень непостоянна и в долине Нижней Тунгуски местами достигает 15 м; в долине Таймуры цоколь ее поднят на 6—10 м над урезом реки.

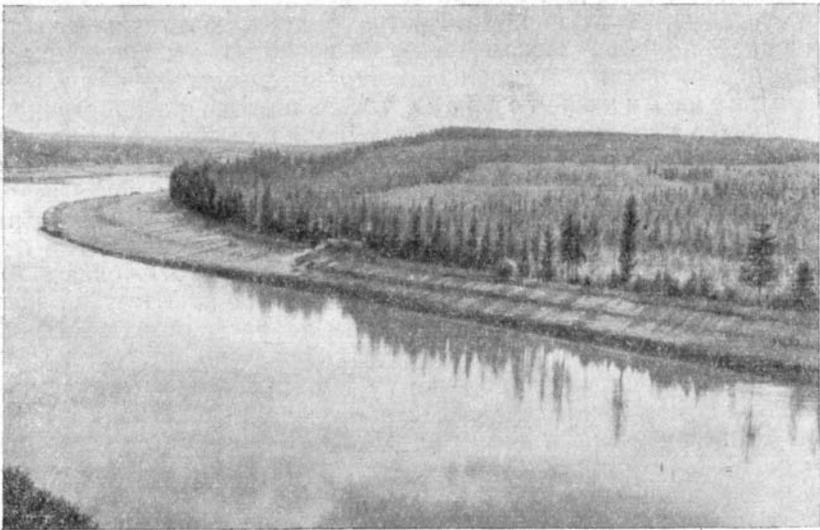
С другой стороны отмечается прислонение аллювия II надпойменной террасы к цоколю более высоких террас или к склону водораздела. Этот факт наряду с наличием цоколя у этой террасы свидетельствует, по-видимому, о том, что время формирования накоплений террасы заключено между двумя этапами усиления эрозии.

III надпойменная терраса Нижней Тунгуски встречена во многих местах ее долины и в долинах ее притоков, однако в большинстве случаев наблюдаются только обрывки этой террасы. Как исключение широко распространена она в верхнем течении р. Туру (левый приток Кочечумо) и в верхнем течении Илимпеи.



Фиг. 11. «Каменная мостовая» бичевника Нижней Тунгуски

Ширина террасы непостоянна; наряду с узкими обрывками встречаются участки террасы значительной ширины — до 3 км. Обычно же ширина ее не превышает 0,5—1 км, а в долинах рек области сплошного развития лавовой толщи она имеет совершенно незначительную ширину.



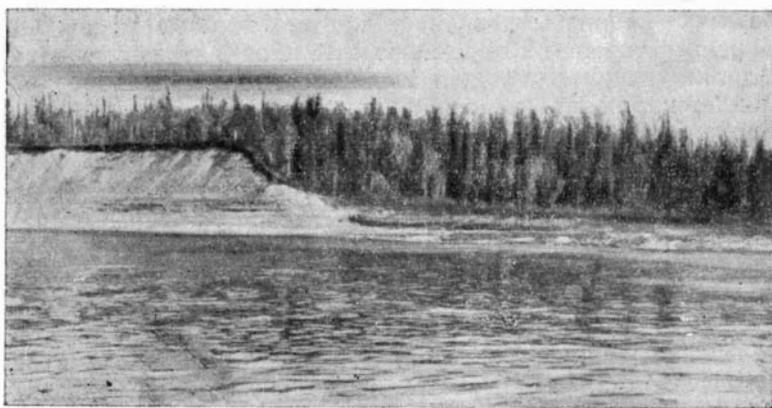
Фиг. 12. Пойма и I надпойменная терраса в верхнем течении Нижней Тунгуски в районе столовых гор у г. Куагана. Фото В. Ю. Малиновского

Морфологический облик террасы достаточно четок — контуры ее ясно выражены в рельефе. Для террасы характерен западинный рельеф; однако поверхность остается довольно ровной, она лишь несколько наклонена в сторону русла реки.



Фиг. 13. Обрыв III надпойменной террасы Нижней Тунгуски у дер. Анкула. Фото В. Ю. Малиновского

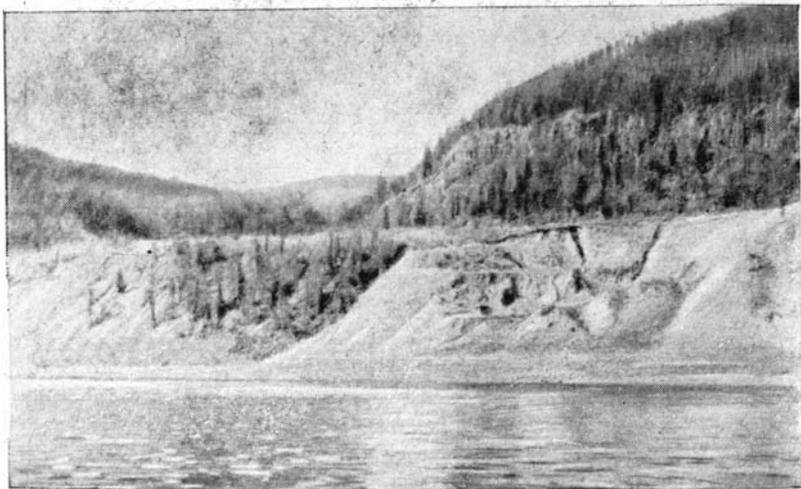
Обычно эта терраса является цокольной, но нередко она бывает и аккумулятивной, что, например, можно видеть у фактории Учами (обнажение Красный яр), в долине Визи в районе устья р. Гили, в среднем течении Таймуры, в нижнем и среднем течении р. Северной и т. д.



Фиг. 14. III надпойменная терраса р. Северной у устья Делинды

(фиг. 13, 14). Цоколь террасы в тех местах, где она является цокольной, расположен на самой различной высоте. Например, в верхнем отрезке Нижней Тунгуски он расположен на высоте от 0,5 до 19 м над урезом воды в реке.

IV надпойменная терраса выделяется в долинах почти всех крупных рек бассейна Нижней Тунгуски. В нижнем и среднем течении Нижней Тунгуски она встречается в виде небольших обрывков (фиг. 15), а в бассейне ее верхнего течения занимает обширные площади (Малиновский, 1957). Замечательной особенностью этой террасы является близость ее высотного положения в долинах притоков и в соответствующих участках долины Нижней Тунгуски.



Фиг. 15. IV надпойменная терраса Нижней Тунгуски в 10 км выше устья Дегегли

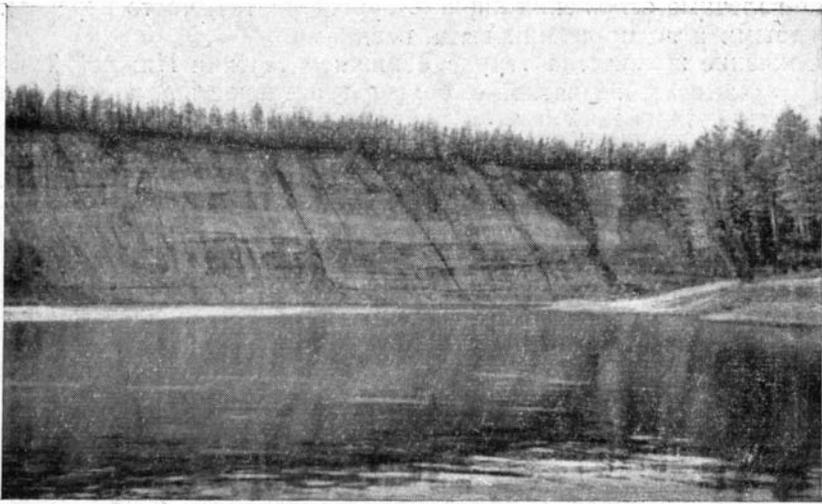
В долине нижнего и среднего течения Нижней Тунгуски терраса обычно встречается отдельными обрывками, ширина которых не превышает 0,5—1 км; в долине верхнего течения Нижней Тунгуски, наоборот, она прослеживается на значительных расстояниях и достигает местами ширины до 6 км.

Поверхность террасы неровная; для нее характерен бугристо-западинный рельеф, причем блюдцеобразные западины достигают глубины 2 м. В долине верхнего течения Нижней Тунгуски на поверхности террасы можно наблюдать настоящие дюнные всхолмления. Эта терраса всюду цокольная; положение цоколя является достаточно высоким — не ниже 10 м над урезом реки.

Таким образом, исходя из особенностей геоморфологического строения этой террасы, надо полагать, что ее формирование происходило в условиях относительного тектонического покоя, сменившегося затем этапом поднятия, вызвавшего усиленное врезание рек и формирование уступа этой террасы.

V надпойменная терраса — одна из наименее распространенных в бассейне Нижней Тунгуски. Она плохо выделяется в рельефе, — контуры ее нечетки, расплывчаты. Несколько лучшая сохранность террасы отмечается в долинах Илимпеи и Таймуры. Ширина ее незначительна — она обычно не превышает 0,5 км и только в очень редких местах достигает 1,7—2,0 км. Обращает на себя внимание, что почти всегда эта терраса отделяется от нижележащих террас довольно высоким уступом. Но в бассейне Илимпеи, наоборот, уступ ее крут и в ряде мест с уровня этой террасы фиксируются врезанные меандры. Поверхность террасы всегда наклонена к руслу реки, расчленена логами, изобилует буграми и западинами. Терраса цокольная, причем для цоколя характерно довольно высокое положение.

VI надпойменная терраса в бассейне Нижней Тунгуски встречена отдельными небольшими обрывками. Она плохо различима в рельефе; контуры ее нечетки, бровки и тыловые швы неясны. Поверхность террасы заболочена, расчленена логами, всегда наклонена в сторону реки. Ширина ее обычно незначительна, особенно в нижнем и среднем течении Нижней Тунгуски, но встречаются участки, где она достигает 2—3 и даже 4 км ширины.



Фиг. 16. VIII надпойменная терраса Илимпей между устьями Уничиткана и Креста

В среднем течении Нижней Тунгуски эта терраса отделена крутым уступом от нижележащей V надпойменной, что, может быть, свидетельствует о резком усилении врезания рек в этом районе после формирования VI надпойменной террасы.

VII надпойменная терраса в пределах описываемого бассейна встречена далеко не везде. Она плохо выражена в рельефе; особенно неясны ее тыловые швы, они распознаются только по увеличивающейся крутизне наклона поверхности террасы.

Поверхность террасы обычно плоская, слабо наклонена к реке; в некоторых местах на ней можно видеть небольшие всхолмления и бугры. Почти везде терраса заболочена или имеет блюдцеобразные понижения диаметром 60—70 м и глубиной 1—2 м. Ширина ее значительна; даже в области развития лавовой толщи, где все другие террасы имеют весьма узкие площадки, эта терраса достигает ширины 0,5 км и более. В области развития туфогенной и продуктивной толщи нередко встречаются участки ее шириной до 4 км.

VIII надпойменная терраса, так же как и предыдущая, встречается довольно редко (фиг. 16). Поверхность ее почти незаметно сливается с поверхностью междуречий, поэтому в рельефе наличие террасы выявляется с большим трудом. Она встречается обычно небольшими изолированными обрывками на значительном удалении от реки. Однако ширина ее почти всегда превышает 1—1,5 км и местами достигает даже 3—4 км.

В бассейне верхнего и частью среднего течения Нижней Тунгуски терраса отделяется четким уступом от VII надпойменной террасы.

В нижнем течении Нижней Тунгуски выделяется еще IX надпойменная терраса, располагающаяся на высоте 150—160 м (фиг. 17). О наличии ее имеются сведения в работах С. Л. Кушева (1934) и В. П. Тебенькова (Тебеньков, Гантман, Эймор, 1941). Уровень этой террасы прослеживается в ряде мест долины Нижней Тунгуски ниже устья Тутончаны. Выражена эта терраса в рельефе недостаточно ясно, ширина ее незначительна (до 0,3—0,5 км), бровки и тыловые швы сильно сглажены, а поверхность всхолмлена. Однако терраса слагается аллювиальными отложениями древнего облика (ожелезненные

песчано-галечные отложения охристо-бурого цвета), часто перекрытыми ледниковыми и водно-ледниковыми осадками.

Увеличение количества террас в нижнем течении Нижней Тунгуски следует связывать, вероятно, с большей активностью положительных тектонических движений в этой части территории ее бассейна.

В приведенных выше кратких сведениях о террасах Нижней Тунгуски обращает на себя внимание ряд обстоятельств, выявляющихся геоморфологическим анализом.

Во-первых, отмечается ряд этапов усиления эрозионной деятельности рек (этапов врезания): во время формирования современной поймы, перед началом формирования II надпойменной террасы и после окончания ее формирования, после окончания формирования IV надпойменной террасы, после окончания формирования VII надпойменной террасы, а в верхнем и частью среднем течении Нижней Тунгуски и после окончания формирования VIII надпойменной террасы.

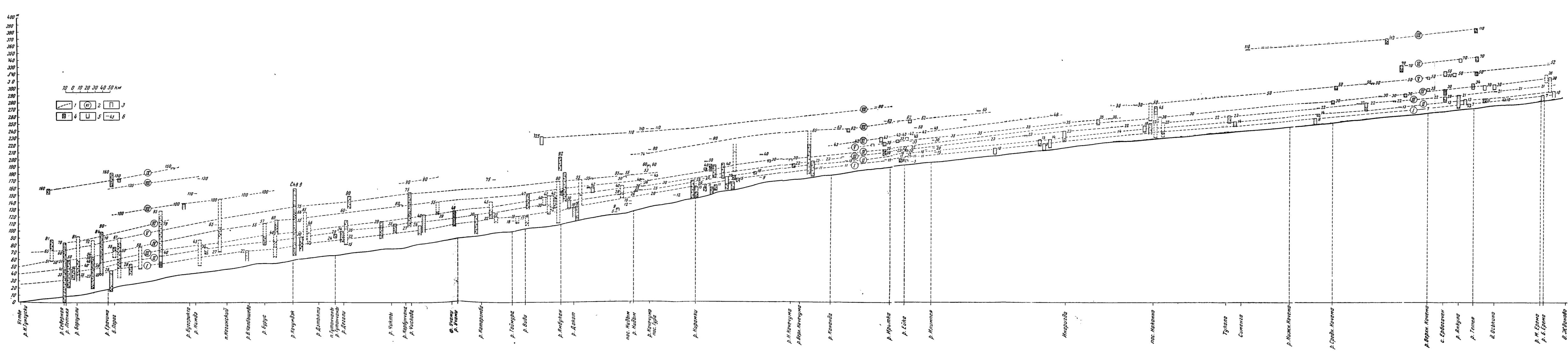
Можно отметить, кстати, что в среднем течении Нижней Тунгуски на участке между устьями рек Кочечумо и Виви подавляющее число береговых обрывов траппов и туфогенных пород имеют высоту около 20, 50—60 и 80—100 м, т. е. соответствуют уровням II, V=VI и VII надпойменных террас.

Во-вторых, время формирования IV надпойменной террасы можно рассматривать как эпоху относительного тектонического покоя.

В-третьих, для поверхностей почти всех террас, начиная со II надпойменной и выше, характерно наличие бугристо-западного рельефа. Надо полагать, что такой тип рельефа связан с развитием термокарстовых процессов (вытаивание грунтовых льдов и временами некоторая деградация вечной мерзлоты) и золовыми процессами в условиях безлесного ландшафта.

В заключение обзора террас следует остановиться на увязке террас Нижней Тунгуски и Енисея. В районе устья Нижней Тунгуски в долине Енисея С. А. Архипов (1960) выделяет четыре надпойменных террасы: I терраса высотой 25—26 м, II — около 35 м, III — 45—50 м и IV — 70—100 м. В долине нижнего течения Нижней Тунгуски насчитывается девять надпойменных террас (см. табл. 3). Разница в количестве террас долин Енисея и Нижней Тунгуски объясняется их положением в совершенно различных структурных зонах. Если область Енисейской депрессии, в пределах которой располагается интересующая нас часть долины Енисея, в течение значительной части четвертичного периода испытывала преимущественное погружение, то область Сибирской платформы преимущественно воздымалась. Поэтому отложения, синхронные верхним террасам Нижней Тунгуски, в пределах Енисейской депрессии глубоко погружены, а выраженные в современном рельефе четыре надпойменные террасы Енисея являются сравнительно молодыми образованиями.

Однако увязка террас Нижней Тунгуски и Енисея вполне возможна. Так, 40-метровая терраса самых низовьев Нижней Тунгуски при выходе в Енисейскую долину сливается с уровнем II надпойменной террасы Енисея (Архипов, 1960). Точно так же увязываются уровни 65—70-метровой террасы нижнего течения Нижней Тунгуски и VI надпойменной террасы Енисея. Надо учесть при этом, что 40-метровая терраса в нижнем течении Нижней Тунгуски является III надпойменной, а 65—70-метровая — V надпойменной. Таким образом, II и IV надпойменные террасы Енисея сопоставляются соответственно с III и V надпойменными террасами нижнего течения Нижней Тунгуски. Что касается остальных террас Енисея, то хорошо увязываются I надпойменные террасы, имеющие высоту в долине Енисея 25—26 м, а в долине нижнего течения Нижней Тунгуски 25—28 м. Также близки между собой и



Фиг. 17. Продольный профиль террас Нижней Тунгуски от дер. Жданово до устья. Составил С. М. Цейтлин по материалам С. А. Архипова, М. Н. Благовещенской, В. П. Белозерова, Ф. Ф. Ильина, Л. Л. Исаевой, Б. Н. Леонова, А. А. Макаровой, В. Ю. Малиновского, М. И. Плотниковой, С. М. Цейтлина и С. В. Эпштейна

1 — линия продольного профиля террасы; 2 — номер надпойменной террасы; 3 — песчаные и супесчаные отложения террас; 4 — галечные, гравийно-галечные и валуно-галечные отложения террас; 5 — коренные породы в основании разреза террасы; 6 — относительное превышение поверхности террас над урезом Нижней Тунгуски (в метрах)

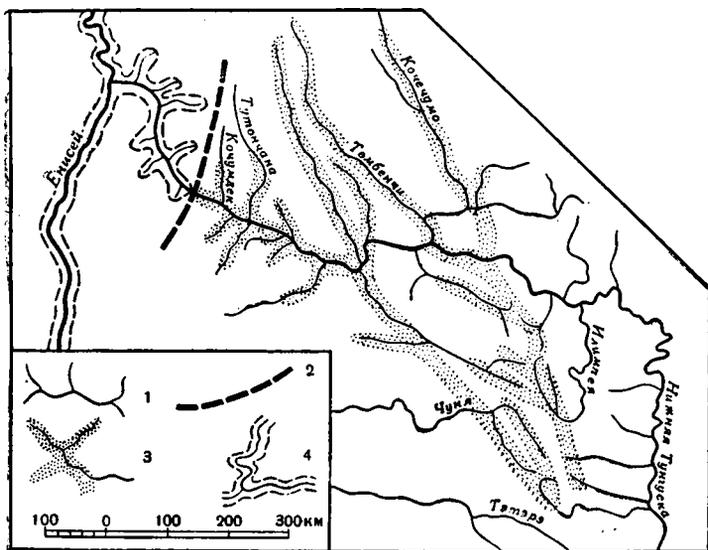
высоты III надпойменной террасы Енисея и IV надпойменной террасы Нижней Тунгуски (соответственно 50 и 50—55 м). II надпойменная терраса Нижней Тунгуски по высоте соответствует II надпойменной террасе Енисея. Однако эта последняя, как было показано, геоморфологически увязывается с III надпойменной террасой Нижней Тунгуски. С другой стороны, забегая несколько вперед (см. главу VIII), выявляется одновозрастность накопления I Енисейской и II Нижне-Тунгусской надпойменных террас. Это обстоятельство заставляет предполагать, что во время формирования I надпойменной террасы в долине Енисея, в долине Нижней Тунгуски (в пределах Сибирской платформы) были сформированы I и II надпойменные террасы. Иначе говоря, стабильному положению или, может быть, погружению Енисейской впадины четко противопоставлены прерывистые поднятия этого времени в пределах Сибирской платформы. Подобное явление отмечено и С. А. Архиповым, который на основании анализа строения I надпойменной террасы Енисея отмечает «...неравномерные тектонические поднятия берегов Енисея, приведшие к определенному перекосу его долины» (Архипов, 1960, стр. 114). В дальнейшем, при сопоставлении четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски и Енисейской депрессии мы еще вернемся к этому вопросу.

Развитие гидросети Нижней Тунгуски не всегда происходило в одних и тех же палиновых контурах. Геоморфологическим анализом устанавливается наличие ряда участков, гидросеть которых имела совершенно иную, резко отличную от современной, конфигурацию. Тем не менее в целом, в большей своей части, план современной гидросети, несомненно, является унаследованным. Это подтверждается характером расположения придолинной эрозионно-денудационной поверхности (неогенового возраста), почти везде оконтуривающей долины современной гидросети, а также подтверждается и прямыми геологическими наблюдениями — наличием древнечетвертичных (эоплейстоценовых) отложений в современных долинах.

Однако ряд геоморфологических признаков позволяет высказать предположение о существовании в дочетвертичное время гидросети иного плана. Наиболее полно этот вопрос рассмотрен А. Г. Золотаревым (1959<sub>1</sub>). Этот исследователь на основании анализа расположения современной гидросети, в частности, несогласованности в направлении впадения притоков в Нижнюю Тунгуску, а также наличия реликтов древних долин на водоразделах в восточной части Нижне-Тунгусского бассейна (на междуречьях Илимпей и Тетеи, Илимпей и Таймуры, Нидыма и Иритки и т. д. — фиг. 18), приходит к выводу о том, что в третичное время сток большей части Нижне-Тунгусского бассейна осуществлялся в юго-восточном направлении в соответствии с общим наклоном поверхности. По представлениям А. Г. Золотарева, только самая западная часть бассейна Нижней Тунгуски, западнее р. Кочумдэк, принадлежала в то время Палео-Енисею. Перестройка третичной гидросети и становление гидросети современного плана произошло, по мнению А. Г. Золотарева, в конце третичного периода в связи с общими тектоническими поднятиями, охватившими почти всю территорию Восточной Сибири.

Взгляды А. Г. Золотарева на характер третичной гидросети основаны только на некоторых, весьма ограниченных, чисто морфологических признаках, правда реально существующих. Однако никаких геологических доказательств этому — соответствующих аллювиальных осадков в пределах реликтов древней гидросети и в тех отрезках современной гидросети, которые использовались древней гидросетью, — пока не известно. Поэтому представления А. Г. Золотарева не могут считаться бесспорными, хотя они и довольно логичны.

Надо подчеркнуть, что к началу четвертичного периода план гидро-сети для ряда участков еще был существенно отличающимся от современ-ного. Так, имеются факты, свидетельствующие о том, что в начале четвертичного периода Илимпея впадала в Нижнюю Тунгуску значи-тельно восточнее современного устья (фиг. 19); долина низовьев Илим-пеи располагалась на месте современного ее правого притока — реки Уничиткан, — а далее проходила через впадины оз. Моро и р. Хон к устью р. Панонгна (левый приток Нижней Тунгуски). В современной



Фиг. 18. Схематический план гидро-сети третичного периода в бассейне Нижней Тунгуски. По А. Г. Золотареву

1 — современная гидро-сеть; 2 — линия древнего водораздела; 3 — древняя гидро-сеть с юго-восточным направлением стока; 4 — гидро-сеть Палео-Енисея

долине Илимпеи VIII надпойменная терраса ниже устья Уничиткана отсутствует, но она прослеживается в долине Уничиткана и по бортам впадины оз. Моро. Следует отметить, что наличие этой древней долины Илимпеи подтверждается и наблюдениями В. Ю. Малиновского (1953).

Участки древних долин, выполненных эоплейстоценовыми отложениями, встречены близ долины Таймуры в районе нижних и верхних ее порогов (в 40 и 350 км выше устья), а также и по Нижней Тунгуске в районе Большого порога.

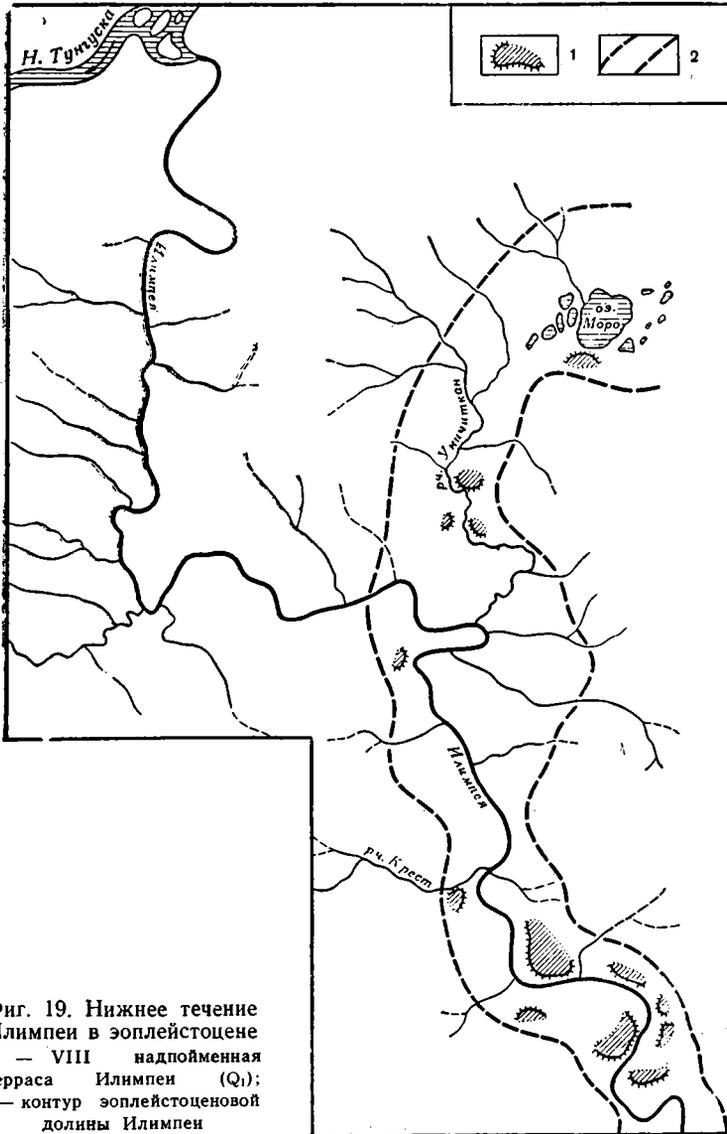
Изменения в конфигурации отдельных отрезков гидро-сети в бас-сейне Нижней Тунгуски происходили в течение всего четвертичного периода и связаны были как с тектоническими подвижками достаточно ограниченных блоков и перемещениями по линиям дизъюнктивных нарушений, так и с воздействиями оледенений.

Характерно, например, образование огромной Чумакорской излу-чины Илимпеи, возникшей после окончания формирования VI надпой-менной террасы этой реки (шейка излучины занята VI надпойменной террасой, а в долине самой излучины наиболее древней террасой яв-ляется V надпойменная). Вероятно, изменение течения Илимпеи здесь следует отнести за счет тектоники, тем более, что этот участок распо-лагается в пределах тектонически активной зоны.

Тектоническими причинами, по мнению А. А. Боручинкиной, обус-ловлено также образование петли Кочумдэка в его среднем течении и оставление в шейке петли прежней долины. По геоморфологическим

данным перестройка гидросети этого участка Кочумдэка произошла перед началом формирования III надпойменной террасы этой реки.

Совершенно свежие следы перестройки гидросети отмечаются для верховьев Северной Таймуры и Илимпеи. Здесь в результате сброса с



Фиг. 19. Нижнее течение Илимпеи в эоплейстоцене  
 1 — VIII надпойменная терраса Илимпеи (Q<sub>1</sub>);  
 2 — контур эоплейстоценовой долины Илимпеи

амплитудой 6—7 м, протягивающегося вдоль крупной дайки, истоки Северной Таймуры перехватили часть левых притоков Илимпеи. В зоне перехвата возникли сквозные долины, ступенчатый профиль русла и т. п.

Примеры влияния тектонического фактора на изменения конфигурации гидросети можно было бы умножить.

Оледенения, охватывавшие западную часть бассейна Нижней Тунгуски, также вызывали значительные изменения конфигурации ряда участков гидросети. Перегораживание долин моренами и выполнение

их ледниковыми отложениями, образование флювиогляциальными потоками глубоких ложбин, не согласующихся с доледниковой гидросетью, выработка в результате ледниковой экзарации новых долин на месте водораздельных седловин, перевалов и т. п.— все это приводило к тому, что после исчезновения ледников былой план гидросети претерпевал существенные изменения.

Каковы были эти изменения во время наиболее древних оледенений плейстоцена, сказать трудно; в современном рельефе это не отражено. Оледенения же второй половины плейстоцена оставили многочисленные следы перестройки гидросети. Так, по наблюдениям А. А. Боручинкиной в 1954 г., дозырянский сток верховьев р. Тутончаны направлялся через долины р. Муили (левый приток Тутончаны) и Муил (правый приток Виви) в р. Виви. Возможно, иным, как представляет себе И. М. Фердман, был и сток верхнего течения р. Северной, направлявшейся по долине современной р. Боргузли. Я. И. Полькин и С. А. Стрелков указывают, что в верхнем плейстоцене вследствие воздействия оледенения произошла перестройка водных артерий Курейка—Эмбенчимэ и Агата—Виви, в результате чего верховья Эмбенчимэ были перехвачены Курейкой, а озера Агата и Някшинда оказались в системе р. Северной (Стрелков и др., 1959).

Во всех вышеприведенных случаях изменение прежней гидросети было связано в основном с заполнениями части былых долин ледниковыми отложениями (возможно, и мертвым льдом) и вовлечением их, вероятно, не без участия гляциальных потоков, в другие речные системы.

### Ледниковые формы рельефа

Ледниковая зона бассейна Нижней Тунгуски охватывает его западную часть и, судя по распространению ледниковых отложений, ее восточную границу можно провести примерно по линии верховья р. Туру—верховья р. Юнари (см. фиг. 21). Для территории западной половины бассейна Нижней Тунгуски весьма характерно наличие типичных ледниковых форм рельефа. Здесь наблюдаются и ледниково-аккумулятивные и связанные с ледниковой экзарацией формы рельефа. Однако эти формы не везде одинаково четки. В пределах ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски выделяются четыре крупных полосы конечноморенных образований и сопутствующих им форм ледникового рельефа. В соответствии со сложившимися представлениями эти морены относятся к максимальному, тазовскому, зырянскому и сартанскому оледенениям.

Наиболее древнее из них—максимальное оледенение,—было наибольшим и охватило обширную территорию бассейна Нижней Тунгуски. В краевой части ледниковой зоны следы его видны в бассейне верховьев Пирды (правый приток Ейки) и Кананды (правый приток среднего течения Нижней Тунгуски), в средних течениях Нидыма и Таймуры, в верхнем течении Учами (фиг. 20). Ледниковые формы рельефа тут чрезвычайно плохо выражены и распознаются с большим трудом. На междуречьях распространен тип сильно размытого и выположенного моренного ландшафта—холмисто-озерной и холмисто-западинный рельеф. Однако геологи ВАГТ наблюдали конечноморенный вал на водоразделе Таймуры и Чуни (правый приток Подкаменной Тунгуски). Вал этот высотой 10—12 м протягивается более чем на 4 км, огибая неровности доледникового рельефа.

В долинах рек краевой части ледниковой зоны формы рельефа ледниковой аккумуляции и экзарации уничтожены, но зато ледниковые отложения наблюдаются достаточно часто. Характерно при этом, что моренный материал встречается в долинах на весьма низких гипсомет-

рических отметках. С. В. Эпштейн наблюдал, например, что в долине Нижней Тунгуски, в крайней восточной точке распространения ледниковых отложений (у устья р. Мульдауль), морена лежит на днище долины. В долине Таймуры моренные накопления не наблюдаются ниже чем в 20—25 м над урезом воды в современных реках. Озерно-ледниковые отложения, встречающиеся довольно часто близ внешней границы ледниковой зоны, приурочены обычно к верхним частям накоплений V надпойменных террас (см. главу IV, фиг. 40).



Фиг. 20. Схема распространения оледенений в плейстоцене на территории бассейна Нижней Тунгуски

I—I — граница максимального оледенения; II—II — предполагаемая граница тазовского оледенения; III—III — границы зырянского оледенения и участков его локального развития; IV—IV — граница сартанского оледенения

Здесь, таким образом, существенны следующие моменты. Следы максимального оледенения в краевой части ледниковой зоны отличаются очень плохой сохранностью, сильно размыты и частью уничтожены. Это обстоятельство может говорить, по-видимому, о значительной древности этого оледенения. Положение морен в долинах ясно свидетельствует о том, что к началу оледенения они были выработаны почти до современной глубины. Озерно-ледниковые образования, отлагавшиеся в озерах, подпруживающихся ледниками, участвуют в строении V надпойменной террасы долин, располагающихся близ краевой зоны оледенения, но уже во внеледниковой зоне. Иначе говоря, это оледенение одновременно формированию накоплений V надпойменной террасы.

Несколько более явно, чем в краевой зоне максимального оледенения, выражены в рельефе ледниковые накопления тазовского оледенения, располагающиеся полосой на правобережье Нижней Тунгуски на междуречьях Кочумдэка, Тутончаны, Чисковой, Виви. Здесь можно видеть размытые валы конечных морен высотой 10—20 м, участки моренного ландшафта с характерным холмистым рельефом, а также

обрамляющие эти образования с юга поля водно-ледниковых отложений.

Западнее устья Кочумдэка указанная полоса ледниковых образований прослеживается на левобережье Нижней Тунгуски и далее протягивается к югу и юго-западу в бассейн нижнего течения р. Бахты. В долинах рек отложения, которые можно условно связывать с тазовскими ледниковыми образованиями правобережья Нижней Тунгуски, представлены своеобразными уплотненными маловалунистыми моренами, состоящими существенно из серых или голубовато-серых суглинков. Эти последние нигде в долинах не образуют специфических ледниковых форм рельефа; накопления же их в долине нижнего течения Нижней Тунгуски находятся на высоте 25 м над урезом реки и выше.

Несколько лучшая сохранность ледниковых форм рельефа тазовского оледенения позволяет полагать, что это оледенение было более поздним, чем максимальное. Близкое высотное положение морен того и другого оледенения в долинах рек служит указанием, что эти два оледенения отделены этапом размыва, во время которого реки прорезали и частью размывали накопления максимального оледенения и почти достигли глубины доледникового эрозионного вреза.

Еще севернее тазовской полосы ледниковых образований четко выделяется конечноморенная полоса разнообразных ледниковых форм рельефа зырянского оледенения, протягивающихся через средние течения Виви, Тутончаны, верхнее течение Кочумдэка и далее распространенных и на левобережье низовьев Нижней Тунгуски. В бассейне верховьев Кочумдэка между озерами Онека и Бильчаны эта полоса выражена наиболее четко. Здесь субширотная полоса холмисто-западного моренного рельефа ограничивается с юга одной или несколькими валами конечных морен. Можно различить две крупные гряды конечных морен, расположенные в 10—60 км одна от другой, но в районе оз. Онека сливающихся вместе.

Следует отметить, что и южнее и юго-восточнее указанной полосы, местами даже и на правобережье Нижней Тунгуски встречаются участки распространения весьма свежих также ледниковых форм рельефа, которые по степени сохранности и морфологической выраженности вполне сходны с распространенными в районе озер Онека и Бильчаны. Такими участками, которые, вероятно, следует считать локальными центрами оледенения, были горы Хагды-Хихо, Таймурские, Вивинские, горные массивы в бассейнах рек Верхней Чалбышева, Чискова, а также ряд горных и котловинных участков в бассейне Кочечумо и между речей Кочечумо — Мойеро — Виллой и ряд других.

Наряду с этим и внутри площади, оконтуривающейся Онекскими моренами, также встречаются конечноморенные гряды и связанный с ними комплекс ледниковых форм рельефа. Однако эти образования здесь пространственно разобщены и, видимо, отвечают определенным стадиям отступления зырянского ледника. Конечноморенные гряды этого оледенения достигают высоты 50—60 м, но чаще не превышают 20—30 м. Длина отдельных гряд конечных морен колеблется от нескольких сотен метров до десятков километров.

Широко распространенными формами ледниковой аккумуляции зырянского оледенения являются также озы, друмлины, камы. Во многих местах бассейнов Северной, Тутончаны и Кочумдэка, как показали исследования И. М. Фердмана, А. А. Боручинкиной, Л. Л. Исаевой и др., наблюдаются причудливо изогнутые озовые гряды высотой до 15—20 м и шириной от 25 до 100 м, протягивающиеся местами на несколько десятков километров. Характерные группы друмлинов встречены в долинах рек Ерачимо, Боргухли и в бассейне Летней. Эти ориентированные в юго-западном и юго-юго-западном направлении холмы

друмлины совпадают с направлением указанных долин и достигают высоты 10—20 и даже 60 м. Рельеф камов особенно распространен в бассейне Кочечумо и некоторых местах долины Нижней Тунгуски (Лапин, 1956). Камовые всхолмления имеют различную высоту, обычно беспорядочно расположены, но почти всегда приурочены к склонам долин.

С зырянским оледенением связаны не только аккумулятивные, но и экзарационные формы рельефа. Правда, последние встречаются довольно редко и представлены только троговыми долинами.

Для геоморфологического положения форм ледникового рельефа зырянского оледенения показательно следующее. Конечноморенные валы этого оледенения, по наблюдениям И. Ф. Белостоцкой, перекрывают поверхность 20—25-метровой террасы р. Тембенчи в ее среднем течении, а также 20-метровой террасы в долине среднего течения Кочумдэка, где это выявлено А. А. Боручинкиной. Указанные террасы являются IV надпойменными. Во многих местах моренные накопления этого времени спускаются до очень низких уровней в долины рек; на ряде участков долины Нижней Тунгуски (например, между устьями рек Чискова и Тутончаны или между пос. Ногинский и устьем р. Нимдэ), по нашим наблюдениям, эта морена видна уже с 10—15 м над урезом воды. Характерно также и положение камовых всхолмлений. Г. М. Покровский в среднем течении Кочечумо наблюдал их распространение до уровня II надпойменной террасы. Таким образом, есть основание считать, что зырянское оледенение развивалось в условиях сильно расчлененного рельефа (оледенению предшествовала энергичная эрозия) и, кроме того, это оледенение наступило после окончания формирования IV надпойменной террасы.

Центральная часть массива Путорана — верховья рек Северной, Тутончаны, Виви, Тембенчи и др. — окаймляются почти непрерывной цепью конечноморенных гряд сартанского оледенения, оконтуривающих площадь с еще более свежими, чем вышеописанные, формами ледникового рельефа. В этой части массива Путорана распространены типично ледниковые ландшафты — озерно-холмистый рельеф, местами группы друмлины и камов, троговые долины, цирки, кары. Отчетливо различаются и такие формы ледниковой экзарации, как курчавые скалы, бараньи лбы (Михайлов, 1947). Мощностю ледниковых аккумулятивных образований, судя по высоте слагаемых ими аккумулятивных форм, иногда достигает 50 м (Стрелков и др., 1959), однако обычно она не превышает 25 м.

Хорошая сохранность разнообразных форм ледникового рельефа и наряду с этим ограниченность их распространения пределами наиболее возвышенной части западной половины Сибирской платформы — центральной частью массива Путорана — свидетельствует о том, что сартанское оледенение было наиболее поздним. Я. И. Полькин и С. А. Стрелков, основываясь на наблюдениях над взаимоотношениями конечноморенных гряд этого оледенения с флювиогляциальными и аллювиальными террасами, приходят к выводу, что «за пределами распространения сартанских ледников по долинам рек происходило накопление аллювиальных отложений верхней части разреза второй надпойменной террасы» (Стрелков и др., 1959, стр. 142).

Таким образом, взаимоотношения ледниковых образований с другими геоморфологическими элементами показывают, что ледниковые образования максимального оледенения участвуют в строении толщи накоплений V надпойменной террасы; конечноморенные валы онекской полосы зырянского оледенения перекрывают поверхность IV надпойменной террасы; ледниковые образования сартанского оледенения в центральной части массива Путорана одновозрастны накоплениям верхней части аллювия II надпойменной террасы.

Следует обратить внимание, что морены всех этих оледенений в долинах рек наблюдаются почти на уровне днищ долин. Надо полагать поэтому, что все оледенения развивались в условиях рельефа, расчлененного почти в такой же степени, как современный. Это обстоятельство свидетельствует о сильном размыве, происходившем между оледенениями, в результате чего к началу каждого следующего оледенения восстанавливалась глубина эрозионного расчленения рельефа.

Итак, суммируем то наиболее существенное, что выявляется из рассмотрения основных черт геоморфологии бассейна Нижней Тунгуски. Вскрывается тесная зависимость характера основных элементов рельефа от геологического строения и структурно-тектонических особенностей. Эта зависимость предопределяет унаследованность по крайней мере с неогена крупных элементов рельефа и общий план гидрографической сети.

В формировании рельефа бассейна Нижней Тунгуски ведущая роль принадлежала эрозионной деятельности и в меньшей степени ледниковой аккумуляции и экзарации. Развитие последних, кроме того, было территориально ограничено западной частью бассейна Нижней Тунгуски.

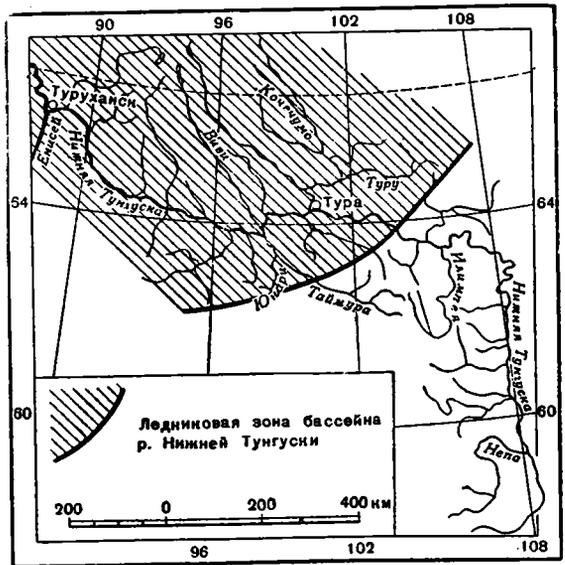
Сопоставление рассмотренных геоморфологических материалов свидетельствует, что в течение четвертичного периода на описываемой территории неоднократно происходило усиление эрозионной деятельности. Крупные региональные этапы такого усиления эрозии отмечаются после окончания формирования VII надпойменной террасы (перед максимальным оледенением), после окончания формирования IV надпойменной террасы (перед зырянским оледенением) и перед началом формирования II надпойменной террасы (перед сартанским оледенением). Надо полагать, по-видимому, что подобное усиление эрозионной деятельности отражает наличие соответствующих неотектонических этапов.

## Глава IV

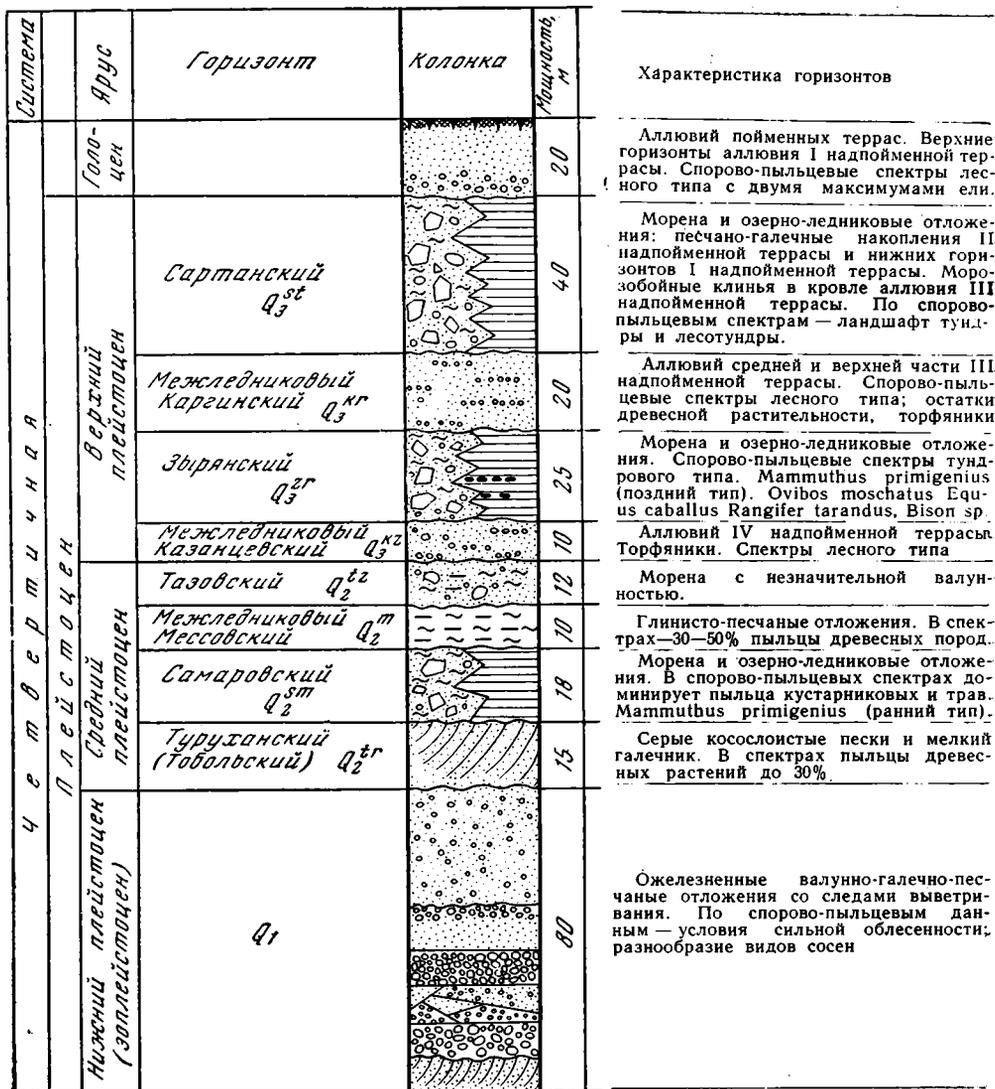
### СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ БАСЕЙНА НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ

Внутри ледниковой зоны (фиг. 21) отдельные части ее территории испытали в течение плейстоцена неравномерное воздействие оледенений. Так, в периферической полосе ледниковой зоны наблюдаются следы только одного оледенения, в то время как ее внутренние части неоднократно покрывались ледниками. Это находит четкое отражение не только в различиях геоморфологического строения, но и в особенностях стратиграфии четвертичных отложений.

Для геологической истории ледниковой зоны в четвертичном периоде характерны также весьма интенсивные тектонические движения положительного знака, проявившиеся особенно отчетливо в области массива Путорана. Надо сказать, что для Сибирской платформы область массива Путорана на протяжении всего четвертичного периода являлась наиболее тектонически активной. Именно поэтому в ледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски отмечаются неоднократные усиления врезания рек, переуглубления долин, интенсивное эрозионное расчленение. Все это находит отражение в залегании четвертичных накоплений (близкое гипсометрическое положение разновозрастных осадков) и их характере (преобладание крупных фракций и сильная фациальная изменчивость). Преимущественное же распространение в этой зоне базальтов и долеритов обуславливает значительное однообразие петрографического и минералогического состава четвертичных толщ.



Фиг. 21. Ледниковая зона бассейна Нижней Тунгуски



Фиг. 22. Стратиграфическая колонка четвертичных отложений ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски

Среди четвертичных отложений ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски выделены образования четырех ярусов — нижнего плейстоцена (зооплейстоцена), среднего плейстоцена, верхнего плейстоцена и голоцена. Указанное подразделение четвертичной системы принято в унифицированной стратиграфической схеме для Западной Сибири и в соответствии с этим мы принимаем его в данной работе. За более дробными подразделениями (горизонтами), выделяемыми в среднем и верхнем плейстоцене, сохранены наименования, предложенные В. Н. Саксом (фиг. 22).

## НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (ЭОПЛЕЙСТОЦЕН)

В пределах ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски отложения эоплейстоцена встречаются в долинах современных рек, а изредка и в удалении от них — в тех участках древних долин, которые не совпадают с современными. В современных речных долинах отложения эоплейстоцена можно наблюдать как в разрезах самых высоких террас, так и сравнительно низко над урезом воды.

В долине Нижней Тунгуски выходы отложений эоплейстоцена встречаются в 10 км ниже р. Нидым, у устья речки Порох, в 5 км ниже устья речки Силаткина, в 1,5 и в 6 км выше Большого порога, в двух точках между устьями Ерачимы и Бургухли и в ряде других мест (фиг. 23, 24, 25).

В долине Таймуры наилучшие обнажения эоплейстоцена наблюдаются в 40 и 46 км выше устья; возможно, к эоплейстоценовым осадкам следует отнести и ряд выходов песчано-галечно-гравийных отложений, перекрытых мореной, располагающихся в среднем течении Таймуры между устьями рек Делингдекэн и Бургориктокан.

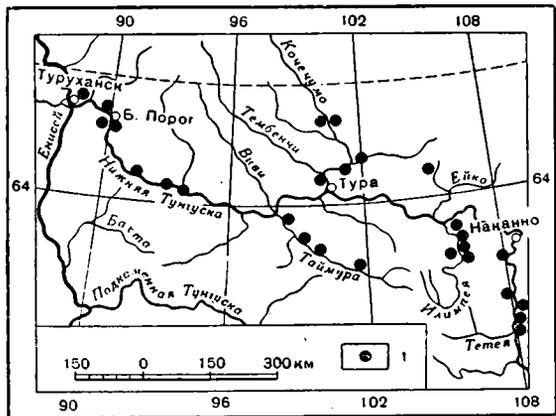
Ряд выходов эоплейстоцена встречен и в бассейне Кочечумо, как в долине последней, так и в долинах ее притоков — Туру и Тембенчи (фиг. 23).

Отнесение указанных отложений к эоплейстоцену определяется достаточно уверенно по их залеганию под толщей серых косослоистых песков (мощностью до 10 м), которые перекрываются мореной максимального оледенения. Иногда серые косослоистые пески размыты, и эта морена лежит непосредственно на осадках эоплейстоцена.

Ложатся эоплейстоценовые образования (там, где это можно было наблюдать) непосредственно на коренные породы — пермские отложения, туфогенные породы и диабазы.

Достаточно полной палинологической характеристики этих отложений дать невозможно, так как в большинстве случаев анализированные образцы не содержали пыльцы и спор. Однако по спорово-пыльцевым спектрам, выделенным в ряде образцов (табл. 4), устанавливается доминирующее значение в них древесной пыльцы (от 60 до 82%). Показательно, что в древесной пыльце преобладают разнообразные виды хвойных, главным образом сосны (до 85—90%). Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о существовании в то время климата более теплого, чем современный.

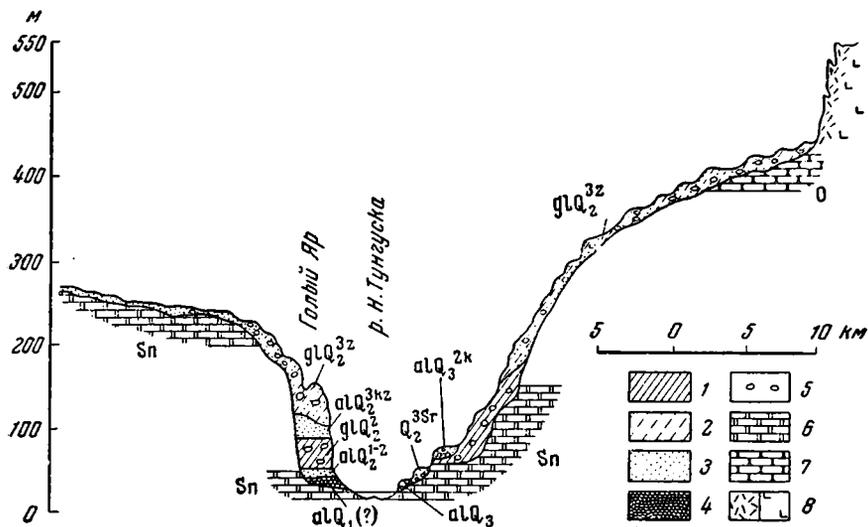
Находок фауны из достоверно эоплейстоценовых отложений ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски не известно. Но в долине Енисея в 2,5 км ниже устья р. Бахты в охристых галечниках, подстилающих отложения самаровской (максимальной) морены, летом 1959 г. И. И. Краснов нашел кость (ствол сброшенного рога) широколобого лося (определение Э. А. Вангенгейм), что датирует этот комплекс



Фиг. 23. Схематическая карта расположения выходов эоплейстоцена в бассейне Нижней Тунгуски.

1 — участки, где распространены отложения эоплейстоцена

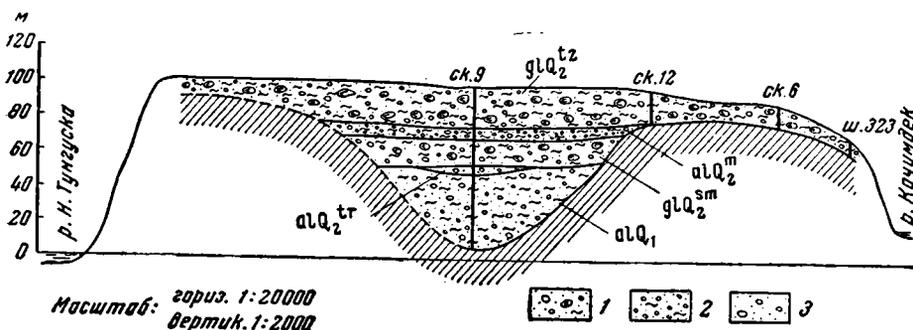
отложений как верхи эоплейстоцена. Отложения аналогичного характера подстилают максимальную морену и в долине Нижней Тунгуски между устьями Боргухли и Нижнего Чапкокто, у устья Пороха и в других местах.



Фиг. 24. Схематический геологический профиль через долину Нижней Тунгуски в районе Голого Яра. Составил С. А. Архипов

1 — суглинок; 2 — супесь; 3 — песок; 4 — галечник и рыхлые конгломераты; 5 — валуно-гравийно-галечниковые включения; 6 — доломиты; 7 — песчаники; 8 — траппы и продукты их разрушения

Таким образом, стратиграфическое положение указанных отложений, а также данные по их фауне и растительности позволяют считать их эоплейстоценовыми.



Фиг. 25. Геологический профиль между речью Нижней Тунгуски и Кочумдэка в 2,6 км выше устья Кочумдэка (азимут 325°). Составил С. М. Цейтлин по материалам бурения и шурфовки Северной партии Красноярского геологического управления за 1955—1958 гг.

1 — суглинки с валунами, щебнем и галькой; 2 — супесь с галькой и гравием; 3 — песчано-галечные отложения

В пределах ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски можно видеть отдельные выходы эоплейстоцена, видимой мощностью до 50 м, общая же мощность этих отложений достигает 70—90 м.

Приведем описание наиболее характерного разреза эоплейстоцена. Он расположен в борту правого склона Таймуры в 40 км от ее устья (фиг. 26). Выше этого обнажения Таймура на протяжении 6 км течет

## Результаты спорово-пыльцевых анализов эоплейстоценовых отложений

Состав пыльцы и спор	Левый берег Нижней Тун- гуски в 6,5 км ниже устья Корвунчаны. Терраса высо- той 60 м, слой 7*		Правый берег Нижней Тун- гуски в 2,7 км выше устья Майгучачи *		Правый берег Нижней Тунгуски в 20 км ниже пос. Большой Порог **		Правый берег Таймуры в 7,8 км выше устья Унничит- кана ***	
	количе- ство	%	количе- ство	%	количе- ство	%	количе- ство	%
Пыльца древесных пород . . .	23	61	93	82	262	86	131	32
Пыльца недревесных пород . .	10	26	6	5	35	11	219	55
Споры . . . . .	5	13	14	13	10	3	54	13
Пыльца древесных пород:								
<i>Picea</i> . . . . .	1	—	6	6	11	4	12	9
<i>Pinus sibirica</i> . . . . .	3	—	21	23	—	—	—	—
<i>P. silvestris</i> . . . . .	1	—	6	6	—	—	—	—
<i>P. sect. Cembrae</i> . . . . .	4	—	16	17	170	66	—	—
<i>P. sect. Strobus</i> . . . . .	2	—	4	4	—	—	—	—
<i>P. sect. Eupitys</i> . . . . .	2	—	3	3	—	—	—	—
<i>Pinus</i> (деформированные зерна) . . . . .	8	—	28	31	—	—	—	—
<i>Pinus pumila</i> . . . . .	—	—	—	—	1	0,5	—	—
<i>Pinus</i> sp. . . . .	—	—	—	—	53	20	13	10
<i>Betula</i> sp. . . . .	2	—	—	10	20	8	81	62
<i>Alnus</i> . . . . .	—	—	—	—	4	1,5	1	0,7
<i>Salix</i> . . . . .	—	—	—	—	3	1	11	8,4
<i>Corylus</i> . . . . .	—	—	—	—	—	—	4	3,0
Пыльца недревесных пород:								
Ericaceae . . . . .	2	—	—	—	1	0,5	4	1,8
Cyperaceae . . . . .	1	—	—	—	10	—	62	29
Gramineae . . . . .	4	—	—	—	3	—	29	13,5
<i>Artemisia</i> . . . . .	—	—	3	—	5	—	—	—
Разнотравье . . . . .	—	—	—	—	16	—	—	—
Chenopodiaceae . . . . .	—	—	1	—	—	—	7	3,2
Polygonaceae . . . . .	1	—	—	—	—	—	11	5,0
Не определенные двудоль- ные: . . . . .	2	—	2	—	—	—	—	—
Compositae . . . . .	—	—	—	—	—	—	10	4,6
Caryophyllaceae . . . . .	—	—	—	—	—	—	7	3,2
Onagraceae . . . . .	—	—	—	—	—	—	2	0,9
Umbelliferae . . . . .	—	—	—	—	—	—	2	0,9
Ranunculaceae . . . . .	—	—	—	—	—	—	12	5,4
Cruciferae . . . . .	—	—	—	—	—	—	12	5,6
Liliaceae . . . . .	—	—	—	—	—	—	3	1,3
<i>Myriophyllum</i> . . . . .	—	—	—	—	—	—	1	0,4
Labiatae . . . . .	—	—	—	—	—	—	11	5,0
Споры:								
Filicales . . . . .	—	—	3	—	4	—	—	—
Bryales . . . . .	—	—	5	—	—	—	—	—
Sphagnales . . . . .	1	—	2	—	4	—	27	50
Polypodiaceae . . . . .	2	—	—	—	—	—	20	37
<i>Lycopodium clavatum</i> . . .	2	—	3	—	2	—	5	9,3
<i>Selaginella</i> . . . . .	—	—	1	—	—	—	—	—

\* Анализ В. П. Грнчука. \*\* Анализ Р. Е. Гитерман. \*\*\* Анализ В. Н. Моревой.

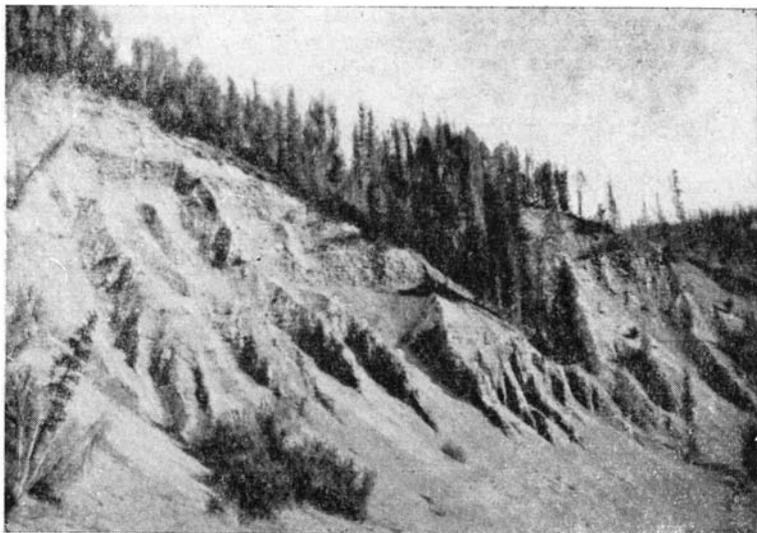
в каньоне, обрамленном высокими отвесными скалами диабазов, а далее перед началом каньона вновь в правом борту долины можно видеть обнажение, которое по своим литологическим особенностям и стратиграфической последовательности осадочных серий аналогично обнажению, расположенному в 40 км от устья Таймуры. Последнее начинается на высоте 64 м над рекой, но еще выше в крутом задержанном и залеженном склоне видны высыпки песка с мелкой и среднего размера галькой. Подобные высыпки наблюдаются до высоты 110 м над рекой, где склон довольно четко сменяется плоской поверхностью, в закопушках на которой видна отлично окатанная мелкая галька. Плоская поверхность шириной 200—250 м прослеживается вниз и вверх по реке несколько севернее каньона.

Таким образом, не вызывает сомнения, что к северу от каньона Таймуры располагается участок ее древней долины, выполненный отложениями эоплейстоцена. В обрыве правого склона Таймуры в 40 км от устья виден следующий разрез (фиг. 26—28).

Мощность, м

Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт и тонкий коричневатый суглинок с корнями растений	1
al — dl Q <sub>1</sub>	2. Галечно-песчаный горизонт с гравием и валунами размером до 15—20 см. Галька размером 2—7 см расположена в слое беспорядочно	1,1
al Q <sub>1</sub>	3. Гравий и коричневатый крупнозернистый песок с редкой мелкой галькой. В слое много линз гравия (мощность 2—3 см), сажистых линз (мощность 0,5—1 см)	0,9
»	4. Песок коричневатый, полимиктовый, неясно слоистый	2,9
»	5. Гравий и коричневато-желтый крупнозернистый песок с редкой мелкой галькой	0,2
»	6. Галечник с валунами (размером 25—30 см в верхней части слоя и 40—45 см в нижней). Обломочный материал сильно выветрелый, ожелезненный. Галька и валуны цементируются глинистым песком коричневатого-желтого цвета. Встречаются небольшие кусочки древесного угля	3,5
»	7. Переслаивание тонких хорошо отмытых песков — коричневых, желтоватых. Пески косослоисты с линзами гравия в нижней части. Участками ожелезненные прослои до 2 см мощности. В основании слоя — крупнозернистые пески с гравием	2,0
al (?) Q <sub>1</sub>	8. Валунно-галечный слой ржаво-охристого цвета с валунами размером до 1—1,5 м преимущественно из долеритов, туфогенных пород, песчаников. Среди гальки наряду с вышеуказанными породами много кремней и роговиков. Валун в слое до 50%, гальки — до 30%. Валун и галька покрыты корочкой ожелезнения, сильно выветрены. Связующий материал — глинистый крупнозернистый песок. Изредка в слое видны тонкие мелкогалечные и гравийные линзы. К низам слоя уменьшается крупность материала и увеличивается содержание гравия. Встречаются мелкие кусочки древесного угля	10,1
»	9. Переменяемость прослоев и линз валунно-галечно-песчаного (ржавого цвета), гравийно-песчаного и галечно-песчаного состава, в которых в свою очередь содержатся линзы гальки, гравия и песка. В ряде линз материал горизонтально- или косослоистый. Мощность отдельных прослоев и линз до 1—1,5 м, протяженность — до 25—30 м	6,3
»	10. Валунный слой с галькой. Валуну размером до 1,5—2 м. Средний размер валунов 30—40 см. Преобладают валуны долеритов и туфогенных пород (последние очень сильно выветрелы). Валун в слое 60%, гальки — 25%. Валун и галька ожелезнены, но покрыты налетом карбонатных выцветов, отчего цвет слоя серо-белесый. Связующий материал — песок с гравием и сильно выветрелой мелкой галькой или глинистый крупнозернистый песок	8,5
al Q <sub>1</sub>	11. Галечно-гравийный горизонт желтовато-коричневого цвета с отдельными прослоями мелких валунов и гальки. Ясно видна косая слоистость, подчеркнутая расположением гальки и гравия	1,5

(видимая)



Фиг. 26. Общий вид обнажения эоплейстоцена на правом склоне долины Таймура в 40 км выше устья

Ниже 7-метровая осыпь. Цоколь туфогенных пород находится на высоте 26 м над урезом воды в Таймуре.

Обнажения аналогичного характера, как уже упоминалось, видны по Таймуре в 46 км от устья, а также и в долине Нижней Тунгуски в 1,5 и в 6 км выше Большого порога.



Фиг. 27. Второй валунный горизонт средней пачки эоплейстоцена в обнажении в 40 км от устья Таймура

В других разрезах видно, что нижний валунный горизонт подстилается гравийно-песчаными отложениями с прослоями гальки. Так, в долине Нижней Тунгуски в 2 км выше устья Боргахли под мореной на высоте 25 м над рекой обнажаются косослойные серии из чередования крупнозернистых песков, гравия, мелкой гальки. Общая мощность косослойной пачки 8 м (см. фиг. 32).

В обнажении, расположенном в 40 км от устья Таймуры, видно, что над верхним валунным горизонтом (слой 6) лежат галечно-песчаные и песчано-гравийные отложения. Такие же отложения можно наблюдать и в ряде разрезов самых высоких террас долины Нижней Тунгуски, которые характеризуются всеми особенностями, присущими эоплейстоценовым накоплениям.

По данным изучения разрезов эоплейстоцена можно наметить ряд характерных особенностей этих отложений. Наиболее типичны следующие.

Накопления эоплейстоцена в той или иной степени ожелезнены; некоторые горизонты приобретают облик рыхлых конгломератов или рыхлых песчаников. Интенсивность ожелезнения в верхних горизонтах уменьшается; однако общий цвет толщи — ржаво-охристый, охристо-коричневый или коричневатожелтый — присущ всему разрезу.

Галечно-валунный материал этих отложений в той или иной степени выветрен, — валуны туфогенных пород часто разрушены до дресвы, а на гальках и валунах долеритов часто видны корки концентрического отслаивания (фиг. 29). Среди гальки наблюдается повышенное содержание стойких к выветриванию пород — кремней, роговиков, кварцитов, кварца и т. п., чем в более молодых четвертичных образованиях.

Однако в целом подавляющая часть галек и валунов представлена диабазами.

Гранулометрический состав этих отложений показывает преобладание песчаных и валунных фракций над галечно-гравийными и алевритовыми фракциями (табл. 5).

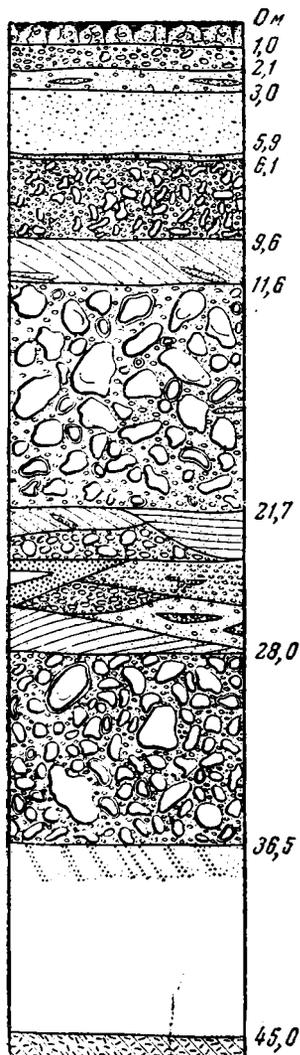
В галечном материале доминирует галька средней и мелкой размерности (фракции 50—25 и 25—10 мм). В гравии, наоборот, — доминирует крупный гравий (10—7 мм).

Окатанность галечного материала средняя. Коэффициент окатанности галек (вычисленный по методу А. В. Хабакова) лежит в пределах 30—50%, причем лучше окатаны гальки крупных фракций.

Для минералогического состава тяжелой фракции накоплений эоплейстоцена характерно повышенное содержание минералов группы амфибола (до 1,5%), группы эпидота (до 10%), лимонита, турмалина, ставролита. В отложениях же плейстоцена и голоцена указанные минералы обычно встречаются или в редких зернах (амфибол, турмалин, ставролит),

или в долях процента (эпидот). Минералы тяжелой фракции из эоплейстоценовых отложений почти всегда покрыты светлым налетом гидрокислов железа. Наконец, необходимо отметить, что в накоплениях эоплейстоцена часто встречаются тонкие прослои, линзочки и включения кусочков древесного угля.

В глинистом песке из валунных горизонтов эоплейстоцена преобладают продукты механического разрушения базальтов и долеритов, как



Фиг. 28. Разрез отложений эоплейстоцена в обнажении в 40 км от устья Таймуры



Фиг. 29. Характер выветривания валунов средней пачки эоплейстоцена в обнажении в 40 км от устья Таймуры

в виде отдельных минеральных зерен, так и в виде обломков пород; много агрегатов глинистого вещества, равномерно пропитанного окислами железа. Материал породы совершенно не сортирован, зерна ее почти не окатаны. Тяжелая фракция этой породы также не сортирована: минеральные зерна ее имеют самую различную размерность.

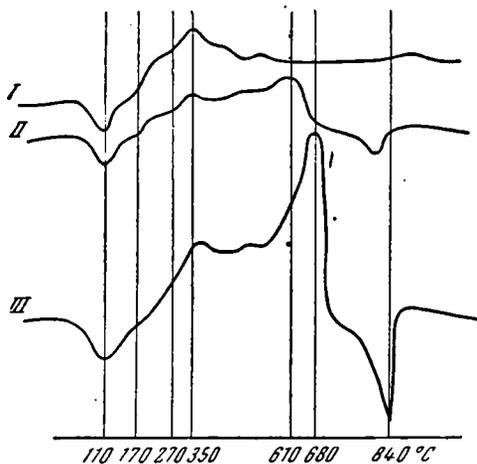
Термографическое изучение в лаборатории термического анализа Геологического института АН СССР (аналитик Д. А. Виталь) глинистой фракции породы (фиг. 30) показало, что глинистый минерал здесь представлен монтмориллонитом, причем отмечается присутствие железистого вещества и кальцита (кривая III).

Таблица 5

Гранулометрический состав галечно-валунных отложений эоплейстоцена (в %)

Место взятия проб и горизонт опробования	Фракция, мм						
	>2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	<0,05
Таймура в 40 км от устья, средний валунник (слой 8) . . . . .	58,5	15,2	10,0	4,2	3,3	3,4	5,4
Там же, нижний валунник (слой 10) . . . . .	57,3	5,9	7,1	6,0	6,1	9,0	8,6
Правый берег Нижней Тунгуски в 6,5 км выше пос. Большой Порог, верхний валунник . . . . .	7,9	6,4	18,3	25,4	17,7	9,8	14,5
Там же, нижний валунник . . . . .	36,7	22,1	25,5	8,2	2,8	1,2	3,5
Правый берег Нижней Тунгуски в 20 км ниже пос. Большой Порог . . . . .	63,4	5,4	5,8	10,0	6,4	2,4	6,6

По мнению Н. В. Ренгартен, просматривавшей препараты породы под микроскопом, вышеуказанные данные должны свидетельствовать об однообразии и близости источника сноса, а также об отложении материала быстрыми и короткими водными потоками. Из факта равномерной ожелезненности материала можно сделать заключение о сингенетичности накопления породы и процессов ожелезнения. Учитывая преимущественно трапповый состав породы, надо полагать, что



Фиг. 30. Термограммы глинистых фракций отложений эоплейстоцена

*I* — Нижняя Тунгуска в 20 км ниже пос. Большой порог, глинистый песок валунно-галечно-песчаных накоплений; *II* — Нижняя Тунгуска в 6,5 км выше пос. Большой Порог, глинистый песок из горизонта верхних валуников; *III* — там же, песчано-глинистый материал нижнего горизонта валуников

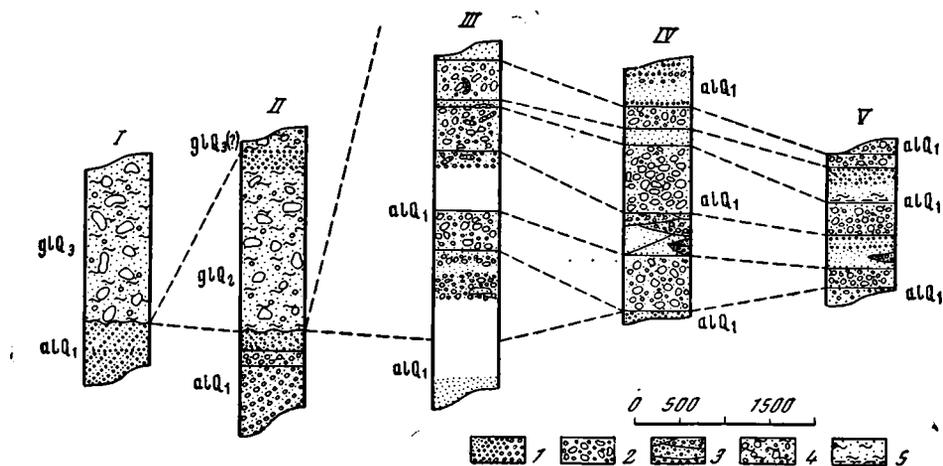
нию — валунно-галечную с тремя четко выраженными валунными горизонтами и верхнюю — галечно-песчаную.

Нижняя пачка обладает наименьшей мощностью — до 10 м. Весьма типичной и отличительной чертой ее является сильная уплотненность отложений, напоминающих рыхлые песчаники, гравелиты и

ожезженность вызвана поступлением железа за счет окисления пироксенов и основного стекла траппов.

Что же касается особенностей минералогии эоплейстоценовых накоплений — повышенного содержания амфиболов, эпидота и ряда устойчивых минералов — то причина этого пока еще остается не выясненной. Скорее всего, обогащение отложений эоплейстоцена вышеуказанным комплексом минералов произошло за счет перетолжения их из меловых отложений (возможно и палеоген-неогеновых), в то время, вероятно, бывших еще достаточно распространенными в бассейне Нижней Тунгуски.

Сопоставление разрезов эоплейстоцена ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски (фиг. 31) позволяет выделить в комплексе эоплейстоценовых накоплений три пачки: нижнюю — галечно-песчаную и гравийно-песчаную, сред-



Фиг. 31. Схема сопоставления разрезов эоплейстоцена ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски

*I* — правый берег Нижней Тунгуски в 2 км выше устья Боргухли; *II* — правый берег Нижней Тунгуски в 20 км ниже устья Ерачимо; *III* — правый берег Нижней Тунгуски в 6,5 км выше Большого Порога; *IV* — Таймура в 40 км выше устья; *V* — правый берег Тембенчи в 11 км выше устья

*1* — косослонистые пески, гравий и галечка; *2* — галечно-валунные отложения; *3* — перемежаемость линз песков, галечника и гравия; *4* — морена; *5* — суглинки с прослоями глин



Фиг. 32. Обнажение нижней пачки эоплейстоцена на правом берегу Нижней Тунгуски в 20 км ниже устья Ерачимо

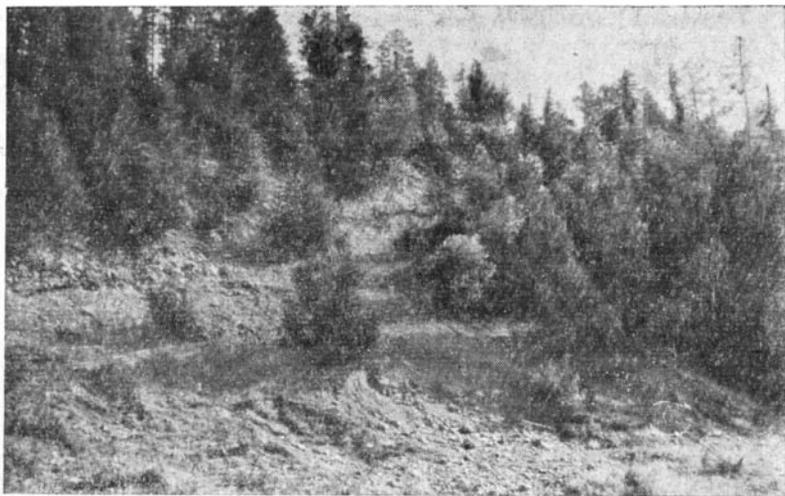
мелкогалечные конгломераты, а также наличие косої слоистости, характерной для отложений рек со сравнительно быстрым течением (фиг. 32). Кроме того, галечный материал, этой пачки повсеместно имеет высокую степень окатанности (III, IV, реже II классы окатанности).

Средняя пачка валунно-галечных отложений характерна наличием трех валунных горизонтов, правда не выдержанных по мощности (фиг. 27, 31, 33). Наибольшую мощность имеют средний и нижний валунные горизонты (до 8—10 м каждый), как это наблюдается в обнажении, расположенном в 40 км от устья Таймуры. Между вторым и третьим валунными горизонтами залегает фациально изменчивая толща, состоящая из линз, пропластков валунников, галечников, песков и т. п. (см. стр. 50), горизонт 9). Наименее четко выражен верхний валунный горизонт; в ряде обнажений он замещается сериями линз гальки и мелких валунов. Общая мощность средней пачки — 30—40 м.

Верхняя пачка — неяснослоистые, иногда горизонтальнослоистые пески с прослоями мелкой и средней гальки. Эта пачка плохо обнажена и наблюдается только в виде нарушенных выходов и в высыпках над валунно-галечными отложениями средней пачки. Мощность верхней пачки 30—40 м.

Не вызывает сомнения водное происхождение осадков эоплейстоцена. Типично аллювиальными являются осадки нижней и верхней пачки. В приенисейской части территории (в бассейне р. Большой Шорихи) А. М. Иванова наблюдала разрез, видимо, нижней пачки эоплейстоцена, в рыхлых грубозернистых полимиктовых песчанниках которой отчетливо выражены знаки ряби речного типа.

Несколько менее определена генетическая принадлежность средней пачки. Наличие в ней трех горизонтов валунников, вероятно, отражает более сложные условия осадконакопления. Это подтверждается еще и самим строением валунных горизонтов: существенным преобладанием валунов (до 70—75% от всей массы породы), отсутствием сортировки валунов внутри горизонтов, самой различной окатанностью материала — от плохой до отличной — и, наконец, наличием множества весьма крупных валунов размером до 1—1,5 м.



Фиг. 33. Выход средней (валунной) пачки эоплейстоцена. Правый склон долины Нижней Тунгуски в 6 км выше Большого Порога

Скопление валунников можно наблюдать и среди новейших отложений, например, в так называемых коргах. Однако валунники корг имеют весьма ограниченное распространение и не образуют более или менее выдержанных горизонтов, подобных тем, какие наблюдаются в средней пачке эоплейстоцена. Надо полагать, что накопление валунников средней пачки было обусловлено периодическими резкими изменениями гидродинамического режима потоков на территории бассейна Нижней Тунгуски.

Приведенные выше сведения о трехчленном делении толщи эоплейстоцена основаны только на взаимоотношениях пород в разрезах и на их литологических различиях. Несомненно, что вся эта толща была сформирована в течение достаточно длительного промежутка времени, но данных о том, что отдельные ее пачки должны отвечать определенным горизонтам эоплейстоцена, пока нет. Наоборот, скорее всего описанная толща отвечает только какой-то части эоплейстоцена. Надо учесть, что до отложения этой толщи произошло резкое и сильное вреzание рек, выработавших уже к началу отложения толщи долины почти такой же глубины, как и современные. Вероятно, это вреzание тоже охватывает время некоторой части эоплейстоцена.

Таким образом, исходя из особенностей залегания толщи эоплейстоцена, ее палинологической и палеонтологической характеристики, можно предположительно говорить о ее средне- и верхнеэоплейстоценовом возрасте. В последующие этапы геологической истории эоплейстоценовые отложения были частью размыты, а частью перекрыты более молодыми образованиями плейстоцена и голоцена — ледниковыми, аллювиальными, флювиогляциальными, озерно-аллювиальными и другими отложениями.

В эоплейстоцене в этой части бассейна Нижней Тунгуски проявилось два этапа резкого усиления эрозии рек — в начале эоплейстоцена и во время отложения толщи валунников. Оба эти этапа отражают, видимо, существование крупных тектонических поднятий. Во время первого из них на северо-западе Сибирской платформы имела место значительная регрессия моря, что подтверждается наличием погребенных узких каньонообразных долин в пределах приенисейской части Западно-Сибирской низменности (Архипов, 1960).

Последовавшее вслед за этим накопление мощной толщи отложенных могло произойти или в условиях погружения этой территории, что трудно допустить, поскольку эта часть платформы имеет устойчивую тенденцию к поднятиям, или в условиях повышения базиса эрозии, т. е. при повышении уровня моря. Скорее всего, с наличием второго обстоятельства и связано накопление этой мощной толщи эоплейстоцена.

Средняя пачка валунистов, залегающая внутри толщи эоплейстоценовых накоплений, образовалась, по-видимому, в результате деятельности мощных, бурных и, надо полагать, круто падающих потоков. Маловероятно, чтобы появление таких потоков могло быть объяснено только увеличением водности, т. е. климатическим фактором. Не отрицая полностью возможного влияния этого фактора, возникновение валунистов следует связывать с резким усилением тектонических поднятий свода массива Путорана и, в связи с этим, увеличением уклонов падения рек.

### СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Территория ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски подверглась в течение плейстоцена четырехкратному воздействию оледенений. Здесь, также как в Европе, отмечается уменьшение распространения оледенений от более древнего к более молодому. Каждое последующее оледенение охватывало поэтому все меньшую площадь, пока, наконец, последнее верхнеплейстоценовое — сарганское — оледенение не оказалось локализованным в массиве Путорана. Наряду с этим заметно, что к западу и юго-западу от массива Путорана следы оледенения более четки и более многочисленны, чем южнее, юго-восточнее и восточнее массива. Так, в долине Нижней Тунгуски, в ее низовьях, в разрезах плейстоценовых отложений отмечается наличие морен трех оледенений, выше по течению — двух, и в среднем течении, у границ ледниковой зоны, — только одного оледенения.

Сказанное обусловлено не только положением центра оледенений — массива Путорана — по отношению к долине Нижней Тунгуски, но, видимо, связано и с физико-географической обстановкой развития оледенений. Подробнее об этом речь будет идти ниже (см. гл. VII).

Неоднократное развитие оледенений в среднем и верхнем плейстоцене обусловило широкое распространение в пределах ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски нового комплекса четвертичных образований — ледниковых отложений, характерных здесь только для среднего и верхнего плейстоцена. Последние являются доминирующими среди всех других накоплений плейстоцена этой зоны.

В комплексе ледниковых отложений особенно большую роль играют морены, озерно-ледниковые отложения и флювиогляциальные отложения. С каждым оледенением плейстоцена связан свой комплекс ледниковых образований, который отличается не только условиями залегания и стратиграфическим положением, но и рядом литологических признаков. Однако имеется и ряд общих черт, присущих ледниковым образованиям всех оледенений этой территории, обусловленных наличием единого центра оледенения, сравнительно однообразным геологическим строением района, а также спецификой развития отдельных оледенений.

В бассейне Нижней Тунгуски морены представлены несортированными обычно суглинистыми накоплениями с беспорядочно включенными в них валунами, глыбами, галькой, щебенкой, гравием, песчаными и глинистыми частицами. От места к месту меняется облик морен — изменяется количество обломочного материала, морена становится то более песчаной, то более глинистой. Гранулометрические анализы

материала морены отличаются большой неоднородностью и характеризуются несколькими максимумами различных фракций размерности. Чаще всего преобладают фракции +2 мм и -0,05 мм.

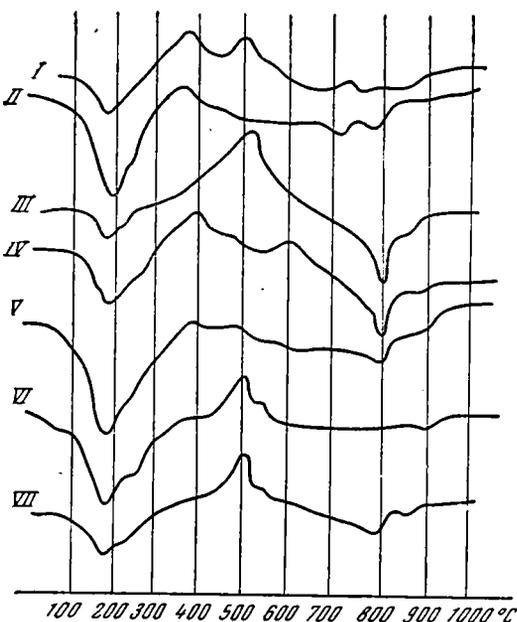
Петрографический состав обломочного материала морен чрезвычайно однообразен: всюду преобладают долериты и базальты (50—80%), туфогенные породы (30—50%), песчаники перми (10—20%).

Только в мелкой гальке (фракция крупности -25 +16 мм) встречается некоторое количество кварца, кварцита, роговиков (до 5%). Основным минералом глинистой фракции является монтмориллонит (фиг. 34); одновременно на термографических кривых выявляется присутствие железистого компонента и, вероятно, карбоната.

Степень окатанности обломочного материала морен очень низкая. Почти третья часть материала совершенно не окатана, а половина материала только едва окатана (окатанность I класса по классификации А. В. Хабакова).

Весьма характерен облик валунов в моренах. Очень часты утюгообразные валуны, имеющие хорошо пришлифованную плоскость волочения. Большинство валунов покрыто ясно различимой штриховкой, бороздами, шрамами. Обычно валуны штрихованы в различных направлениях, но есть и такие валуны, на которых линии штрихов параллельны (см. фиг. 40).

Мощность морен непостоянна и варьирует в широких пределах от 2—5 до 50—60 м.



Фиг. 34. Термограммы глинистой фракции морен и озерно-ледниковых отложений

I — морена максимального оледенения на правом берегу Нижней Тунгуски в 6,5 км выше Большого Порога; II — морена максимального оледенения на правом берегу Нижней Тунгуски в 5,5 км ниже устья Хогорикта; III — морена тазовского оледенения на правом берегу Нижней Тунгуски в 20 км ниже Большого Порога; IV — морена зырянского оледенения в долине Нижней Тунгуски в 6,5 км ниже пос. Большой Порог; V — морена зырянского оледенения в долине Нижней Тунгуски в 0,3 км ниже устья Сопко; VI и VII — озерно-ледниковые глины зырянского оледенения в долине Нижней Тунгуски у фактории Учамы (Красный Яр)

В общем виде можно все же отметить, что в бассейне правобережья Нижней Тунгуски (в пределах ледниковой зоны) морены отличаются большей мощностью, чем в бассейне левобережья этой реки.

Во время оледенений возникали обширные приледниковые озерные бассейны, в которых отлагались тонкие супесчано-глинистые осадки с отчетливо выраженной сезонной слоистостью. Эти озерно-ледниковые образования представляют собой голубовато-серую, реже синевато-серую несколько опесчаненную породу с ясной горизонтальной слоистостью. Слоистость обусловлена чередованием глинистых и тонкопесчаных слоев мощностью 2—3 мм, а иногда до 10—15 см. В некоторых местах эти породы (их мы будем далее именовать глинами) имеют типично ленточную текстуру.

В глинах иногда наблюдаются горизонты, обогащенные конкрециями лепешковидной или неправильной формы, отвечающими по составу

кальциту с небольшой примесью манганокальцита. На поверхности конкреций в ряде случаев можно наблюдать ячеистость (ячейки отделены друг от друга тонкими стенками высотой 2—3 мм), придающую поверхностям конкреций сетчатый вид.

По механическому составу в глинах резко преобладают пылеватые и алевритовые частицы; содержание песчаных частиц обычно не превышает 5%. По классификации Л. Б. Рухина (1953) глины такого гранулометрического состава относятся к типу алевритовых.

Термографическое изучение глинистой фракции озерно-ледниковых отложений показало близкое сходство кривых нагревания этих образований с кривыми нагревания глинистой фракции морен. Глинистый минерал здесь также представлен монтмориллонитом (см. фиг. 34).

Мощность голубовато-серых глин весьма непостоянна. Чаще всего она составляет 6—12 м, но в отдельных разрезах она достигает 20 м (в бассейне р. Учами) и даже 40—50 м (в верховьях р. Курейки — Пармузин, 1959).

Большинство обнажений глин приурочено к современным долинам, но иногда глинами выстилаются и понижения междуречий, служившие, видимо, ранее ложбинами стока ледниковых вод.

В ряде мест можно наблюдать фациальное замещение глин песками (в бассейнах Северной, Учами) или постепенное увеличение песчаности глин вверх или вниз по разрезу. Обнажения озерно-ледниковых глин пространственно связаны с моренами того или иного возраста. Синхронность большей части выходов голубовато-серых глин оледенениям подтверждается палеоботаническими данными: обедненные количественно и в видовом отношении спорово-пыльцевые спектры глин характеризуются почти всюду безлесными спектрами типа тундр и тундростепей (?).

Накопление глин происходило в озерных бассейнах, образовавшихся в долинах рек в результате подпруживания водных потоков льдом или моренами. В отдельных местах (видимо там, где образовались особенно крупные озерные бассейны) глины продолжали отлагаться и после исчезновения ледников, т. е. в межледниковье. В частности, к таким уже собственно озерным отложениям В. Л. Фишер отнес глины в бассейне верхнего течения Учами, где спорово-пыльцевыми анализами в верхах толщи глин выявляются спектры светлохвойной и выше по разрезу темнохвойной тайги.

Флювиогляциальные отложения в накоплениях среднего и верхнего плейстоцена достаточно разнообразны. К ним относятся песчаные и песчано-галечные образования озоев, песчано-гравийные и песчано-галечные отложения камов, а также своеобразные отложения, напоминающие аллювиальные, но фациально резко изменчивые и залегающие непосредственно на осадках ледникового комплекса (моренах или озерно-ледниковых отложениях). Вероятно, к флювиогляциальным отложениям типа зандров можно отнести выявленные А. Т. Стуловым поля песчано-гравийных и гравийно-галечных отложений, покрывающих участки водоразделов в бассейнах рек Нимдэ и Чисковой и на междуречье Тутончана — Кочумдэк.

Если озы, камы и зандровые накопления на водоразделах можно, по-видимому, определенно относить к флювиогляциальным отложениям, то выделение последних в долинах рек весьма затруднено. Флювиогляциальные отложения долин очень сходны с аллювиальными и отчленение одних от других является весьма условным. Тем не менее в ряде обнажений (у фактории Учами, у устья р. Дегали и др.) видно как озерно-ледниковые отложения или морена перекрываются отложениями, похожими на аллювиальные, но фациально резко неустойчивыми, имеющими линзовидное строение; в них часто пески или глины резко

сменяются галечниками или валунниками и наоборот. Такой характер отложений свидетельствует об очень неустойчивом водном режиме потоков, отлагавших их; возможно, они отлагались флювиогляциальными потоками, которым свойственна именно подобная неустойчивость режима.

Значительное сходство разновозрастных ледниковых отложений даже в удаленных один от другого пунктах ледниковой зоны не позволяет в каждом отдельном случае определить их принадлежность к тому или иному оледенению. Кроме того, местные, локальные оледенения, располагавшиеся перед фронтом основных ледниковых покровов, также оставили после себя комплекс ледниковых отложений, которые в этом случае весьма трудно отнести к определенному веку оледенения. Поэтому, говоря о возрасте ледниковых отложений, необходимо в каждом случае основываться не только на их взаимоотношениях с границами оледенений, но и на стратиграфическом и геоморфологическом положениях.

В геологическом разрезе среднего и верхнего плейстоцена ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски наряду с ледниковыми отложениями видную роль играют аллювиальные отложения, а также делювиальные и озерные образования. Последние сложно переплетаются с ледниковыми отложениями и различить их зачастую довольно трудно. Наряду с этим геологическая история среднего и верхнего плейстоцена ледниковой зоны осложняется неоднократными проявлениями тектоники, обуславливающей энергичную эрозионную деятельность и резкое расчленение рельефа.

Здесь следует напомнить, что еще в эоплейстоцене долина Нижней Тунгуски в пределах ледниковой зоны была выработана почти до современной глубины и, вероятно, была террасированной. Осадки эоплейстоцена поэтому видны на самых различных высотных уровнях по склонам долины Нижней Тунгуски. В результате последующих геологических событий часть доледниковых осадков была уничтожена, часть — погребена под моренами, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками. И только в очень редких местах доледниковые отложения можно наблюдать в естественных обнажениях.

В отложениях рассматриваемой части плейстоцена выделено два яруса — средний ( $Q_2$ ) и верхний ( $Q_3$ ). Средний плейстоцен охватывает туруханский горизонт, горизонты двух оледенений — самаровского (максимального) и тазовского, — и межледниковый мессовский горизонт. В верхнем плейстоцене также выделяются четыре горизонта: горизонты двух оледенений — зырянского и сартанского — и двух межледниковых — казанцевского и каргинского.

### Средний плейстоцен

#### *Туруханский (тобольский) горизонт ( $Q_2^{tr}$ )*

При описании эоплейстоцена указывалось, что интенсивность ожезления отложений и их обохренность убывают вверх по разрезу. В некоторых разрезах можно наблюдать, что морена максимального оледенения лежит на серых косослоистых песках (фиг. 35). До сих пор неясно, постепенно ли сменяются осадки эоплейстоцена, с ослаблением интенсивности присущей им окраски, серыми косослоистыми песками или этот переход совершается резко. Судя по тому, что серые косослоистые пески сохранились под максимальной мореной только в редких местах, что они маломощны (не более 10 м) и часто вовсе отсутствуют, надо полагать, что туруханское время среднего плейстоцена характеризовалось преимущественным размывом.



Фиг. 35. Серые песчано-гравийные отложения туруханского горизонта плейстоцена на правом берегу Нижней Тунгуски в 3 км ниже устья р. Фомкиной

Наиболее типичные разрезы отложений туруханского горизонта встречены в долине Нижней Тунгуски между устьями рек Чемконокит и Порох. В 0,3 км выше устья Пороха в разрезе 30-метрового склона правого берега реки видно (сверху вниз):

		Мощность, м
$Q_4$	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,2
$alQ_3$	2. Супесь коричневато-желтая, однородная, тонкая . . . . .	4,8
»	3. Та же супесь, но с пятнами и прослоями серого песчанистого суглинка, содержащего валуны, гальку, гравий . . . . .	1,0
$glQ_2^{sm}$	4. Морена — серый песчанистый суглинок с валунами (размером до 1 м), галькой и гравием. Обломочный материал расположен беспорядочно . . . . .	12,0
$alQ_2^{tr}$	5. Серая песчано-гравийная уплотненная толща, косослоистая, с линзами и прослоями мелкой гальки. Ниже бичевник . . . . .	3,0
		(видимая)

Отложения туруханского горизонта плейстоцена описаны также С. А. Архиповым (1960) в обнажении Голый Яр (правый берег Нижней Тунгуски в 10 км ниже устья р. Северной) и по материалам скважин в районе с. Туруханск.

В обнажении Голый Яр С. А. Архипов наблюдал 15—16-метровую толщу гравийно-мелкогалечных и песчаных косослоистых отложений, залегающих между эоплейстоценовыми конгломератами и мореной максимального оледенения. Как отмечает С. А. Архипов (1960), песчаный и супесчаный материал слагает верхнюю пачку отложений, что свидетельствует, как он полагает, о смене условий осадконакопления — от бурного речного потока (нижняя гравийно-мелкогалечная пачка) к более спокойному или даже, может быть, подпруженному водоему.

В районе с. Туруханск, по данным бурения, плейстоценовые туруханские отложения встречены на глубине 98—145 м. Они представлены песчано-глинистыми, песчаными образованиями, в которые включены редкие валуны и галька диабазов и известняков.

И по нашим данным, и по данным С. А. Архипова, кластический материал этих отложений представлен преимущественно мелкой галькой (до 3 см) и отличается хорошей окатанностью.

М. Н. Благовещенская приводит следующие данные о петрографическом составе и окатанности подобных отложений, обнажающихся по правому берегу Нижней Тунгуски в 2 км выше устья речки Дямилы: туфогенные породы — 24%, долериты афанитовые, долериты средне- и мелкозернистые и мандельштейны — 31%, песчаники светлые — 43%, алевролит черный — 1%; известняк — 1%; коэффициент окатанности (КР) — 69,5%.

Результаты спорово-пыльцевых анализов образцов из этих отложений свидетельствуют о значительном ухудшении климатических условий начала среднего плейстоцена по сравнению с эоплейстоценовым временем. С. П. Альтер указывает, что в спорово-пыльцевых спектрах преобладают травы, а древесная растительность имеет подчиненное значение (древесных — 30,5%, спор — 10,7%). По данным спорово-пыльцевых анализов, замечает С. П. Альтер, в то время существовал холодный и сухой климат, но все же более теплый и влажный, чем во время оледенения. К такому же выводу приходит и С. А. Архипов.

### *Самаровский горизонт (максимальное оледенение) ( $Q_2^{sm}$ )*

Стратиграфически выше описанных ранее отложений залегают отложения максимального оледенения, представленные моренами и соответствующими им озерно-ледниковыми образованиями. Те и другие образования лежат как на более древних четвертичных осадках, — например, на эоплейстоценовых отложениях (фиг. 36), так и на коренных, докайнозойских породах.

Многочисленность оледенений, внешнее сходство морен различных оледенений и, наконец, единый центр питания оледенений, сложенный достаточно однообразной толщей пермо-триасовых пород, поставивших однородный обломочный материал во все морены, — все это вызывает большие трудности в разделении морен по возрасту.

Надо сказать, что ранее предпринимались попытки выделения разновозрастных морен М. Н. Благовещенской в 1950 г., С. В. Эпштейном в 1952 г., И. М. Фердманом в 1954 г., А. А. Макаровой в 1952 г., но они основывались в основном на общегеоморфологических соображениях и не учитывали ни стратиграфического положения морен, ни их литологических особенностей.

В качестве основных признаков, по которым можно судить о принадлежности морены к наиболее древнему оледенению, т. е. максимальному, по нашему мнению, могут служить следующие.

1. В краевой части ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски следы оледенения отличаются наихудшей сохранностью. Поэтому будет естественным считать морены периферической части ледниковой зоны принадлежащими к наиболее древнему, максимальному оледенению.

2. Морена максимального оледенения сильно обогащена материалом эоплейстоцена — обохренными и частью выветрившимися гальками и валунами и ожелезненным песком, — что придает ей характерный желтовато-серый или коричневатобурый цвет.

3. Указанная морена сильно уплотнена, местами можно наблюдать чешуйчатость уплотнения. При ударе суглинок морены распадается на неправильные, угловатые обломки.

4. В долине Нижней Тунгуски (ниже устья Таймуры) морену века максимального оледенения можно встретить в доколе даже самых молодых террас (за исключением пойменной). Так, на участке долины от р. Кочумдэк до р. Чисковой эта морена видна уже с 14—18 м над урезом воды в реке, а в 6 км выше Большого Порога — с 10—11 м.

5. В распределении обломочного материала в морене по механическому составу четко выделяется явное преобладание двух фракций —



Фиг. 36. Обнажение морены максимального оледенения (1), лежащей на уплотненных песчано-гравийных отложениях эоплейстоцена (2). Правый берег Нижней Тунгуски в 6 км выше Большого Порога

грубообломочной (+1 мм) и алевритовой (—0,1 мм). Суммарно эти две фракции составляют не менее 65—85% всей массы морены. Обычно доминирует грубообломочная фракция (40—70%), но в нижнем горизонте морены заметно увеличивается содержание алевритовой фракции (фиг. 37).

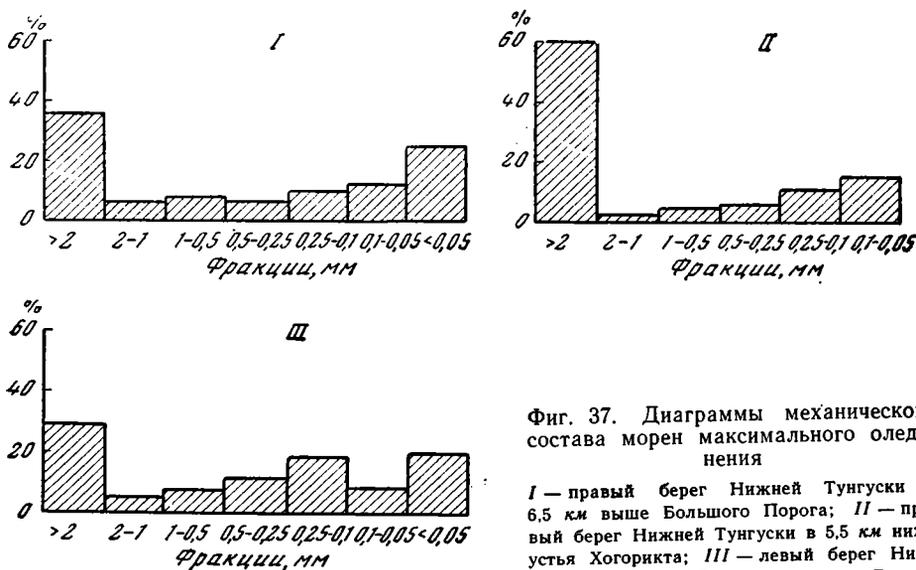
Морена века максимального оледенения обычно имеет мощность 10—15 м, но иногда она достигает и 24—28 м мощности, как это наблюдалось В. Л. Фишером в бассейне верховьев р. Учами по ее притоку Делькуме и нами в среднем течении Таймуры в 0,7 км ниже устья ручья Катикан.

Морена представляет собой несколько опесчаненный суглинок коричневатого-серого, желто-серого или коричневатого-бурого цвета, плотный, мелкокомковатый или оскольчатый. В суглинке беспорядочно включены валуны (размером до 1,5—2 м), галька, щебень, гравий (фиг. 38, 39). Характерно, что многие гальки и валуны обохрены, несут следы выветривания (видимо, такой материал попал в морену из толщ эоплейстоцена). Сильно выветрены и легко разрушаются от удара валуны и галька туфогенных пород. Окатанность обломочного материала в целом не выше средней (преимущественно I—II, редко III кл.). Так, по реч. Дальней Вакунайке (бассейн Учами), по данным И. М. Фердмана, в материале этой морены мелких валунов (до 15 см) и галек слабоокатанных — 72%, неокатанных — 8%, а хорошо окатанных — 20%. На многих валунах и крупных гальках долеритов отчетливо видны штрихи и борозды (фиг. 40), ясно различимы нижние пришлифованные плоскости. Ряд валунов и галек имеет утюгообразную форму. В петрографическом составе галечно-валунного материала морены преобладают местные породы — преимущественно долериты, базальты, туфогенные породы. В меньшем количестве присутствуют песчаники, алевролиты, аржиллиты. Редко встречаются гальки кварца, кремня, роговиков.

Состав валунно-галечных фракций морены не постоянен. В районах развития лавового комплекса траппов в морене содержится 90—95% базальтов и долерито-базальтов; южнее, где наряду с траппами широко развиты туфогенные породы и породы перми, эти последние

часто преобладают, а траппы содержатся в меньшем количестве (иногда всего 30—40%). Для морены реки Дальней Вакунайки И. М. Фердман приводит следующий состав мелких валунов (до 15 см) и гальки: туфогенных пород — 63%, долеритов — 25%, контактово измененных пород — 12%.

Как можно судить по положению морен максимального оледенения, это последнее развивалось в условиях почти так же расчлененного



Фиг. 37. Диаграммы механического состава морен максимального оледенения

I — правый берег Нижней Тунгуски в 6,5 км выше Большого Порога; II — правый берег Нижней Тунгуски в 5,5 км ниже устья Хогорикта; III — левый берег Нижней Тунгуски в 2,5 км выше устья Голомо

рельефа, как и теперь. Судя по мощности морен и по тому, что доледниковые отложения обычно не нарушены, можно полагать, что это оледенение было сравнительно малоактивным.

Однако в среднем течении Таймуры в толще морены В. Ч. Колесников наблюдал отторженец тонкослоистых темно-зеленых туффитов длиной 20 м и мощностью 1 м.

Льды максимального оледенения (или его морены) вызвали образование приледниковых озерных водоемов, локализовавшихся, видимо, в основном в долинах.

Свидетельствами таких образований являются голубовато-серые глины, иногда ленточного типа. Глины достигают значительной мощности — 10—15 м.

Как уже отмечалось выше, голубовато-серые глины вообще являются типичным озерно-ледниковым образованием для всех ледниковых эпох плейстоцена, что не дает возможности в каждом отдельном случае определить их принадлежность к тому или иному ледниковью. Поэтому приходится основываться в таких случаях на их пространственной приуроченности к границам того или иного оледенения, стратиграфических взаимоотношениях и на геоморфологическом положении.

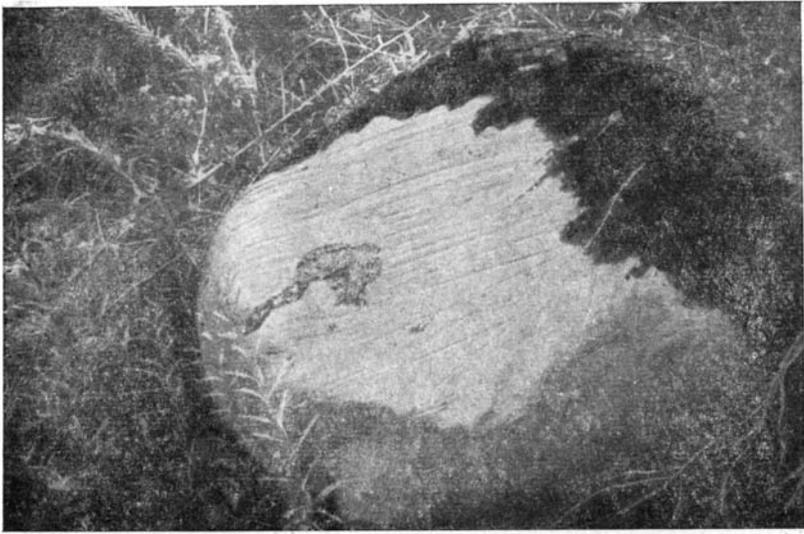
Что касается озерно-ледниковых отложений, связанных с максимальным оледенением, то к ним можно с большой уверенностью отнести голубовато-серые глины, встречающиеся в краевой части ледниковой зоны и непосредственно у ее внешнего края. Характерно также, что эти глины здесь встречаются не только в доколе террас, но и слагают их верхние части.



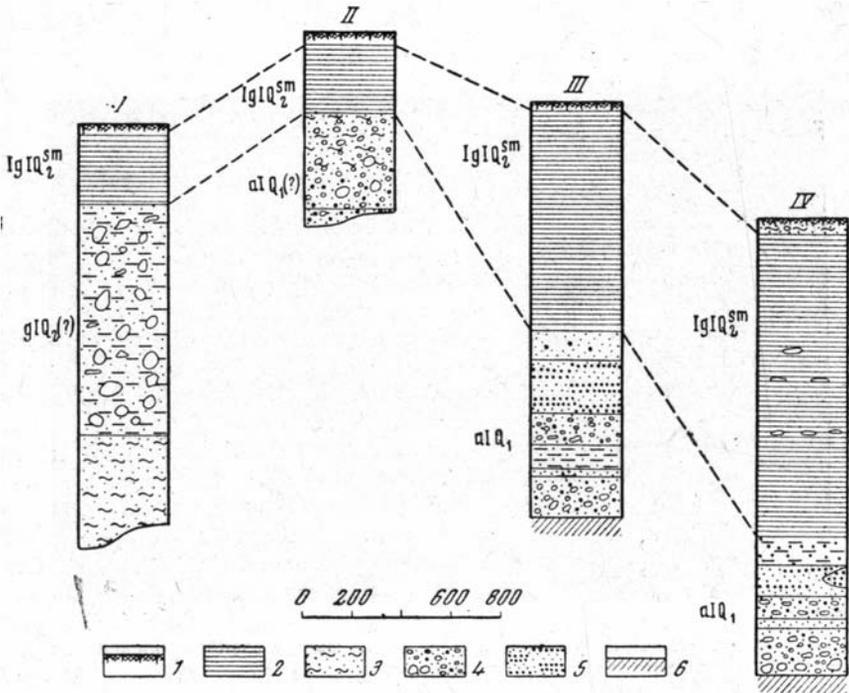
Фиг. 38. обнажение морены максимального оледенения. Левый склон долины Таймуры в 1,2 км ниже устья Уксингды



Фиг. 39. Обнажение уплотненной морены максимального оледенения в подоле 65-метровой террасы (правый берег Нижней Тунгуски близ устья Пороха)



Фиг. 40. Ледниковая штриховка на диабазовом валуне из морены максимального оледенения. Правый склон Нижней Тунгуски в 1 км ниже устья Ямбукана



Фиг. 41. Схема сопоставления разрезов озерно-ледниковых отложений максимального оледенения  
 I — верховье Бахты; II — правый берег Нижней Тунгуски у устья Ховоркили; III — Таймура в 7 км ниже устья Кербо; IV — Чамбэ — правый приток Таймуры — в 5,5 км ниже устья Делина; 1 — почвенно-растительный горизонт; 2 — озерно-ледниковые глин; 3 — супесь; 4 — песчано-галечные отложения; 5 — песчано-гравийные отложения; 6 — коренные породы

Озерно-ледниковые отложения краевой зоны оледенения участвуют в накоплениях V надпойменной террасы. Такие обнажения можно наблюдать в верховьях Учами, в верховье Бахты, по Таймуре в 7 км ниже устья Кербо, в долине Нижней Тунгуски, в 2,5 км ниже устья Ховоркили и в других местах (фиг. 41).

Приведем описание упомянутого обнажения на Таймуре. Здесь в разрезе 25-метровой (V надпойменной) террасы видно (сверху вниз):

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,5
IglQ <sub>2</sub> <sup>sm</sup>	2. Светло-бурая, очень вязкая тяжелая глина (выветрелый ленточный алеврит). С глубины 1,2 м в глине начинает наблюдаться слоистость и на глубине 1,7 м порода приобретает вид ленточного алеврита голубовато-серого цвета. В ленточном алеврите хорошо выражена слоистость — слои мощностью 2—3 мм . . . . .	10,2
alQ <sub>1</sub>	3. Мелкозернистый серовато-бурый песок с редким гравием . . . . .	1,15
»	4. Переменяемость линз гравия и песка. Гравий хорошо окатан (III—IV классы), размер зерен до 0,5 см; песок разнотоннозернистый, серовато-бурый. Наблюдаются линзы тонко- и мелкозернистого и илистого песка светло-бурого цвета, мощностью до 3 см . . . . .	2,55
»	5. Гравийно-галечные отложения с темно-серым среднетоннозернистым песком. Галька размером до 6—7 см, преимущественно II—III класса окатанности. По петрографическому составу в гальке преобладают долериты — 70%, туфогенные породы составляют 11%, песчаники — 11%, кремни — 8%. Туфогенные породы встречаются главным образом в нижней части слоя, а кремни — сверху. Гравия в слое 40%, гальки — 35% . . . . .	1,2
»	6. Плотный ил темно-бурого цвета . . . . .	0,9
»	7. Светло-бурый тонкозернистый песок . . . . .	0,4
»	8. Галечно-гравийно-песчаные отложения с валунами диабазы в нижней части слоя. Галька хорошо окатана, размером до 6—7 см. Валуну II класса окатанности размером до 20 см. Слой ожелезнен . . . . .	1,7
T	9. Сильно выветренные туфоалевролиты . . . . .	

Сходный разрез описан и в 20-метровом обнажении р. Чамбе (правый приток Таймуры) в 5,5 км ниже устья ручья Делин, где верх разреза слагается ленточным алевритом серого цвета мощностью 13,3 м, в котором видны лепешковидные известковистые стяжения.

Палеоботаническое изучение отложений времени максимального оледенения не дало достаточно однозначных данных. Морены почти не содержат спор и пыльцы, а те единичные зерна, которые удалось выделить, разрушены, смяты или минерализованы.

В озерно-ледниковых голубовато-серых глинах также содержится весьма бедный спорово-пыльцевой комплекс. Однако и в нем заметно резкое преобладание пыльцы трав (по р. Учами у устья речки Топачи — 63%, по Таймуре в 7 км ниже устья Кербо — 69,7%). Среди пыльцы трав характерна пыльца Ericaceae, Artemisia, Chenopodiaceae, Cyperaceae, Leguminosae, Alismataceae, Gramineae, Caryophyllaceae, Onagraceae, Polygonaceae. Древесная растительность малочисленна и представлена главным образом березой. В значительном количестве присутствует *Betula nana* L. Споры мхов, плаунов, папоротников, характерные для лесов, по данным В. Л. Фишера, отсутствуют совершенно.

Разнообразие трав, наличие березы и кустарниковой растительности заставляет предполагать, что климат в зафиксированной части разреза отложений времени максимального оледенения был холодным и влажным.

Находок фауны, точно привязанных к отложениям горизонта максимального оледенения, не известно. Но в 1960 г. Н. В. Дренов в долине Таймуры, в осыпи отложений 35-метровой террасы в 4 км выше

устья ручья Аякты нашел сильно стертый коренной зуб мамонта — *Mammuthus primigenius* (Blum), по определению Э. А. Вангенгейм. Зуб не окатан, но его плохая сохранность не позволила Э. А. Вангенгейм точно установить тип этого мамонта. Предположительно она определяет его возраст в интервале от максимального оледенения до предзырянского времени. В разрезе указанной террасы морена максимального оледенения перекрывает песчано-галечные и гравийные отложения, частью ожелезненные, слабо литофицированные, относящиеся, по-видимому, к эоплейстоценовым накоплениям. Отсутствие более молодых, чем максимального оледенения, отложений в месте находки зуба, его неокатанность, что исключает возможность его переотложения из более молодых отложений, — все это дает некоторое основание связывать эту находку с отложениями максимального оледенения.

### *Мессовский ( $Q_2^m$ ) и тазовский ( $Q_2^{tz}$ ) горизонты*

Прежде чем перейти к рассмотрению следующего за максимальным оледенением межледниковья, следует остановиться на вопросе о тазовском оледенении. Существование этого оледенения принимается рядом исследователей для северо-восточной части Западной Сибири — С. Б. Шацким (1956), Б. В. Мизеровым (1956), А. А. Земцовым (1957) и для приенисейской части Восточной Сибири — С. А. Архиповым (1959, 1960), В. А. Зубаковым (1956), Ю. А. Лаврушиным (Лаврушин, Пермяков, Трофимов, 1960) и другими.

Однако и среди них не все решаются принимать ледниковые отложения, выделяемые как тазовские, за следы самостоятельного оледенения. В частности, С. А. Архипов (1960), выделяя в пределах Енисейской впадины два моренных горизонта — самаровский и тазовско-санчуговский, разделенные межморенными мессовско-самбургскими слоями, вынужден признать, что по направлению к Сибирской платформе эти два моренных горизонта сливаются «в единую моренную толщу». Этот исследователь считает, что мессовско-самбургские слои формировались в эпоху значительно более сурового климата, чем современный, и не могут рассматриваться как межледниковые отложения. Все это приводит С. А. Архипова к выводу о том, что в Енисейской депрессии образования максимального оледенения представлены двумя горизонтами — самаровским и тазовским, — разделенными межстадиальным горизонтом.

В противоположность этому В. С. Волкова (1961) отрицает наличие двух моренных горизонтов максимального оледенения в пределах Енисейской депрессии. Она считает, что осадки тазовского горизонта не являются мореной, а их мореноподобный характер в некоторых местах обусловлен разносом обломочного материала плавучим льдом берегового припая и выносом его льдом рек. В. С. Волкова утверждает, что весь отрезок времени между максимальным и зырянским оледенением, как об этом свидетельствуют приводимые ею данные по фауне морских моллюсков и литологическим особенностям осадков, представлял собой типичное межледниковье, для которого характерно постепенное улучшение климатических условий снизу вверх по разрезу.

Что касается вопроса о тазовском оледенении для территории ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски, то этот вопрос пока не может быть решен однозначно.

В низовьях долины Нижней Тунгуски известно два разреза плейстоценовых отложений, в которых выделяется три валунных горизонта. Возможно, эти горизонты соответствуют моренам трех оледенений — максимального, тазовского и зырянского; однако такое предположение не доказано, поскольку описания разрезов очень схематичны, а слагающая их четвертичная толща совершенно не изучена. Приведем описа-

ние разреза скв. 5, пройденной Нижне-Тунгусской геологоразведочной экспедицией Норильского комбината (1943—1948 гг.) на левом склоне долины Нижней Тунгуски в 1 км ниже устья р. Летней<sup>1</sup>.

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,40
dIQ <sub>4</sub>	2. Глина желтовато-бурая, с примесью песчано-гравийного материала. Книзу песчаность увеличивается . . . . .	1,70
glQ <sub>3</sub> <sup>zr</sup> (?)	3. Суглинок с большим количеством окатанного гравия и валунов от 12 до 50 см в поперечнике . . . . .	3,35
alQ <sub>3</sub> <sup>kz</sup>	4. Суглинок слабый с гравием и мелкой галькой . . . . .	4,12
glQ <sub>2</sub> <sup>tz</sup>	5. Глина серая с галькой и валунами траппов, известняков, аргиллитов, глинистых сланцев . . . . .	10,03
lalQ <sub>2</sub> <sup>m</sup>	6. Глина песчаная . . . . .	10,80
glQ <sub>2</sub> <sup>sm</sup>	7. Суглинок с валунами и галькой полимиктового состава. Встречен валун траппа 0,95 м в диаметре . . . . .	27,99
alQ <sub>1</sub>	8. Глина с галькой и гравием полимиктового состава . . . . .	19,41
	9. Долерит мелкозернистый . . . . .	

Если считать слои 3, 5 и 7 моренами трех вышеуказанных оледенений, то слой 5 будет соответствовать тазовскому оледенению. Сходный разрез наблюдался в цоколе 50-метровой террасы Нижней Тунгуски, вскрытой шурфом по р. Летней в 1400 м от устья и описанный Ю. А. Никитиным. Здесь мощность четвертичных отложений меньше, чем в скв. 5, и равна 39 м. Меньше мощность и межвалунных слоев — соответственно 2,25 и 0,9 м. Тем не менее видно очевидное сходство этих двух разрезов. Как в скв. 5, так и в разрезе шурфа средний валунный горизонт (слой 5 скв. 5) цементируется глинистым материалом, причем в обломочном материале много пород приенсейской складчатой зоны — известняков, глинистых сланцев, скарнов и т. п. Средний валунный горизонт в обоих случаях отделен от нижнего слоем существенно глинистого состава. В шурфе илесто-глинистым маломощным горизонтом средний слой валунника отделен также и от нижнего валунного слоя. Надо сказать, что в этом маломощном илесто-глинистом слое имеются мерзлотные нарушения.

Наконец, нельзя не указать, что в долине Нижней Тунгуски встречаются мореноподобные образования, имеющие черты сходства с моренами, описанными как тазовские, в обнажениях долины Енисея. В 20 км ниже пос. Большой Порог на правом склоне долины Нижней Тунгуски видна 25-метровая толща уплотненного серого песчанистого суглинка с беспорядочно распределенным гравием, галькой и валунами. Обломочного материала в слое не более 20%; на валунах не видно ледниковой штриховки. Эти породы с резкой границей залегают на осадках эоплейстоцена. Приведем описание этого разреза (фиг. 42).

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,3
glQ <sub>3</sub> <sup>zr</sup>	2. Валунно-галечный материал в коричневатом-сером слегка глинистом разнозернистом песке. Валуны и галька различно окатаны и состоят из долеритов, туфогенных пород, песчаников, кремней, кварца. Валуны размером до 1,5 м составляют в слое около 40—50%. Они беспорядочно расположены, большинство из них утюгообразной формы; ориентированы длинной осью на юго-запад (200—230°). Нижние поверхности валунов пришлифованы. На поверхности валунов видны борозды и шрамы . . . . .	4,0
alQ <sub>3</sub> <sup>kz</sup>	3. Гравийные отложения с темно-коричневым среднезернистым песком. В кровле и в подошве горизонта — прослой мелкого гравия мощностью соответственно 20 и 7 см. В средней (песчаной) части слоя — диагональные и горизонтальные линзы галек и щебень угля (1—2 см) . . . . .	2,1

<sup>1</sup> Индексы автора.

alQ <sub>3</sub> <sup>kz</sup>	4. Переслаивание песка аналогичного слою 3 и серого песчанистого суглинка с гравием и галькой. Суглинок залегает пропластками по 10 см в кровле и подошве слоя . . . . .	0,3
glQ <sub>2</sub> <sup>tz</sup>	5. Серый песчанистый суглинок с галькой, гравием, валунами. Обломочный материал расположен беспорядочно. Валун не более 20%, размер их до 0,6 м. Валуну не имеют штриховки. Отложения уплотнены . . . . .	24,30
alQ <sub>1</sub>	6. Ожелезненный гравийно-песчано-мелкогалечный горизонт с горизонтально и диагонально расположенными линзами и прослоями мелкой гальки и гравия . . . . .	3,0
»	7. Валунно-галечно-песчано-гравийные отложения. Валуну хорошо окатаны, размером до 0,5 м, из долеритов и туфогенных пород. На валунах долеритов видна ожелезненная корка, валуну туфогенных пород сильно разрушены. Песок — крупно-зернистый, несколько глинистый, охристо-желтого цвета. Слои уплотнены . . . . .	2,0
»	8. Песчано-галечные отложения диагонально- и горизонтально-слоистые. Галька преимущественно средняя и крупная. В верхней части горизонта два прослоя (по 0,5 м) крупно-зернистого песка. Отложения сильно уплотнены и ожелезнены . . . . .	10,0
Р <sub>2</sub>	9. Углистые сланцы и серые песчаники . . . . .	

Гранулометрический состав горизонта 5, выделяемого нами как тазовская морена, резко отличается от гранулометрической характеристики как максимальной, так и зырянской морен. В отложениях этого горизонта преобладает только одна фракция — меньше 0,05 мм (содержание фракции 0,1—0,05 мм составляет 11,7%, а фракции <0,05 мм — 54,5%). Такие маловалунистые серые суглинистые отложения в долине Енисея описаны С. А. Архиповым и рядом других исследователей как тазовская морена марино-гляциального генезиса. В долине Енисея в них найдена морская холодноводная фауна (Архипов, 1960). В приведенном выше обнажении фауны не найдено.

В последнее время (с 1959 г.) работники Аэрогеологической экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) — Н. В. Дренов, Л. Л. Исаева и другие — выделяют образования, весьма сходные с вышеописанными, в низовьях рек Тутончаны, Кочумдэка, Нимдэ как отложения «водной морены» нижнетунгусской стадии зырянского оледенения. Морена эта представлена несортированным мелкокомковатым суглинком с очень грубой слоистостью. Геологи ВАГТ указывают также, что в рельефе ледниковые формы этой стадии оледенения хотя и плохо сохранились, но все же различимы в полосе, примыкающей к правобережью Нижней Тунгуски между реками Тутончаны и Нимдэ (см. гл. III).

Эти же исследователи отмечают, что к полосе размытых конечноморенных образований с юга примыкает поле распространения гравийно-галечных и песчано-супесчаных отложений, которые ими рассматриваются как флювиогляциальные отложения нижнетунгусской стадии зырянского оледенения (фиг. 43).

Таковы те факты о тазовском оледенении, которые имеются в нашем распоряжении для территории ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски. На этом фактическом материале нельзя решить вопрос о самостоятельности тазовского оледенения. Однако следует считаться с тем обстоятельством, что на территории Западной Сибири подавляющее большинство исследователей признает самостоятельность тазовского оледенения. Кроме того, в последнее время получены новые спорово-пыльцевые данные для территории долины Енисея (Лаврушин, Пермяков, Трофимов, 1960), которыми определяется межледниковый характер мессовско-самбургских отложений.

Эти межморенные отложения, как показали результаты спорово-пыльцевого анализа, формировались в то время, когда территория бы-



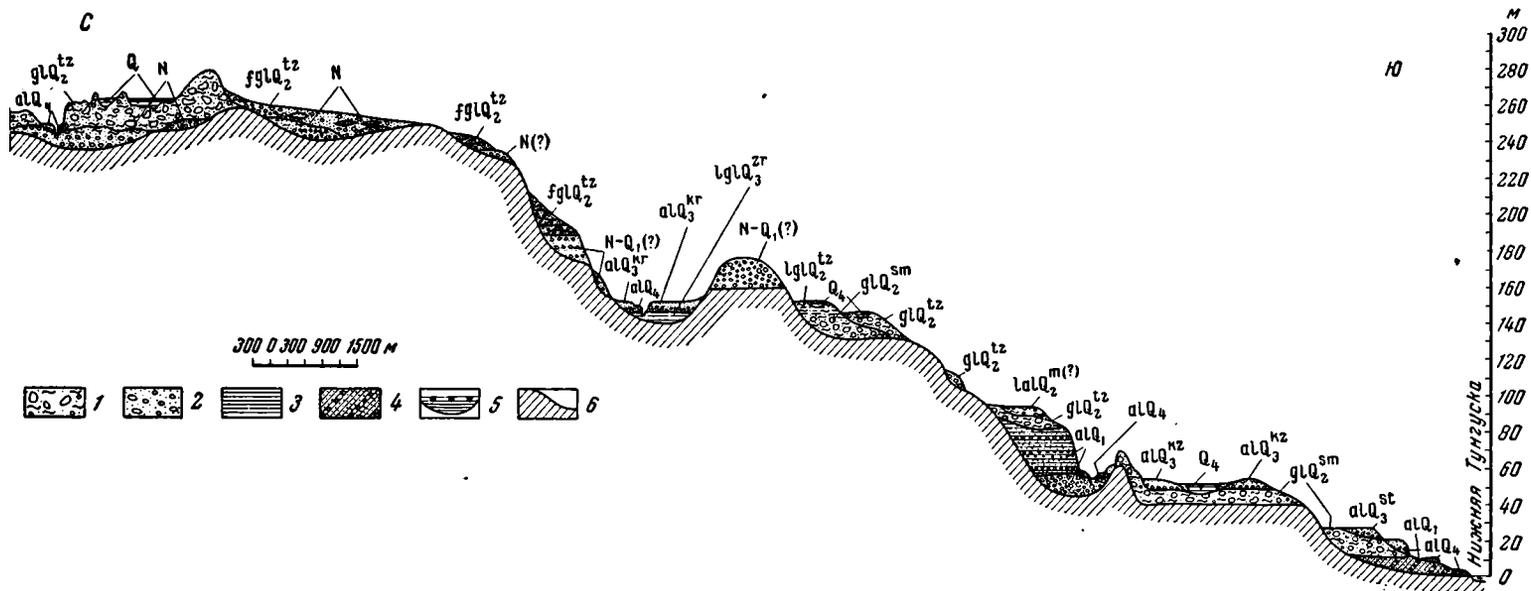
Фиг. 42. Обнажение морены тазовского оледенения на правом берегу Нижней Тунгуски в 20 км ниже устья Ерачимо

ла занята растительностью таежного типа. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца древесных растений — 30—50%; пыльца травянистых растений в спектре составляет 10—15%, остальное — споры папоротников и мхов. Среди древесных много березы (40—60%), значительное количество пыльцы ели (20—25%) и пихты (5—10%). Вверх по разрезу количество травянистой пыльцы увеличивается (особенно полыни), что указывает на похолодание климата по мере приближения времени тазовского оледенения.

В пользу межледникового характера мессовско-самбургского горизонта высказывается также В. А. Зубаков (1958). По данным В. А. Зубакова, песчаные и глинистые отложения этого горизонта в долине Енисея характеризуются типичными межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами темнохвойной еловой тайги с примесью березы (ель — 48—54%, лиственница — 23—25%, пихта — до 5%, береза — 18—22%, ольха — 1%).

Межморенные образования ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски представлены серыми песчанистыми глинами, являющимися, вероятно, озерными или озерно-аллювиальными отложениями. Эти последние могли, по-видимому, накапливаться в озерных бассейнах, образовавшихся во время таяния льдов максимального оледенения. Наличие в них сматий криотурбационного типа связано, видимо, или со временем начала тазовского оледенения, или обусловлено существованием мерзлоты во время формирования этой межморенной толщи. Кстати, наличие мерзлоты в мессовско-самбургское время допускает также Ю. А. Лаврушин (Лаврушин, Пермяков, Трофимов, 1960), наблюдавший сингенетичные мерзлотные нарушения в этой межморенной толще. Возможно, что серый цвет и существенно суглинистый состав тазовской морены в бассейне Нижней Тунгуски объясняется тем, что морены ледника сформированы в значительной мере за счет ассимиляции материала из озерных осадков, занимавших тогда большие площади.

В связи с маломощностью межморенных озерных отложений возникает предположение о сравнительной кратковременности отрезка времени между максимальным и тазовским оледенением. Тазовские морены легли непосредственно на озерные отложения, что, вероятно, могло



Фиг. 43. Соотношение кайнозойских отложений в долине Нижней Тунгуски близ устья Дэтыктэ. Составил В. П. Белозеров (с исправлениями и индексацией С. М. Цейлина)

1 — валунные суглинки; 2 — галечно-гравийно-песчаные отложения; 3 — глины; 4 — косослойные галечно-гравийные пачки; 5 — озерно-болотные отложения; 6 — докайнозойские породы

быть в том случае, если озера еще существовали, или вскоре после их исчезновения.

Продвижение тазовского ледника приостановилось на правобережье Нижней Тунгуски — на линии низовья р. Тутончаны — низовья р. Нимдэ (см. гл. III). Восточнее тазовских морен не наблюдается, зато западнее, в приенисейской части ледниковой зоны, тазовские морены (тазовско-санчуговский горизонт) видны вплоть до устья Подкаменной Тунгуски. Такую особенность — большее распространение этого оледенения именно в западной части этой зоны — может быть следует объяснять условиями питания ледника, поступлением осадков с запада и северо-запада и аккумуляцией их в основном в западной части ледникового покрова. Что же касается марино-гляциального характера осадков тазовского оледенения, отмечаемого в долине Енисея, то в долине Нижней Тунгуски этого не наблюдается. Вероятно, морской залив, существовавший в Енисейской впадине, не распространился в долину Нижней Тунгуски.

Подведем некоторые итоги. В течение среднего плейстоцена территория ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски дважды охватывалась оледенениями — максимальным, распространившимся на всю эту территорию, и тазовским, развитие которого было более ограниченным.

Отложения среднего плейстоцена суммарно по мощности не превышают 50 м. Из анализа положения подошвы и кровли этих отложений вытекает, что среднеплейстоценовые образования заполнили долины до относительной высоты 45—65 м в западной части ледниковой зоны и 35—55 м в ее восточной части. Склоны долин и водоразделы были перекрыты чехлом ледниковых образований.

Формирование накоплений в среднем плейстоцене не было непрерывным. Об этом свидетельствует близость гипсометрического положения морен максимального и тазовского оледенений. Это обстоятельство указывает, вероятно, на существование этапа размыва, имевшего место между этими двумя оледенениями.

### Верхний плейстоцен

#### *Казанцевский горизонт (Q<sub>3</sub><sup>kz</sup>)*

После исчезновения ледников тазовского оледенения начался довольно длительный межледниковый этап в геологическом развитии территории.

Отложения казанцевского межледниковья в пределах ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски представлены главным образом аллювиальными и озерными образованиями.

Аллювиальные накопления казанцевского межледникового горизонта приурочены обычно к отложениям IV надпойменной террасы долины Нижней Тунгуски (50—60 м) и ее притоков; в западной половине ледниковой зоны — также и к отложениям V надпойменной террасы (65—75 м).

Говоря о принадлежности аллювия террас высотой 50—75 м к описываемому межледниковому горизонту, мы исходим из залегания их на отложениях максимального и тазовского оледенений, их мощностей, а также из анализа палеоботанических данных. Везде, где из аллювия этих террас были получены спорово-пыльцевые спектры, они указывали на существование в период отложения этих осадков темнохвойной тайги.

Казанцевский аллювий почти везде представлен сравнительно мелким материалом — песками, гравием, мелким галечником. Редко встречаются крупная галька и небольшие валуны. Таковы, например, слой 3

и 4 обнажения правого берега Нижней Тунгуски в 20 км ниже пос. Большой Порог, описанного выше (см. стр. 69), и обнажения 60-метровой террасы правого берега Нижней Тунгуски в 2 км выше устья Кочечумо. Приведем описание последнего из указанных разрезов.

		Мощность, м
Q <sub>4</sub> alQ <sub>3</sub> <sup>kz</sup>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,3
	2. Супесь глинистая, коричневатая, горизонтальнослоистая, без включений . . . . .	0,2
»	3. Серый песок среднезернистый с прослоями крупнозернистого песка и мелкого гравия (2—3 мм в поперечнике). Прослои расположены горизонтально, реже слегка наклонены к западу . . . . .	1,5 (видимая)

Сходный характер отложений наблюдался в 40-метровой террасе Кочечумо и Тембенчи (крупный правый приток Кочечумо), а также в 60-метровой террасе Нижней Тунгуски в 6,5 км ниже устья Корбунчаны.

Общая мощность казанцевского аллювия не превышает 22 м.

Озерные отложения этого межледникового этапа встречаются очень редко. Большой частью они представляют собой осадки, отложившиеся в озерных бассейнах, существовавших со времени максимального и тазовского оледенений.

В них в межледниковье, так же как и в озерно-ледниковых условиях, отлагались голубовато-серые несколько песчаные глины, имеющие местами ясно выраженную сезонную слоистость. Вероятно, такие озерные бассейны существовали в верховьях Учами (в долине ее самой и по ее притокам — Ойро, Такачи, Дускану), в верховьях Дегали (левый приток Нижней Тунгуски, впадающий в последнюю в 11 км выше устья Тутончаны) и в верхнем течении речки Суричи (бассейн Бахты).

Результаты спорово-пыльцевых анализов проб из аллювиальных и озерных отложений этого времени показывают, что в пыльцевых спектрах доминирует пыльца древесных пород, а внутри последних — хвойные: *Abies* sp., *Picea obovata*, *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *P. pumila*. Однако в значительном количестве присутствует и береза. Травянистая растительность находится в резко подчиненном положении, зато широкое развитие имеют лесные мхи и папоротники.

В. Л. Фишер произвел сопоставление озерных отложений бассейна верховьев Учами с озерными отложениями рек Суричи и Дегали. Полученная в результате сопоставления последовательность отложения осадков позволила В. Л. Фишеру по данным спорово-пыльцевых анализов наметить ход развития растительности в течение значительного отрезка времени казанцевского межледниковья (табл. 6).

Спорово-пыльцевой спектр из самых низов отложений (по р. Учами у устья речки Такачи) отражает условия тундровой растительности. В спектре преобладают травы (63%), в том числе *Eragrostaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Syringaceae*, *Leguminosae*, *Alismataceae*, *Gramineae*, *Sagurphyllaceae* и др. Древесная растительность малочислена и представлена главным образом березой, причем в значительном количестве присутствует *Betula nana*. Характерно, что более теплолюбивые мхи, плауны, папоротники, характерные для лесов, отсутствуют совершенно.

Выше по разрезу, судя по данным табл. 6, намечается явное улучшение климатических условий, — количество недревесной растительности снижается до 11%, а состав древесной изменяется в сторону формирования светлохвойной тайги. Березы становится меньше (*Betula nana* исчезает совсем), появляется ель, лиственница. Еще выше по разрезу, в более молодых осадках, которые вскрываются по речкам Суричи и Дегали, видно нарастающее потепление. Травы почти исчезают, широко распространены ель, плауны, появляется сосна, папоротники, зе-

Результаты спорово-пыльцевых анализов озерных отложений казанцевского горизонта  
(в %)

Состав пыльцы и спор	Река Ойро в 0,7 км ниже устья ручья Озерного		Река Ойро			Речка Сури- чи в 3,3 км ниже устья ручья Воло- дина	Речка Дегали в 4,6 км выше устья ручья Холодного	
	обр. 1219а	обр. 1219б	обр. 1228	обр. 1225а	обр. 1225б	обр. 1100	обр. 1158а	обр. 1158б
Пыльца древесных пород	71,0	63,5	62,5	87,0	73,5	52,0	66,5	57,0
Пыльца недревесных пород	1,5	1,0	1,0	1,5	3,0	3,0	16,5	5,0
Споры . . . . .	27,5	35,5	36,5	11,5	23,5	45,0	17,0	38,0
Пыльца древесных пород:								
<i>Abies</i> sp. . . . .	8,5	11,5	7,5	15,0	28,0	0,5	—	—
<i>Picea obovata</i> . . . . .	23,0	18,5	17,0	16,5	18,7	2,0	48,0	67,0
<i>Pinus silvestris</i> . . . . .	20,0	35,0	30,5	19,0	37,0	1,5	—	2,0
<i>P. sibirica</i> . . . . .	0,5	0,2	2,5	14,0	9,0	—	—	1,0
<i>P. pumila</i> . . . . .	1,0	0,8	0,5	2,0	0,5	—	1,5	3,5
<i>Betula</i> sp. . . . .	46,0	30,0	41,5	33,0	7,0	94,0	50,0	26,5
<i>Alnus</i> sp. . . . .	0,5	—	—	—	—	2,0	0,5	—
Пыльца недревесных пород:								
<i>Betula nana</i> . . . . .	—	—	(2)	(2)	(12)	—	(10)	(1)
Ericaceae . . . . .	—	(1)	—	—	—	—	(1)	—
Chenopodiaceae . . . . .	(3)	(2)	—	(2)	—	(1)	—	—
Cramineae . . . . .	(1)	(1)	—	—	—	(3)	(3)	(2)
Compositae . . . . .	—	—	—	—	—	(4)	—	—
<i>Artemisia</i> . . . . .	(4)	(1)	(1)	(1)	(2)	(1)	(15)	(1)
Labiatae . . . . .	(1)	—	—	—	—	—	—	—
Alismataceae . . . . .	—	(1)	(1)	—	—	—	(1)	—
Nimphaeae . . . . .	—	—	(2)	—	—	—	—	—
Caryophyllaceae . . . . .	—	—	—	—	—	—	(8)	(1)
Onagraceae . . . . .	—	—	(1)	—	—	—	—	—
Не определенные травяные Споры	(2)	—	—	—	—	(1)	—	(2)
Sphagnum . . . . .	3,0	4,0	2,5	—	8,0	14,5	(3)	3,0
Polypodiaceae . . . . .	5,0	6,0	12,0	17,0	10,0	71,0	(40)	87,0
<i>Lycopodium complanatum</i>	—	—	1,0	—	3,0	—	—	—
<i>L. clavatum</i> . . . . .	1,0	3,0	1,5	3,0	4,0	4,0	—	2,0
<i>L. annotinum</i> . . . . .	0,5	1,0	1,0	—	1,0	10,5	—	—
Bryales . . . . .	90,5	85,0	82,0	80,0	79,0	—	(8)	—

Примечание. В скобках — количество зерен.

ленные мхи. Все это указывает на условия формирования темнохвойной тайги. Спорово-пыльцевые спектры из аллювиальных отложений этого времени тоже указывают на преобладание хвойных лесов. Это подтверждается И. М. Фердманом для среднего течения Учамы, И. Ф. Белостоцкой для бассейна среднего течения Кочечумо (табл. 7), М. Н. Благовещенской для долины Нижней Тунгуски. Большая часть их пыльцевые спектры ближе к спектрам светлохвойной тайги, напоминающей современную, но характеризующейся присутствием пихты и форм сосны, отличающейся от *Pinus sibirica* и *Pinus silvestris*.

Наконец, следует упомянуть, что в некоторых местах во время казанцевского межледникового века формировались довольно мощные торфяники. Так, Ю. С. Бушканец указывает, что по р. Пашкиной

**Результаты спорово-пыльцевых анализов аллювиальных отложений  
казанцевского горизонта (в %)**

Состав пыльцы и спор	Река Кочечумо в районе устья рч. Кондакан. Аллювий террасы высотой 40 м		Река Тембенчи в 2,5 км выше устья. Аллювий террасы высотой 40 м	
	обр. с глубины 0,15 м	обр. с глубины 0,35 м	обр. с глубины 0,2 м	обр. с глубины 0,3 м
Всего зерен пыльцы и спор . . . . .	(307)	(175)	(387)	(340)
Пыльца древесных пород . . . . .	63	79	57	50
Пыльца недревесных пород . . . . .	8	9	17	20
Споры . . . . .	29	12	26	29
Пыльца древесных пород:				
<i>Abies</i> sp. . . . .	1	—	2	4
<i>Picea</i> sp. . . . .	24	30	21	16
<i>Pinus</i> sp. . . . .	60	52	47	43
<i>Betula</i> sp. . . . .	11	14	18	27
<i>Alnus</i> sp. . . . .	4	4	12	10
<i>Larix</i> sp. . . . .	—	Отмечено	Отмечено	Отмечено
Пыльца недревесных пород:				
Ericaceae . . . . .	(22)	(14)	(28)	(29)
Cramineae . . . . .	(1)	—	—	—
<i>Artemisia</i> . . . . .	—	(1)	—	—
Chenopodiaceae . . . . .	—	(1)	—	—
Compositae . . . . .	—	—	—	(1)
Cruciferae . . . . .	—	—	—	(1)
Onagraceae . . . . .	—	—	(35)	(32)
Не определенные . . . . .	—	—	—	(3)
Споры:				
Bryales . . . . .	(8)	(2)	3	1
Polypodiaceae . . . . .	74	(4)	93	87
Sphagnum . . . . .	5	—	—	—
Lycopodium . . . . .	13	(16)	5	12

Примечание. В скобках — количество зерен.

(правый приток нижнего течения р. Северной) ледниковые отложения перекрывают горизонт торфяника, в пыльцевых пробах которого преобладает пыльца ели. Поскольку для этой территории наиболее характерно развитие зырянских ледниковых отложений, то торфяник можно считать образованием дозырянского межледниковья. Кроме того, однородный, тонкослойный торфяник, светло-коричневого цвета, мощностью 1,5 м был обнаружен В. С. Быкадыровым при бурении в истоках ручья в верховьях р. Шорихи (левый приток Нижней Тунгуски, впадающий в 10 км выше устья Кочумдэка), где он залегает на глубине 6,50—8,00 м в толще иловатого суглинка с мелкими обломками долеритов и осадочных пород. Судя по мощности торфяника и условиям залегания, можно предположить, что его формирование произошло в казанцевское межледниковое время.

*Зырянский горизонт (Q<sub>3</sub><sup>z</sup>)*

Зырянское оледенение, развившееся во второй половине плейстоцена, было несоизмеримо меньшим, чем предыдущие оледенения. Ряд исследователей проводят его границы севернее широтного отрезка долины Нижней Тунгуски, примерно по линии оз. Онёка — оз. Бильчаны.

В приенсейской части следы этого оледенения устанавливаются довольно далеко к югу от устья Нижней Тунгуски — примерно до широты р. Бакланихи (правый приток Енисея). На основании изучения особенностей распространения зырянских образований можно заключить, что сплошной покров зырянского ледника возможно распространялся до линии озера Онёка — Бильчаны. Южнее по долинам дозырянских рек, а также и с наиболее высоких массивов, располагавшихся в периферической части близ фронта ледяного покрова (горы Хагды-Хихо, горы бассейна Нимдэ, Вивинский хребет, Таймурские горы и т. д.), спускались языки ледников, местами достигавшие и долины Нижней Тунгуски и перегораживавшие ряд долин ее притоков, например, Таймуры, Виви, Кочечумо и др.

Развитию зырянского оледенения предшествовал значительный неотектонический этап, обусловивший общее поднятие северо-запада Сибирской платформы. В предшествующий казанцевский межледниковый век долина Нижней Тунгуски была сильно углублена почти до современного уровня (во многих местах зырянские отложения залегают у уровня воды в реках).

Аналогичный ход событий можно констатировать и по многим крупным притокам Нижней Тунгуски в пределах ледниковой зоны — рекам Северной, Таймуре, Виви и другим. Амплитуда поднятий достигала 70—80 м в южной части ледниковой зоны и, вероятно, была значительно большей в ее центральной части.

Для территории ледниковой зоны отложения зырянского оледенения представлены достаточно разнообразными образованиями: гляциальными, озерно-ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными.

Морены этого оледенения сложены несортированным сильно опесчаненным серым суглинком с беспорядочно расположенными в нем глыбами, валунами, щебенкой, галькой и гравием. Средний размер глыб и валунов 30—50 см, но встречаются единичные глыбы величиной до 1 м<sup>3</sup>. Крупного обломочного материала (валунов, глыб, гальки) в морене 40—50%, окатанность его весьма низкая — преимущественно II—I класса. В морене долины Нижней Тунгуски на участке ниже речки Лянми, по данным И. М. Фердмана, количество не окатанного обломочного материала составляет 7%, среднеокатанного — 9%; остальной материал окатан очень слабо.

Морена локального центра оледенения Таймурских гор, спускавшаяся у скал Ньюрук в долину Таймуры в ее нижнем течении, имеет следующую характеристику обломочного материала (в процентах):

	9 м ниже бровки обнажения	29 м ниже бровки обнажения	Среднее
Коэффициент окатанности	31	23	27
Петрографический состав:			
Долериты и базальты . . . . .	77	58	67
Туфогенные породы . . . . .	13	30	22
Измененные породы . . . . .	—	2	1
Песчаники . . . . .	6	8	7
Алевриты . . . . .	2	—	1
Кварцит . . . . .	2	—	1
Уголь (разрушенный) . . . . .	—	2	1

Наилучшей окатанностью отличаются долериты (особенно их порфириты), наихудшей — туфогенные и осадочные породы.

По механическому составу песчано-суглинистый материал морены распределен следующим образом: гравий (10—1 мм) составляет 32%, песок (1—0,1 мм) — 27%, алеврит (0,1—0,001 мм) — 29%; остальное количество приходится на мелкую гальку.



Фиг. 44. Зырянская морена на левобережье Таймуры (скалы Ньюрук).

Значительное количество крупного обломочного материала имеет характерную утлогообразную форму, с ясно различимой пришлифованной поверхностью волочения, с четкой ледниковой штриховкой и бороздами.

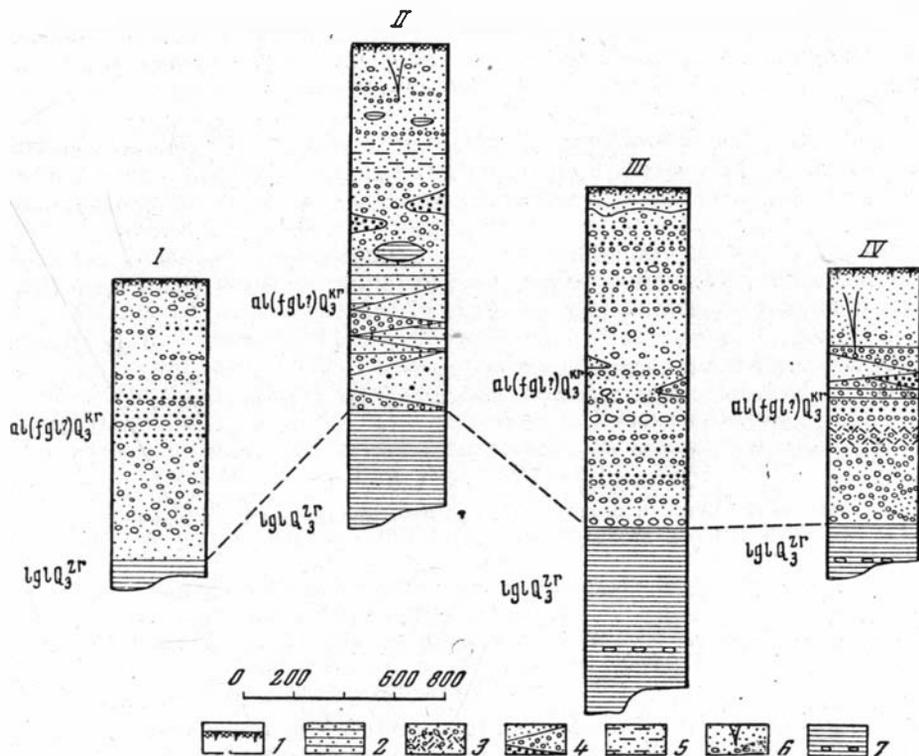
Отличие зырянской морены от более древних морен выражается в следующем: в окраске — зырянская морена серая, в степени уплотнения — зырянская морена менее плотная и в степени выветрелости обломочного материала — зырянская морена почти не несет следов выветривания и содержит очень мало материала из отложений эоплейстоцена. Наряду с этим, как уже отмечалось в гл. III, формы ледниковой аккумуляции зырянского оледенения хорошо сохранились и ясно различимы в рельефе.

В качестве типичных разрезов зырянской морены можно указать на обнажения в долине Нижней Тунгуски — в 45 км от устья (фиг. 45), в 10 км ниже устья Ерачимо (Герасимово), между реками Корбунчаной и Чисковой, в 2 км выше устья р. Виви; в долине Таймуры — в 35 км от устья (фиг. 44); в нижнем меридиональном отрезке р. Северной и т. д. Мощность морены, по нашим наблюдениям, не превышает 50 м, однако, судя по высоте моренных гряд, описанных геологами ВАГТ в бассейнах Северной, Тутончаны, Ерачимо, она может достигать 60—70 м.

Озерно-ледниковые образования зырянского оледенения развиты весьма широко. Перемещение активного края ледникового покрова на широкой площади от долины Нижней Тунгуски и от центральной части бассейна Кочечумо до массива Путорана обусловили почти повсеместное распространение озерно-ледниковых отложений. Это голубовато-серые песчанистые глины, о которых уже говорилось выше (см. стр. 58). В них видна ясная горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием глинистых и тонкопесчаных слоев, наблюдаются конкреценозные горизонты. Многочисленные выходы глины имеются в долинах низовьев и среднего течения правых притоков Нижней Тунгуски — по рекам Виви, Тутончане, Кочумдэку, Северной и другим и в долинах нижнего течения левых притоков Нижней Тунгуски — Таймуре, Учами, а также и в долине самой Нижней Тунгуски.



Фиг. 45. Обнажение осветленной, сильно насыщенного карбонатным материалом зырянской морены в приустевой части долины Нижней Тунгуски



Фиг. 46. Сопоставление разрезов озерно-ледниковых отложений зырянского оледенения

*I* — р. Северная, против устья реч. Пашкино; *II* — Нижняя Тунгуска у фактории Учамы; *III* — р. Виви в 7 км выше Гили; *IV* — Таймура в 9 км выше устья Аякты. 1 — почвенно-растительный горизонт; 2 — суглинистые отложения; 3 — прослой растительного детрита; 4 — перемежаемость песков, галечников и гравия; 5 — супеси; 6 — морозобойные клинья в тонкопесчаных отложениях; 7 — озерно-ледниковые голубовато-серые глины



Фиг. 47. Участок обнажения Красный Яр у фак

Характерно, что зырянские озерно-ледниковые отложения обычно залегают в цоколе III надпойменной террасы рек. Они перекрываются флювиогляциальными осадками, на которых, в свою очередь, лежат пески, супеси и суглинки, разбитые морозобойными клиньями<sup>1</sup> (фиг. 46).

Положение озерно-ледниковых осадков в цоколе III террасы (большей частью у уреза воды в современных реках) служит лишним свидетельством местных переуглублений речных долин в предзырянское время.

Приведем разрез обнажения III надпойменной террасы высотой 40 м в долине Нижней Тунгуски у фактории Учами (Красный Яр). Здесь описан следующий разрез (фиг. 47, 48).

		Мощность, м
$Q_4$ $alQ_3^{st}$	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,3
	2. Песок серовато-желтый, разнозернистый с редкой плохо окатанной галькой размером до 5 см . . . . .	0,9
»	3. Песок глинистый, горизонтальнослоистый, уплотненный. Чередуются прослойки (мощностью 1—3 см) серого, розоватого, желтоватого глинистого песка и сухой песчанистой глины. Иногда наблюдаются морозобойные клинья шириной в верхней части до 1 м и глубиной до 2,5 м (клинья пронизаны и нижележащие слои) . . . . .	0,4
$alQ_3^{kr}$	4. Песок серый, среднезернистый с горизонтальными линзами и прослоями мелкой гальки и крупнозернистого песка . . . . .	1,0
»	5. Песок коричневатого-желтый, мелкозернистый с пятнами и линзами серой глины . . . . .	1,2
»	6. Песок серый с прослоем серого ожелезненного галечника . . . . .	0,2
»	7. Песок серый, глинистый с прослоями чистого серого среднезернистого песка . . . . .	1,7
$fgl(?)Q_3^{gr}$	8. Галечник средний и мелкий, ожелезненный в коричнево-ржавом крупнозернистом песке. В галечнике линзы гравия, песка, глины . . . . .	3,5

<sup>1</sup> Образование морозобойных клиньев следует связывать с эпохой последующего сартанского оледенения.



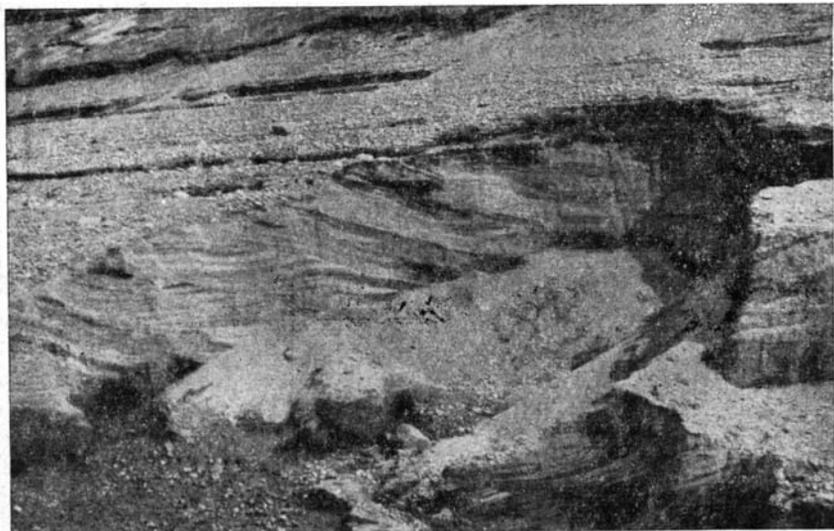
тории Учами на правом берегу Нижней Тунгуски

		Мощность, м
fgl (?) Q <sub>3</sub> <sup>ZT</sup>	9. Переслаивание линз ожелезненного галечника, серых песчаных глин, песка. Линзы длиной до 50 м и мощностью до 2 м . . . . .	3,8
»	10. Переслаивание линз галечника в темно-сером песке с чистым диагонально-слоистым темно-серым песком . . . . .	2,5
fglQ <sub>3</sub> <sup>ZT</sup>	11. Голубовато-серые глины, плотные, местами плитчатые, пачкающиеся. Вниз по реке заметно понижение кровли глин над урезом воды. Местами в глинах видны лепешковидные карбонатные конкреции . . . . .	7,0
	Ниже — осыпь (до уреза воды в реке).	(видимая)

Как видно из описания обнажения, в нем достаточно четко намечается трехчленное строение: в основании — озерно-ледниковые глины, в средней части — флювиогляциальные пески и галечники, в верхней — аллювиальные пески и галечники и покровные образования с морозобойными клиньями. Такое строение III надпойменной террасы является весьма типичным для территории развития зырянского оледенения. Надо учитывать только, что высоты этой террасы соответственно ниже в долинах притоков Нижней Тунгуски (для Виви — 20—25 м, Тембенчи — 15—25 м, Таймуры — 15—20 м, Северной — 15—20 м и т. д.).

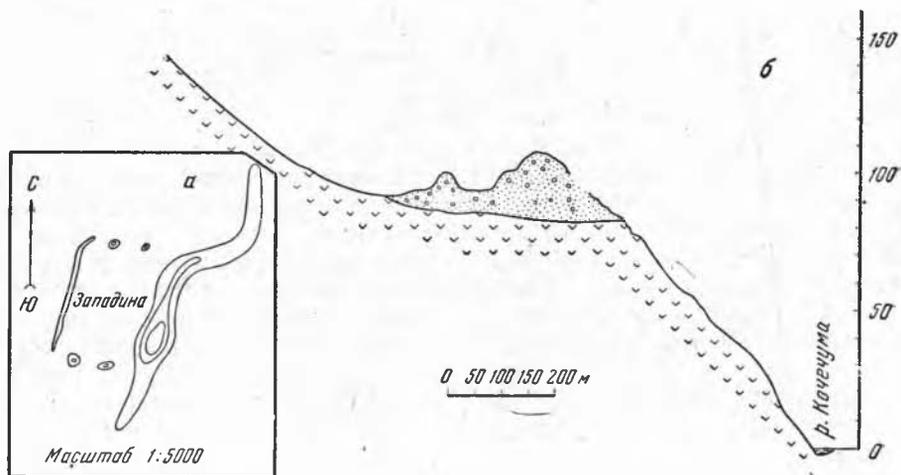
Мощность зырянских голубовато-серых глин не превышает обычно 8—12 м.

Флювиогляциальные отложения века зырянского оледенения, как уже указывалось, перекрывают озерно-ледниковые образования того же оледенения. Они встречаются на самых различных уровнях склонов долин. Г. М. Покровский по результатам исследований в бассейне Кочечумо в 1951—1952 гг. отмечает, что зырянские ледники были довольно пассивными, долины заполнялись неподвижными или малоподвижными ледниками или фирновым льдом. По поверхности льда, главным образом у склонов долин (вследствие выпуклости поперечного профиля поверхности ледниковых языков) текли ледниковые потоки, размывавшие как склоны долин, так и лед с находящимися в нем и на нем продуктами ледниковой аккумуляции. При таянии ледника наносы, отлагавшиеся в руслах ледниковых рек, проектировались на доледниковый рельеф, образуя камовые холмы и гряды (фиг. 49).



Фиг. 48. Пески слоя 10 обнажения Красный Яр; промоина в месте выхода грунтовых вод по водоупору озерно-ледниковых глин

Г. М. Покровский считает, что флювиогляциальные отложения зырянского оледенения, образовавшиеся вышеуказанным путем, встречаются до уровня II надпойменной террасы Кочечумо.



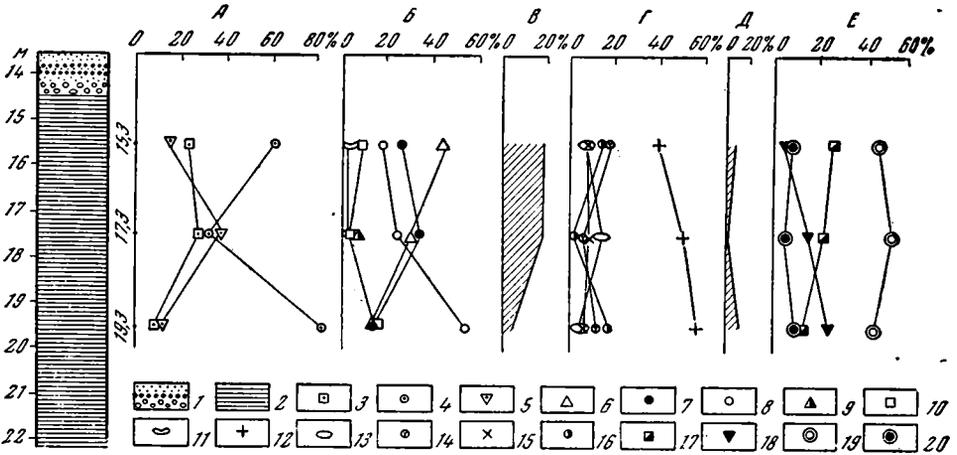
Фиг. 49. План (а) и профиль (б) камовой гряды на правом склоне долины Кочечумо в 4,5 км ниже устья Далгакана. Составил Г. М. Покровский

Сходную во многих чертах картину представляет себе и С. С. Лапин (1956), который выделяет «камовые террасы», образовавшиеся в стадии исчезновения пассивного или мертвого льда и слагающие средние и низкие террасы долины нижнего течения Нижней Тунгуски.

В зоне развития зырянского оледенения нередко встречаются озы. И. М. Фердман в бассейне р. Боргухли наблюдал озы длиной до 5 км; В. Н. Белозеров указывает на их распространение по правобережью Нижней Тунгуски между реками Тутончаной и Порохом. Здесь озы

имеют ширину 20—30 м, высоту 4—5 м и слагаются песчано-гравийным материалом.

Аллювиальные отложения ледниковой зоны века зырянского оледенения очень трудно отделить от флювиогляциальных. По существу выделение последних несколько условно и основано главным образом на характере литологических взаимоотношений — резкой и частой фациальной изменчивости отложений. Поэтому, вероятно, во многих местах осадки III надпойменной террасы, особенно в удалении от ледников, следует рассматривать как аллювиальные.



Фиг. 50. Спорово-пыльцевые диаграммы зырянских озерно-ледниковых отложений р. Виви в 6 км выше устья Гили

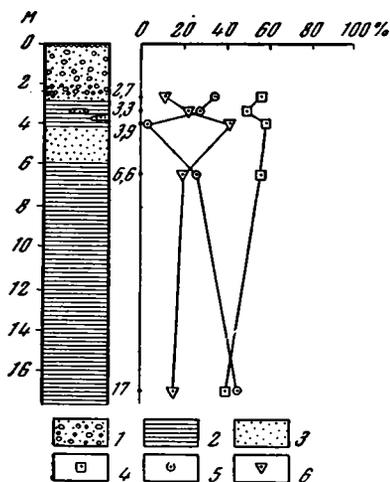
А — общий состав пыльцы; Б — состав пыльцы древесных растений; В — пыльца *Picea*; Г — состав пыльцы недревесных растений; Д — пыльца *Betula pampa*; Е — споры. 1 — песчано-гравийно-галечные отложения; 2 — озерно-ледниковые голубовато-серые глины; 3 — пыльца древесных растений; 4 — пыльца недревесных растений; 5 — споры; 6 — *Picea*; 7 — *Pinus*; 8 — *Betula*; 9 — *Abies*; 10 — *Alnus*; 11 — *Larix*; 12 — *Artemisia*; 13 — *Cyperaceae*; 14 — разнотравье; 15 — *Chenopodiaceae*; 16 — *Gramineae*; 17 — *Lycopodium*; 18 — *Sphagnales*; 19 — *Filicales*; 20 — *Selaginella selaginoides*

Отложения века зырянского оледенения лучше чем все другие четвертичные отложения района охарактеризованы палеонтологическими и палеофлористическими материалами.

В отложениях, перекрывающих озерно-ледниковые глины (чаще на контакте этих глин с флювиогляциальными отложениями), найдены многочисленные остатки верхнеплейстоценовой фауны. Нами в обнажениях у фактории Учамы, в долине р. Виви, в долине р. Северной найдены кости и зубы *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа (определение Э. А. Вангенгейм), А. А. Боручинкиной в бассейне р. Тутончаны — череп овцебыка *Ovibos moschatus* Zimm. (определение В. И. Громова), И. Ф. Белостоцкой в бассейне верховьев р. Вилюй — зубы *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа, зубы и кости *Equus caballus* L., рог и кости *Rangifer tarandus* L., кости *Bison* (*Bos*) sp. (определение И. А. Дуброво). Приведенный список фауны характерен для второй половины плейстоцена. Этому не противоречит и положение фауны в геологическом разрезе — захоронение в осадках, соответствующих стадии деградации зырянского оледенения.

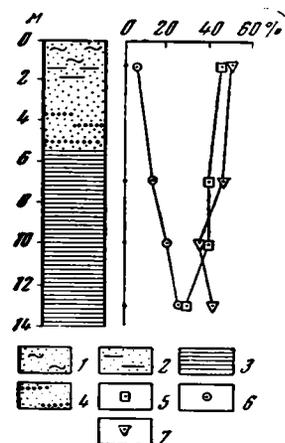
Спорово-пыльцевая характеристика зырянских отложений в перигляциальной зоне свидетельствует о суровых климатических условиях времени их отложения. Только в верхних горизонтах этих отложений появляются некоторые признаки улучшения климата — в спорово-пыльцевых спектрах возрастает роль древесной растительности.

Составленные нами спорово-пыльцевые диаграммы (фиг. 50, 51, 52) зырянских отложений долин рек Виви, Тутончаны, Северной не дают полной характеристики растительности и климата данного времени. На этих диаграммах не отражается максимум оледенения, но зато ясно видно улучшение климатических условий вверх по разрезу. Вероятно, диаграмма Виви (фиг. 50) отражает условия более суровые, чем диаграммы Северной и Тутончаны (фиг. 51, 52); последние соответствуют, по-видимому, верхним частям разреза отложений этого века.



Фиг. 51. Спорово-пыльцевая диаграмма зырянских отложений 15—18 метровой террасы р. Тутончаны у устья Дялингды

1 — песчано-гравийно-галечные отложения; 2 — озерно-ледниковые голубовато-серые глины; 3 — пески; 4 — пыльца древесных растений; 5 — пыльца недревесных растений; 6 — споры



Фиг. 52. Спорово-пыльцевая диаграмма зырянских отложений 15-метровой террасы р. Северной в 10,5 км ниже устья Анадыкана

1 — супесь; 2 — суглинок с прослоями глины; 3 — голубовато-серые глины; 4 — песок с прослоями гравия; 5 — пыльца древесных растений; 6 — пыльца недревесных растений; 7 — споры

Накопления времени максимума оледенения почти не содержат пыльцы и спор или очень обеднены ими. Однако в ряде единичных анализов выявлены спектры тундрового (или «тундро-степного») типа, в которых преобладает пыльца травянистых растений (главным образом полыни и лебедовые), отсутствуют споры зеленых мхов и, наоборот, среди спор преобладают такие типично тундровые плауны, как *Lycopodium alpinum* и *L. appressum*.

### Каргинский горизонт ( $Q_3^{kr}$ )

В вопросе о существовании каргинского межледниковья и, следовательно, о самостоятельности сартанского оледенения до сих пор среди исследователей Сибирской платформы нет единого мнения. Пока не представляется возможным даже выявить преобладающую точку зрения. Одни геологи, основывающиеся преимущественно на геоморфологических данных, считают сартанское оледенение стадией зырянского и отрицают поэтому существование между ними межледниковья; другие, опирающиеся на результаты изучения четвертичных отложений и их палеофлористических характеристик, доказывают самостоятельность сартанского оледенения и правомочность выделения предшествующего ему межледниковья. К числу второй группы исследователей принадле-

жит большой коллектив геологов Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), ведущих в течение ряда лет геологические работы непосредственно в области развития сартанского оледенения и сопредельных территорий.

К осадкам каргинского межледниковья работники НИИГА относят аллювиальные и озерные отложения бассейнов Котуя, Курейки, Северной, Норилки и др. (Стрелков и др., 1959). Эти образования прислонены или залегают на зырянских отложениях и в ряде мест перекрыты сартанскими моренами. Мощность каргинских галечников и песков достигает 15—25 м, а озерных осадков — до 40 м. В бассейне р. Котуй пески местами косослоисты и перекрыты валунно-галечным материалом (возможно, сартанского века). В озерных отложениях присутствует пыльца ели и кедра; вверх по разрезу увеличивается содержание березы.

Ряд данных, которые мы приведем ниже, заставляют нас присоединиться к точке зрения сторонников существования каргинского межледниковья. Как уже отмечалось, спорово-пыльцевые спектры зырянских отложений вверх по разрезам отражают изменение климатических условий в сторону их улучшения.

Вероятно, верхние (аллювиальные) горизонты накоплений III надпойменной террасы были сформированы уже в послезырянское время или в самом конце зырянского века. Весьма показательны в этом отношении данные, полученные в 1958 г. Ю. С. Бушканец для 20-метровой террасы р. Северной. Разрез этих отложений, встреченных на левом берегу Северной в 10 км выше устья речки Делингды, следующий:

		Мощность, м
$Q_4$ $alQ_3^{gr}$	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,3
	2. Песок мелкозернистый, серовато-бурого цвета, содержащий около 10% гальки (долеритов, кварцитов, песчаников) . . . . .	1,0
	» 3. Песок с галькой размером 5—12 см. Содержание гальки до 50%, она состоит главным образом из долеритов . . . . .	1,0
	» 4. Песок мелкозернистый с гравием и мелкой галькой . . . . .	0,8
	» 5. Песок с галькой долеритов, кварцитов, песчаников. Гальки в слое до 20% . . . . .	4,5
	» 6. Легкая супесь . . . . .	0,5
	» 7. Песчано-мелкогалечный материал. Количество гальки — 50% . . . . .	1,0
	» 8. Песок с крупной галькой. Гальки 20% . . . . .	3,0
	» 9. Песок с галькой размером до 5 см. Гальки — 15% . . . . .	1,5
	» 10. Песок с мелкой галькой размером до 2 см . . . . .	2,0
	» 11. Супесь бурого цвета . . . . .	0,2
$glQ_3^{gr}$ (?)	12. Глина буровато-серого цвета . . . . .	1,8
$glQ_3^{gr}$ (?)	13. Галечник с валунами долеритов . . . . .	3,0

Спорово-пыльцевая диаграмма из этих отложений (фиг. 53) показывает нарастание потепления и формирование климатических условий межледниковья. Как видно из диаграммы, вверх по разрезу увеличивается роль древесной растительности — главным образом ели, сосны, которые доминируют. Травянистые растения и споры в верхней части диаграммы имеют резко подчиненное значение.

Сходные с вышеприведенным разрезом отложения наблюдал в 1955 г. В. И. Лупичук в приустевой части р. Чапкокто (левый приток оз. Тембенчи — нижнего). Здесь в разрезе 15—18-метровой террасы, сложенной песчано-галечно-гравийными отложениями, на глубине 14,5 м встречен прослой торфяника мощностью 0,1 м. Положение торфяника в разрезе, сходство отложений, в которых он заключен, с межледниковыми предсартанскими отложениями позволяют предположительно отне-

сти время образования этого торфяника к описываемому межледниковью.

Наряду со спорово-пыльцевыми данными из верхних (аллювиальных) частей разрезов III надпойменной террасы нами собраны остатки растительности, семенная флора которых определена Ю. М. Трофимовым.

Так, в разрезе 15-метровой террасы Таймуры в 9 км выше устья Аякты из прослоев с растительными остатками, располагающихся на глубине 4,5 и 4,8 м от бровки террасы, определены семена осоки — *Carex rostrata* S., *Carex* sp. (два вида), малины — *Rubus idaeus* L., шиповника — *Rosa* sp., манника — *Glyceria fluitans* R. Bi., пухоноса дернистого — *Trichophorum caespitosum* (L.) Pers., ольхи — *Alnus* sp.

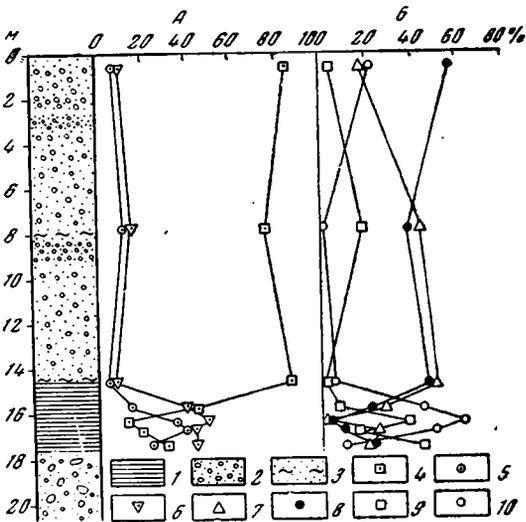
Характерно, что слои, перекрывающие растительные остатки в интервале глубин 1—3 м (от бровки), разбиты кое-где морозобойными клиньями, проникающими в аллювий, в который включены прослой с растительными остатками.

В другом обнажении, на левом берегу Нижней Тунгуски в 1 км ниже устья Дегали, в отложениях III террасы высотой 34 м на глубине около 3 м в прослое растительных остатков оказались семена ели сибирской — *Picea obovata* Ldb, лиственницы сибирской — *Larix sibirica* Laib., обрывки

листьев и веточек березы — *Betula* sp., ольхи — *Alnus* sp., ивы — *Salix* sp., осоки — *Carex rostrata* St., камыша — *Scirpus* sp., сабельника — *Comarum palustris* L., лютика — *Ranunculus* sp.

Как состав спорово-пыльцевых спектров, приведенных выше для отложений р. Северной, так и состав семян из двух последних разрезов, не оставляют сомнения в том, что они характеризуют обстановку межледникового времени. Залегание отложений, заключающих эти палеофлористические остатки, выше зырянских отложений, приуроченность их к III надпойменной террасе (что исключает возможность отнесения их к голоценовым образованиям), наличие в верхних горизонтах сартанских мерзлотных клиньев указывает, что время их образования относится к каргинскому межледниковью.

Существенно, что в долине Нижней Тунгуски отмечается прислонение аллювия II надпойменной террасы к цоколю более высоких террас или к склону водораздела (на участке рек Нимдэ — Караульная это наблюдалось А. А. Макаровой). Этот факт, вероятно, должен свидетельствовать о том, что формированию II террасы предшествовал размыв. Поскольку же II терраса сложена осадками времени сартанского оледенения, то время этого размыва следует отнести к концу предшествующего межледниковья.



Фиг. 53. Спорово-пыльцевые диаграммы каргинских отложений 20-метровой террасы р. Северной в 10 км выше устья Делингды.

А — общий состав пыльцы; Б — состав пыльцы древесных растений. 1 — глины; 2 — песчано-галечные отложения; 3 — супеси; 4 — пыльца древесных растений; 5 — пыльца недревесных растений; 6 — споры; 7 — *Picea*; 8 — *Pinus*; 9 — *Alnus*; 10 — *Betula*

Сартанское оледенение — заключительное оледенение плейстоцена — охватило сравнительно небольшую площадь центральной части массива Путорана. Конечные морены этого оледенения встречены в верховьях р. Северной по ручью Анадыкан И. М. Фердманом, а в долине р. Агаты, в бассейне верховьев р. Тутончаны по рекам Муили, Хомгото и к югу от субширотного течения Тутончаны — А. А. Боручинкиной. Далее к востоку границы этого оледенения менее четки и геологи НИИГА проводят ее предположительно южнее оз. Тембенчи (нижнего), по водоразделу рек Курейки и Эмбенчимэ и через верховье Кочечумо (Стрелков и др., 1959).

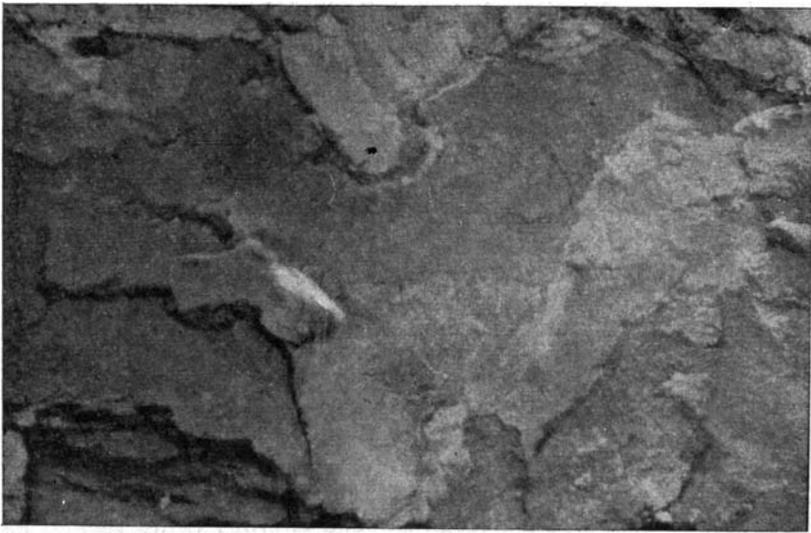
В отдельных местах, например в бассейне верховьев р. Северной, непрерывная длина сартанских конечноморенных валов достигает 5—7 км, а высота до 15—25 м. В бассейне р. Тембенчи В. О. Луцийчук отмечает наличие моренных валов высотой до 40 м.

Морены сартанского оледенения, по данным Ю. П. Пармузина (1959), состоят из тяжелого бурого суглинка с включением большого количества глыб, валунов, щебенки, гальки, дресвы (преимущественно из базальтов). В некоторых местах морена состоит существенно из гравийно-галечного материала.

Озерно-ледниковые осадки, связанные с сартанским оледенением, установлены пока еще в очень малом числе мест и только внутри границ распространения этого оледенения. По данным Я. И. Полькина и С. А. Стрелкова (Стрелков и др., 1959), они встречены в верховьях р. Котуй, в долине р. Норилки; И. М. Фердман наблюдал их в бассейне верховьев Северной, а Ю. П. Пармузин (1959) — в верховьях Курейки в 20 км выше оз. Анама, где ими сложена толща 40—50-метровой террасы. Эта толща состоит из иловатых песков, супесей и глин серого и голубовато-серого цвета. Толща горизонтальнослоиста — чередуются прослой светлого и темного тона, причем мощности слоев уменьшаются вверх по разрезу. В нижней части разреза песчаные прослой достигают 2—2,5 м, илито-глинистые — не более 20—25 см. В верху разреза прослой чередуются через каждые 2—6 см. В толщу включены карбонатные стяжения.

В этих отложениях обнаружена обильная флора диатомовых: *Didymospenia gominatum*, *Fragilaria* sp., *Cymbella* sp., *S. sinuata*, *Melosira granulata*, *M. italica*, *M. sulcata* s/sp. *helvetica*, *Hantzschia amphioxys*, *Synedra pullchella*, *Cyclotella kützingiana*, *Pinnularia lata*, *P. divergens*, *Synedra ulna*, *Nitzschia* sp., *Synedra ulna*, *Eunotia praerupta* (определение А. П. Жузе). Все они представители холодолюбивых пресноводных проточно-озерных форм. По заключению А. П. Жузе, они имеют ясно выраженный послеледниковый облик. Вероятно, формирование толщи, включающей указанную флору диатомовых, связано с временем отступления и распада ледников сартанского оледенения.

Аллювиальные отложения времени сартанского оледенения вне области его развития (но в пределах ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски) слагают накопления II надпойменной террасы. Собственно говоря, развитие сартанского оледенения началось еще в то время, когда поверхность III надпойменной террасы подвергалась периодическому затоплению паводковыми водами. Об этом свидетельствуют многочисленные криогенные нарушения в песчано-супесчаных образованиях верхней части этой террасы (фиг. 54, 55, 56). Горизонт с морозобойными клиньями расположен примерно на 1 м ниже бровки террасы и перекрывается или покровными образованиями, или маломощным пойменным аллювием. Практически сартанский аллювий не формирует III надпойменную террасу, а слагает II надпойменную террасу, состоящую

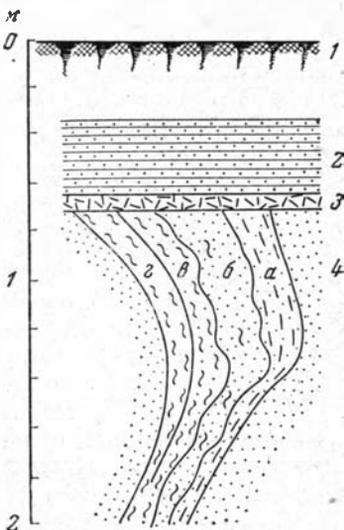


Фиг. 54. Солифлюкционные текстуры в суглинках верхней части аллювия III надпойменной террасы р. Виви в 11 км выше устья Гили

обычно из песчано-галечно-гравийных отложений. Примером строения II террасы может служить уже упоминавшийся нами разрез в верховьях р. Тембенчи (стр. 85). Для ряда разрезов II террасы, особенно близ границ сартанского оледенения, верхние горизонты (1—2 м) слагаются галечно-валунными образованиями, как это наблюдалось А. А. Боручинкиной в бассейне верховьев Тембенчи и в бассейне верховьев Кочумдэка.

Спорово-пыльцевые спектры аллювиальных отложений II террасы в приледниковой зоне отражают существование в то время безлесных пространств со скудной травяной растительностью. И. Ф. Белостоцкая и М. Ф. Благовещенская указывают, что отложения 8-метровой террасы (II надпойменной) верхнего течения Кочумдэка формировались в условиях ландшафта тундры или лесотундры. В спорово-пыльцевых спектрах показательно присутствие таких холодолюбивых плаунов, как *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, а также *Selaginella selaginoides*.

Нельзя не отметить, что и аллювиальные отложения I надпойменной террасы, как показывают данные спорово-пыльцевых анализов, также накапливались в суровых климатических условиях. Так, по И. Ф. Белостоцкой, образцы из отложений 15-метровой террасы р. Кочучумо в 6 км выше ее устья со-



Фиг. 55. Псевдоморфоза по ледяной жиле в супесях верхней части аллювия III надпойменной террасы Нижней Тунгуски (обнажение Красный Яр)

1 — почвенно-растительный горизонт; 2 — серый крупнозернистый горизонтально-слоистый песок; 3 — прослой растительных остатков; 4 — глинистый крупнозернистый песок; а — илесто-песчаные отложения с остатками корней растений; б — песок крупнозернистый, в — желтоватая глина, несколько опесчаненная; г — желтовато-розовая глина пластичная

держат пыльцу более холодолюбивую, чем современная флора этого района. Для спорово-пыльцевых спектров образцов, взятых из отложений этой террасы, характерен следующий состав пыльцы: древесной растительности—5—30%, пыльцы недревесной—1—19%, спор 45—90%.

Внутри группы древесной пыльцы состав растительности распределяется следующим образом: *Picea*—14—47%, *Pinus*—13—20%, *Betula*—38—61%, *Alnus*—3—12%, *Larix*—встречается.

В группе пыльцы недревесных растений встречается пыльца *Gramineae*, *Artemisea*, *Compositae*, *Leguminosae*, *Cruciferae*, *Cyperaceae*, *Ericaceae*, в группе спор—*Bryales*, *Sphagnales*, *Felicales*, *Licopodiaceae*.

Приведенный состав спорово-пыльцевых спектров существенным образом отличается от спорово-пыльцевого спектра современной растительности этой террасы. Сейчас на этой террасе Кочечумо развита лиственничная тайга, спорово-пыльцевой спектр которой содержит: древесной пыльцы—78—91%, пыльцы недревесной растительности—4—8%, спор—1—18%.

Внутри группы древесной пыльцы содержится: *Picea*—1—10%, *Pinus* sp.—54—60%, *Betula* sp.—5—22%, *Alnus* sp.—17—30%, *Larix* sp.—отмечена. (Пыльца сосны заносная. Граница ареала ее произрастания располагается на 100—200 км южнее.) В группе пыльцы недревесных растений преобладает пыльца вересковых.

Сравнение спорово-пыльцевых спектров из отложений террасы и поверхностных проб показывает: изменение содержания пыльцы древесных пород за счет уменьшения количества пыльцы сосны (при увеличении количества пыльцы березы); увеличение количества и разнообразия пыльцы травянистой растительности (меньше пыльцы вересковых, присутствие пыльцы осок, гвоздичных); увеличение спор мхов, папоротников и плаунов.

В целом спорово-пыльцевые спектры образцов из аллювия 15-метровой террасы Кочечумо соответствуют лесотундровому типу. Следовательно, климат в то время был суровее современного и соответствовал условиям климата перигляциальной области.

Однако необходимо принять во внимание, что пробы пород из 15-метровой террасы были взяты из ее верхних горизонтов—пойменной фации аллювия (мелкозернистые глинистые пески)—а наиболее обедненный видами спорово-пыльцевой спектр был у образца с глубины 1,5 м (ниже образцы не брались). Исходя из закономерностей формирования аллювия (Шанцер, 1951), в частности, из положения об одновременности (в геологическом смысле) формирования русловой и пойменной фаций, следует предполагать, что наихудшая климатическая обстановка, соответствующая, видимо, веку оледенения, была характерна для первой половины периода формирования I надпойменной



Фиг. 56. Морозобойная трещина в верхней части разреза аллювия III надпойменной террасы Таймуры (в 9 км выше устья Аякты). Видны деформации во вмещающих породах

террасы. Вторая же половина времени формирования I надпойменной террасы по климатическим условиям скорее является переходной к условиям голоцена.

### ГОЛОЦЕН

К голоценовым отложениям мы относим аллювиальные образования пойменных террас в долинах, а также аллювиальные накопления русел рек — отложения прибрежных и островных кос и собственно русла. Широко распространены болотно-озерные отложения, представленные торфяниками, местами достигающими мощности до 10 м.

Пойменные террасы обычно имеют двучленное строение (такое же как и у I надпойменной террасы) с четкой дифференциацией пойменной и русловой фаций. Пойменные осадки — песчано-илисто-глинистые, русловые — галечные и галечно-валунные. В некоторых местах поймы сложены песчано-илистыми отложениями старичных фаций аллювия мощностью до 15—18 м. Так, в устье р. Дакат, например, был описан следующий разрез:

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт, который подстиляется легкой пылевой супесью, пронизанной корнями растений	0,5
alQ <sub>4</sub>	2. Супесь коричневато-желтая с прослоями (1—2 см) той же супеси, но коричневато-серого цвета, которая обогащена остатками древесины	1,0
»	3. Илистые отложения темно-серые, блестящие в срезе, с остатками обугленной древесины и гнездами (3—4 см) или небольшими линзами зеленовато-серых глин	4,5
»	4. Иловатые супеси, серо-коричневые, плотные, с включениями остатков древесины, иглами хвои, остатками корней растений	6,0
»	5. Тонкая иловатая супесь, темно-серая, с горизонтальными или несколько волнистыми прослоями серого песка мощностью 0,5—3,0 см. Слой уплотнен. Остатки растительности рассеяны по всему слою, но в нижней части их больше	3,50 (видимая)

В ряде мест пойменные террасы имеют существенно галечно-валунный состав, как, например, в долине Нижней Тунгуски у Большого Порога. Нередко пойменные террасы сложены отложениями корг. Поверхности пойменных террас часто покрыты плотно уложенными валунами и глыбами, создающими вид «каменной мостовой» (см. фиг. 11). Иногда галечные накопления пойменных террас сильно ожелезнены и представляют собой типичные галечные конгломераты с железистым цементом. Весьма показательным примером такого характера ожелезнения пойменного аллювия может служить обнажение правого берега Нижней Тунгуски в 2 км выше устья р. Дакат (фиг. 57).

Прибрежные и островные косы сложены самым разнообразным материалом; здесь также, как и везде, наблюдается закономерное распределение материала — более грубый концентрируется в головной части косы, более мелкий — отлагается в ее хвостовой части.

Аллювий русла также не всегда однотипен. Состав его резко изменчив и зависит от геоморфологического положения данного участка долины, динамики руслового потока, характера руслового ложа. Значительные участки русел рек часто бывают совершенно лишены аллювиальных накоплений. Это можно наблюдать, в частности, в нижнем течении Таймуры, нижнем течении Нидыма и в других местах. Возможно, отсутствие аллювия в русловом ложе следует связывать с оживлением тектонических движений определенных участков территорий бассейна Нижней Тунгуски.



Фиг. 57. Интенсивно ожезненные конгломератовидные галечники низкой поймы правого берега Нижней Тунгуски в 2 км выше устья Даката

Гранулометрический состав отложений русла и кос, по данным 200 анализов, приведен в табл. 8.

Окатанность галечного материала руслового аллювия невысокая. Окатанность большей части галек — I класса (50—60% галек), материала II класса окатанности — не более 20%, а IV, наивысшего класса — только 5%. Коэффициент окатанности галечного материала колеблется от 20 до 40%.

Петрографический состав обломочного материала руслового аллювия тесно связан с составом пород окружающей территории. Ледниковая зона бассейна Нижней Тунгуски охватывает территорию, сложенную преимущественно лавовыми и туфолововыми образованиями; только на крайнем западе развиты синийские и нижнепалеозойские породы

Таблица 8

Гранулометрический состав отложений русла и кос (в %)

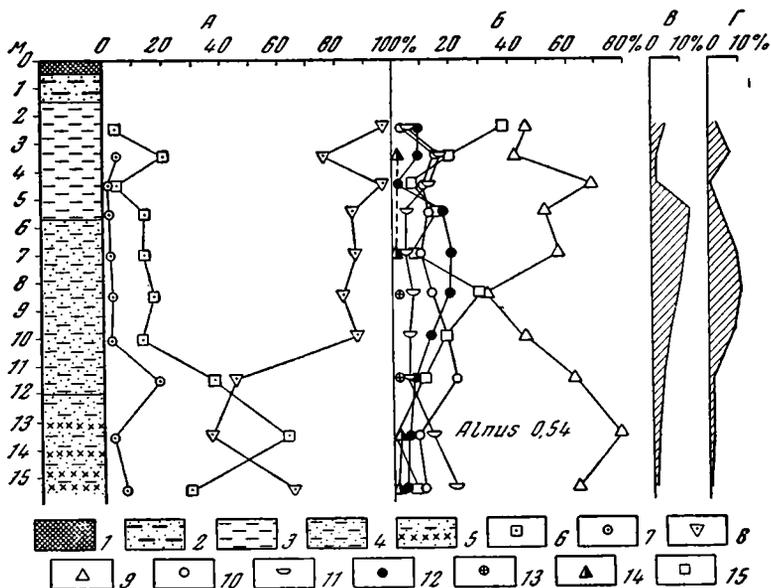
Место взятия проб	Фракции крупности, мм							
	-100 + 25	-25 +16	-16 + 8	-8 +4	-4 +2	-2 +1	-1 +0,5	-0,5
Нижняя Тунгуска у фактории Тура . . . . .	47,8	9,3	6,8	10,6	11,4	14,0		
Кочечумо у устья р. Туру . . . . .	—	62,1	5,6	5,6	5,0	4,0	11,0	5,2
Кочечумо у устья . . . . .	—	32,4	7,2	4,6	4,0	10,0	5,8	4,3
Таймура в 20 км ниже устья ручья Уксингды . . . . .	24,6	30,8	7,1	10,0	10,7	16,8		

Енисейской складчатой зоны, а на юго-западе, по периферии Тунгусской синеклизы, имеются значительные выходы девона. Однако в обломочном материале руслового аллювия почти везде преобладают породы лавовой и туфолоавовой толщ. Долериты, базальты довлеют над всеми другими породами и их содержание в составе галечников руслового аллювия достигает 90—95%. Эти породы труднее поддаются дезинтеграции, чем остальные породы района и, не разрушаясь, дольше существуют в русловых накоплениях.

В минералогическом составе шлихов из аллювия русла и кос доминируют минералы интрузивных и эффузивных пород — траппов. Последние, даже при незначительном развитии, поставляют в реки очень большое количество минералов. При широком же развитии траппов, в

шлихах почти полностью преобладают минералы, связанные с осадочными и пирокластическими породами.

Наиболее обычным и преобладающим минералом русловых отложений является моноклинный пироксен; вместе с ним ассоциируют в различных соотношениях магнетит, ильменит, минералы группы граната и группы эпидота.



Фиг. 58. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений голоцена в долине Нижней Тунгуски у устья Даката. Составлены Р. Е. Гитерман

А — общий состав пыльцы; Б — состав пыльцы древесных растений; В — пыльца *Pinus silvestris*; Г — пыльца *Pinus* секц. *Cembrae*. 1 — почвенно-растительный горизонт; 2 — сусесь; 3 — илисто-глинистые отложения; 4 — илстая сусесь; 5 — то же с прослоями растительных остатков; 6 — пыльца древесных растений; 7 — пыльца недревесных растений; 8 — споры; 9 — *Picea*; 10 — *Betula*; 11 — *Larix*; 12 — *Pinus*; 13 — *Salix*; 14 — *Abies*; 15 — *Alnus*

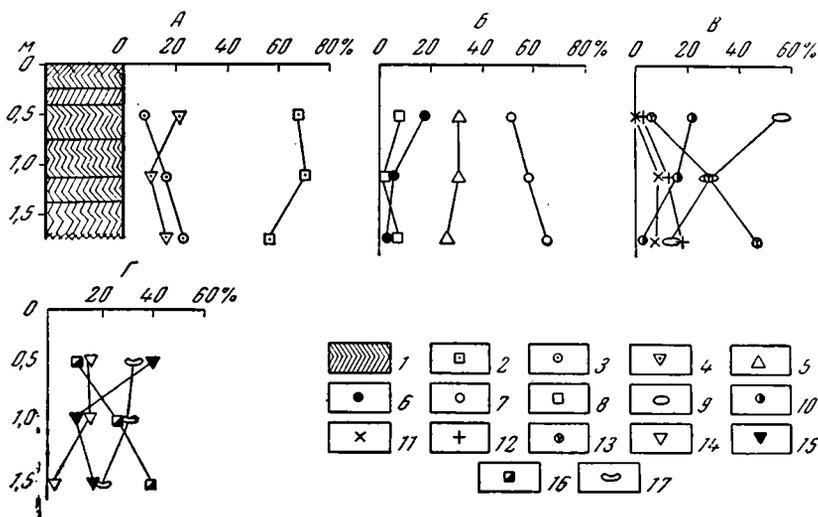
Мощность руслового аллювия непостоянна. Обычно она составляет 2—3 м; однако, как указывалось выше, многие участки руслового ложа вообще лишены аллювия, в ряде мест мощность аллювия превышает 7—10 м (как это наблюдалось, например, в русле Нижней Тунгуски в 8 км ниже пос. Тура). На притоках Нижней Тунгуски мощность руслового аллювия соответственно меньше. Так, в бассейне Кочечумо (реки Кочечумо, Туру, Корвунчаны) мощность русловых накоплений не превышает 3,2 м, а в среднем составляет 1,8—2,2 м.

О мощностях аллювиальных отложений пойменных террас можно судить лишь ориентировочно. В районе пос. Тура в долине Нижней Тунгуски мощность надводной части пойменной террасы достигает 15—16 м, а коренные породы в русле вскрываются на глубине 3—5 м ниже уровня воды.

Таким образом, мощность аллювия высокой поймы составляет примерно 20 м. В долине нижнего течения Нижней Тунгуски мощность пойменного аллювия достигает 26 м.

Спорово-пыльцевая характеристика отложений голоцена в пределах ледниковой зоны наиболее полно получена по результатам анализов образцов из разреза левого берега Нижней Тунгуски в устье р. Дакат (описание приведено выше — стр. 90). Все спорово-пыльцевые спектры

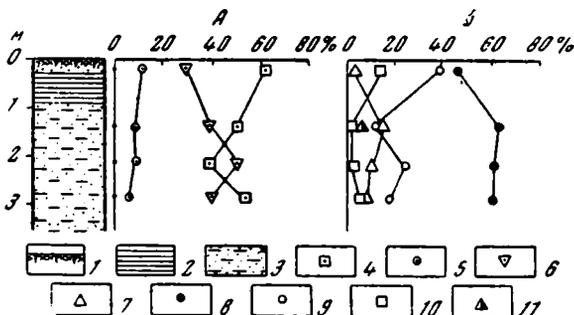
этого разреза являются лесными; хотя древесная растительность и не везде доминирует. Тем не менее большое количество лесных мхов, папоротников не оставляет сомнения в преобладании лесной растительности.



Фиг. 59. Спорво-пыльцевые диаграммы голоценового торфяника из района нижнего течения р. Северной

А — общий состав пыльцы; Б — состав пыльцы древесных растений; В — состав пыльцы недревесных растений; Г — состав спор. 1 — торф; 2 — пыльца древесных растений; 3 — пыльца недревесных растений; 4 — споры; 5 — Picea; 6 — Pinus; 7 — Betula; 8 — Alnus; 9 — Cyperaceae; 10 — Gramineae; 11 — Chenopodiaceae; 12 — Artemisia; 13 — Caryophyllaceae; 14 — Bryales; 15 — Sphagnum; 16 — Lycopodium; 17 — Polypodiaceae

Диаграмма, составленная Р. Е. Гитерман (фиг. 58), наглядно показывает наличие двух максимумов распространения ели; к этим максимумам приурочено и появление пихты.



Фиг. 60. Спорво-пыльцевые диаграммы голоценовых отложений 5-метровой террасы Кочечумо у устья Эмбенчима.

А — общий состав пыльцы; Б — состав пыльцы древесных растений. 1 — почвенно-растительный горизонт; 2 — глина; 3 — песок с прослоями суглинки; 4 — пыльца древесных растений; 5 — пыльца недревесных растений; 6 — споры; 7 — Picea; 8 — Pinus; 9 — Betula; 10 — Alnus; 11 — Abies

Для других разрезов — пойменной террасы Кочечумо выше устья Эмбенчима и торфяника из бассейна Северной — также характерен лесной тип спорво-пыльцевых спектров (фиг. 59, 60). Для этих разрезов

устанавливается решительное преобладание пыльцы древесных пород. Однако здесь в пыльце древесных пород преобладают береза и сосна. Вероятно, эти два разреза представляют собой верхние части отложений голоцена и спорово-пыльцевые спектры их намечают наступление современного похолодания климата.

Отмеченные особенности развития растительности в голоцене совершенно сходны с основными этапами развития растительности голоцена в Приенисейской Сибири, описанными С. А. Архиповым (1960) по материалам Е. В. Кореневой. Эти исследователи также выявили два максимума ели, а в верхних частях разрезов торфяников — выявили признаки современного похолодания климата.

## Глава V

### СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ БАСЕЙНА НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ

Внеледниковая зона в бассейне Нижней Тунгуски охватывает несколько меньшую территорию, чем ледниковая зона. Площадь ее составляет около  $\frac{2}{5}$  всей территории бассейна Нижней Тунгуски. Она располагается юго-восточнее границ максимального оледенения и занимает бассейн верхнего и частью среднего течения Нижней Тунгуски.

История геологического развития внеледниковой зоны за четвертичное время существенно отличается от истории геологического развития ледниковой зоны. Одни события и явления, характерные для ледниковой зоны, здесь отсутствовали, другие, действовавшие только периодически в ледниковой зоне, получают здесь широкое развитие.

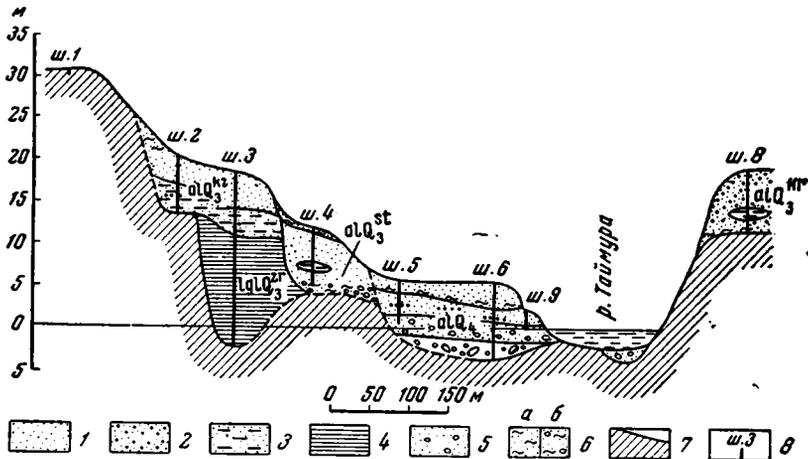
Но, несмотря на ряд отличий в событиях и явлениях четвертичной геологической истории каждой из зон, любое крупное событие в одной из них вызывает соответствующие отзвуки в другой. Так, область внеледниковой зоны на протяжении четвертичного периода не охватывалась оледенениями; однако явления оледенений, которым неоднократно подвергалась соседняя территория, находят здесь свое отражение в своеобразных условиях осадконакопления (фиг. 61).

Различия в ходе четвертичной геологической истории обеих зон определяются еще и тектоническими причинами. Если в пределах ледниковой зоны в целом в течение четвертичного периода ясно видно преобладание положительных движений, имеющих наибольшую амплитуду в центре ледниковой зоны — в массиве Путорана — и уменьшающихся к периферии, то в пределах внеледниковой зоны план тектонических движений имеет более сложную картину. Здесь на фоне общего поднятия области отдельные части ее поднимались быстрее (илимпейско-таймурско-чунская полоса), другие — отставали в своем поднятии или испытывали длительное состояние покоя (бассейн верховьев Нижней Тунгуски в области Ангаро-Виллюйского прогиба).

Естественно, что указанные особенности тектонического развития не только обусловили возникновение соответствующих условий осадконакопления, но и создали определенные трудности в установлении стратиграфических взаимоотношений как внутри внеледниковой зоны, так и при сопоставлениях с ледниковой зоной. Таким образом, отсутствие оледенений, и сложный тектонический режим внеледниковой зоны в четвертичном периоде являются теми основными особенностями, которые отличают ее от ледниковой зоны.

Для внеледниковой зоны характерно сравнительно незначительное распространение траппов и, наоборот, широкое развитие осадочных пермских, пирокластических триасовых и осадочных юрских образований; рельеф зоны менее расчленен, имеет значительно более низкие абсолютные отметки, на больших пространствах сильно выположен.

При изложении стратиграфической схемы четвертичных отложений внеледниковой зоны приходится сталкиваться с некоторыми трудностями, преодоление которых в ряде случаев, исходя из современного состояния изученности этой территории, невозможно. Здесь, во-первых,



Фиг. 61. Геологический разрез в долине Таймуры в 30 км ниже заводов Кербо

1 — пески; 2 — переслаивание песка и гравия; 3 — илы; 4 — голубовато-серые глины; 5 — песчано-галечные отложения; 6а — супесь; 6б — супесь с галькой; 7 — коренные породы; 8 — шурфы. Составлено по данным Н. Д. Лобановой

отсутствуют такие маркирующие горизонты, как горизонты морен ледниковой зоны, а стратиграфическая схема строится преимущественно по данным изучения аллювиальных террас. Во-вторых, в этой зоне собран еще более бедный и аллювиальный палеофлористический и палеофаунистический материал, чем в ледниковой зоне, что, естественно, затрудняет проведение стратиграфических сопоставлений. Наконец, в-третьих, известную сложность вызывает отсутствие надежной увязки речных террас, а, следовательно, и одновозрастных аллювиальных накоплений. Поэтому различные исследователи, работавшие здесь, выделяют разное количество террас не только в долине Нижней Тунгуски, но и по ее притокам.

Предлагаемая нами стратиграфическая схема четвертичных отложений внеледниковой зоны (фиг. 62, 63) построена в основном на собственных материалах автора, полученных при изучении территории бассейна среднего течения Нижней Тунгуски, примыкающей к ледниковой зоне. Одновременно нами использованы все имеющиеся данные по этому вопросу для территории верхнего течения Нижней Тунгуски, главным образом наблюдения В. Ю. Малиновского (1953, 1957), которыми была разработана, по существу, первая стратиграфическая схема четвертичных отложений бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски.

Система		Горизонт	Колонка	Мощность, м
Ч е т в е р т и ч н а я П л е й с т о ц е н	Верхний плейстоцен	Горизонт	Колонка	11
		Сартанский $Q_3^{st}$		10
	Средний плейстоцен	Межледниковый Каргинский $Q_3^{kr}$		12
		Звярянский $Q_3^{zr}$		10
		Межледниковый Казанцевский $Q_3^{kz}$		10
		Газовский $Q_2^{gz}$		4
	Нижний плейстоцен	Межледниковый Мессовский $Q_2^m$		2
		Самародский $Q_2^{sm}$		10
		Туруханский (Тобольский) $Q_2^{tr}$		3
			$Q_1$	

## Характеристика горизонтов

Аллювий пойменных террас. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа

Аллювий I надпойменной террасы. Морозобойные клинья в кровле аллювия II надпойменной террасы.  
Эоловые образования II надпойменной террасы

Песчано-галечный аллювий II надпойменной террасы. Гумусированные пески в аллювии. Погребенная почва в верхней части аллювия III надпойменной террасы. Остатки древесины в аллювии. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных. Фауна: *Mammuthus primigenius* (поздний тип), *Alces alces*

Галечно-песчаный аллювий III надпойменной террасы; значительная мощность пойменной фации; клинья и линзы льда в аллювии. Накопление щебенчатого материала. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца недревесных. Фауна: *Bison priscus deminutus*, *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*, *Alces alces*

Галечно-песчаный аллювий IV надпойменной террасы. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород. Фауна: *Bison priscus*, *Mammuthus sp.*, *Equus caballus*, *Alces alces*, *Felis spelaea*

Пески, реже галечники со слоистостью, нарушенной криотурбациями в аллювии V надпойменной террасы. Линзы и клинья льда в аллювии.  
Средняя часть аллювия V надпойменной террасы в верхнем течении Нижней Тунгуски; образование уступа VI надпойменной террасы в среднем течении Нижней Тунгуски.

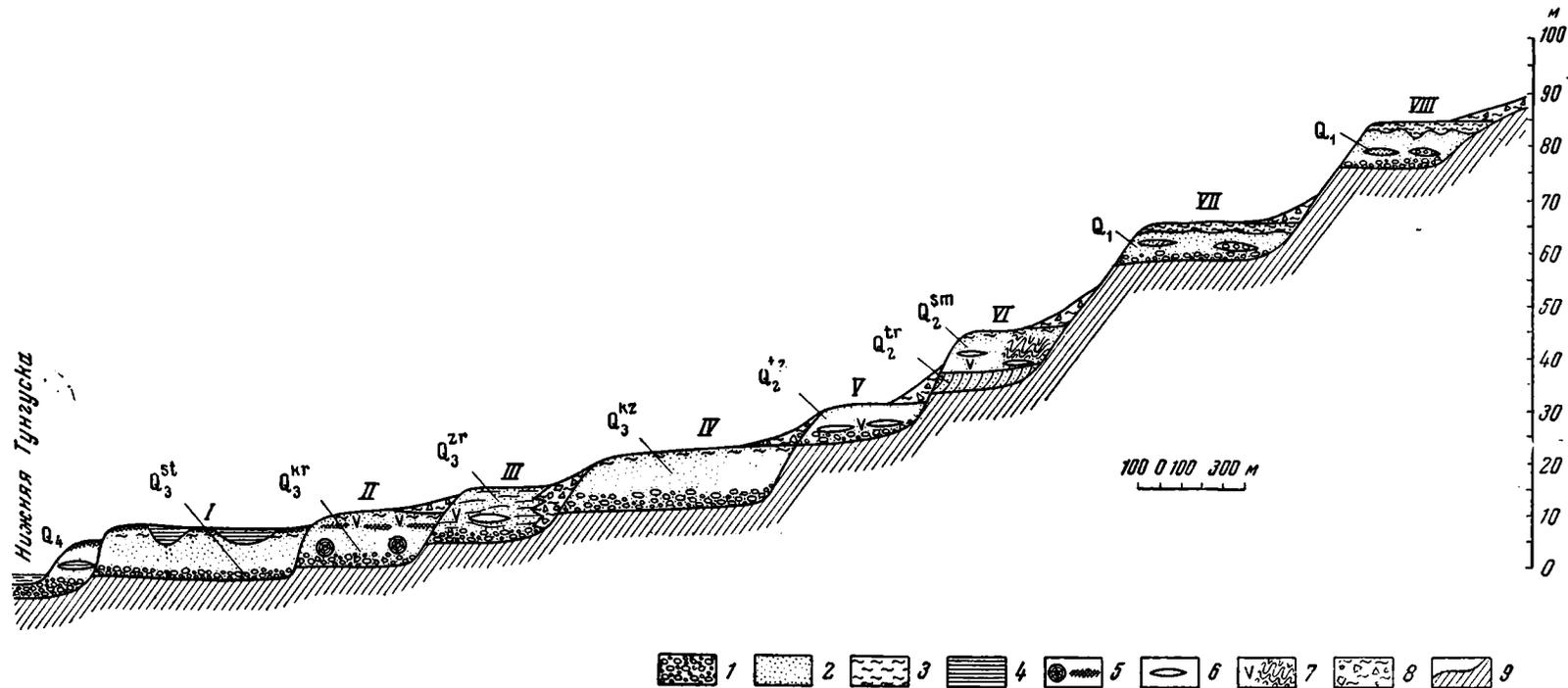
Аллювий VI надпойменной террасы в среднем течении и нижней части V надпойменной террасы в верхнем течении Нижней Тунгуски. Клинья и линзы льда в аллювии.

Горизонтально- и косослоистые пески в основании разрезов V (в верхнем течении) и VI (в среднем течении) надпойменных террас Нижней Тунгуски

Ожелезненный аллювий VI и VII (в верхнем течении) и VII и VIII (в среднем течении) надпойменных террас Нижней Тунгуски. Устойчивые породы и минералы в аллювии. По спорово-пыльцевым спектрам — растительность хвойных лесов. Фауна: *Equus sp.* (сильно минерализованные остатки)

Доминирует пыльца недревесных растений.  
Фауна: *Mammuthus primigenius* (ранний тип), *Bison priscus* cf. *longicornis*

Фиг. 62. Стратиграфическая колонка четвертичных отложений внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски



Фиг. 63. Схема террас долины среднего течения Нижней Тунгуски в пределах внеледниковой зоны:

1 — галечники; 2 — пески; 3 — суглинок; 4 — озерно-болотные отложения; 5 — погребенные почвы и остатки древесины в разрезах террас; 6 — линзы льда; 7 — морозобойные клинья и криотурбации; 8 — суглинки со щебнем; 9 — докайнозойские породы

## НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (ЭОПЛЕЙСТОЦЕН)

В отличие от ледниковой зоны эоплейстоценовые отложения внеледниковой зоны слагают накопления самых высоких террас долин рек. В бассейне среднего течения Нижней Тунгуски к ним относятся отложения VII и VIII надпойменных террас, а в верхнем течении ее — VI и VII надпойменных террас. Иногда выходы эоплейстоцена можно наблюдать и в стороне от современных долин, как это имеет место в бассейне р. Пирды (крупном правом притоке р. Ейко), где эоплейстоценовые отложения обнаружены в 4 км от реки на поверхности, имеющей относительно превышение над Пирдой в 60—70 м. В бассейне среднего течения Нижней Тунгуски выходы эоплейстоцена особенно многочисленны в долине Илимпей в ее среднем и нижнем течениях; в долине верхнего течения Нижней Тунгуски наибольшее распространение этих отложений зафиксировано на участке между р. Тетеей и р. Тарнаковской Умоткой, а также кое-где выше и ниже этого участка — в 2—3 км выше устья Тетей, в районе устья Большой Еремы, у с. Непа, в районе устья Средней Кочемы и т. д. (фиг. 23).

Мощность накоплений эоплейстоцена в отдельных обнажениях не превышает 5—8 м. Суммарная же мощность толщи эоплейстоцена достигает 12—15 м. Приведем описание некоторых разрезов. В бассейне Пирды в 14,2 км к северо-северо-западу от устья речки Чинокан, в 4 км от реки на высоте 60 м над рекой вскрыт следующий разрез:

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,1
alQ <sub>1</sub>	2. Песок красно-бурый, разнозернистый, глинистый, с включением гравия и гальки. Гравия и гальки в слое 15—20%. Окатанность гравия и гальки средняя. В составе гальки преобладают долериты и долеритовые порфириды, кварц, туфогенные породы. В нижней части слой сильно уплотнен. В минералогическом составе шлиха преобладает моноклиновый пироксен — 59,6%, минералы группы граната — 8%, минералы группы амфибола — 4,1% . . . . .	1,1
T	3. Туф желто-серого цвета . . . . .	0,2
		(видимая)

В долине Илимпей в 18 км выше устья р. Хошо в разрезе правобережной 60-метровой террасы обнажается маломощная пачка эоплейстоценовых накоплений. Здесь видно:

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,1
alQ <sub>1</sub>	2. Песок белесовато-желтого цвета, разнозернистый, с включением отдельных галек и гравия. В обломочном материале преобладает гравий; галька преимущественно мелкая (до 2,5 см) и представлена главным образом стойкими породами — кварцем, кварцитом. На глубине 0,76 м встречена гумусированная прослойка темно-желтого цвета, мощностью 2—3 см. Граница с нижележащим слоем не ровная, но резкая . . . . .	1,0
»	3. Галечно-гравийно-песчаный горизонт с мелкой галькой размером до 2 см. Галька покрыта корочкой окислов железа. В составе галечника преобладают туфогенные породы, кварц, кварциты, кремни, долериты и долеритовые порфириды . . . . .	0,6

Более мощные разрезы эоплейстоцена встречены в долине Нижней Тунгуски. Так, у фактории Юктукон Н. В. Кинд описала следующий разрез VII террасы (VI, по Н. В. Кинд):

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,2
alQ <sub>1</sub>	2. Песок полимиктовый, разнозернистый, желтого цвета, содержащий мелкую гальку . . . . .	2,05
»	3. Мелкозернистый песок яркого желто-коричневого цвета, с рассеянной мелкой галькой . . . . .	0,85
»	4. Галечно-гравийный горизонт. Галька и гравий сцементированы . . . . .	0,85

ваны разнородным полимиктовым песком. Иногда встречаются валуны до 0,4 м в диаметре из кварцита и мелкозернистого долерита. Размеры галек 2,5—4 см; окатанность средняя. Встречаются прослои более мелкого галечника и линзы обожженного песка . . . . .

4,9

**Т 5. Долериты (щебень и глыбы).**

Для всех разрезов эоплейстоцена характерна ожелезненность отложений. Заметно, что интенсивность процессов ожелезнения вверх по стратиграфическому разрезу убывает. Так, степень ожелезнения накоплений VII надпойменной террасы (VI в верхнем течении Нижней Тунгуски) меньше, чем VIII террасы (или VII в верхнем течении Нижней Тунгуски). Но везде, где бы ни встречались осадки эоплейстоцена, они в той или иной мере ожелезнены и имеют характерный желто-коричневый или буро-коричневый цвет. В галечном материале отложений эоплейстоцена почти всюду содержится некоторое количество выветрелой гальки.

В гранулометрическом составе видно преобладание гравийно-песчано-алевритовых фракций. Галечного материала не более 42%, причем преимущественно преобладает галька менее 2,5 см. Табл. 9, составленная по данным многочисленных анализов, показывает распространение основных гранулометрических фракций.

Таблица 9

**Гранулометрический состав отложений эоплейстоцена внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски (в %)**

Место взятия проб	Фракции, мм							
	-100 +25	-25 +16	-16 +8	-8 +4	-4 +2	-2 +1	-1 +0,5	-0,5
VI надпойменная терраса долины Нижней Тунгуски между реками Непой и Тетеей (по М. И. Плотниковой) . . . . .	19,5	9,8	12,3	11,3	11,0	6,0	7,0	23,1
VII надпойменная терраса долины Нижней Тунгуски от устья Тетеи до пос. Сименга (по Н. В. Кинд) . . . . .	0,5	6,6	7,5	9,5	7,0	3,3	9,5	57,8
VI надпойменная терраса долины Нижней Тунгуски от устья Тетеи до пос. Сименга (по Н. В. Кинд) . . . . .	1,7	10,0	9,0	7,1	6,1	9,0	9,1	48,0
VIII надпойменная терраса Илимпеи (по данным автора) . . . . .	9,5	17,9	15,4	15,6	8,0	8,1	6,0	19,5

Из этой таблицы видно, что отложения VI надпойменной террасы, т. е. верхние горизонты эоплейстоцена, содержат несколько больше галечного материала, в том числе и крупной гальки, чем отложения VII террасы на том же отрезке долины Нижней Тунгуски. Наряду с этим видно существенное увеличение содержания галечного материала в верхнем отрезке Нижней Тунгуски (между реками Непой и Тетеей) и по Илимпею, что, вероятно, связано с накоплением аллювия в условиях большего уклона русла, характерного для верховьев основных рек и их притоков.

Петрографический состав галек эоплейстоценовых накоплений отличается рядом особенностей. В составе галек значительное место занимают гальки, переотложенные из юрских отложений, среди которых присутствуют и породы гранитоидного ряда и кислые эффузивы. В галечном материале содержится много стойких к выветриванию пород

(часто более 50%) — кварца, кремня, роговиков, кварцита и т. д. По мере удаления от области развития юрских отложений уменьшается количество гальки из юрских толщ и возрастает содержание гальки местных пород — долеритов и туфогенных пород. Так, в отложениях эоплейстоцена бассейна Пирды (см. разрез на стр. 99) в гальке преобладают долериты, долеритовые порфириды и туфогенные породы, которые широко развиты в этом бассейне; в среднем и нижнем течении Илимпеи — туфогенные породы, имеющие здесь преимущественное распространение. Наконец заметно, что отложения верхних горизонтов эоплейстоцена (VI надпойменная терраса в верхнем течении Нижней Тунгуски) содержат меньше стойких к выветриванию пород — кремней, кварцитов, кварца, роговиков и т. п., чем нижние части разреза эоплейстоцена. Вверх по разрезу увеличивается и содержание местных пород. Изложенные данные отражены в таблице петрографического состава пород галечного материала эоплейстоценовых отложений (табл. 10).

Таблица 10

Петрографический состав галек из эоплейстоценовых отложений (в %)

Место взятия проб	Долериты и долеритовые порфириды	Туфогенные породы	Песчаники	Алевриты, аргиллиты и сланцы	Кремни, яшмы, халцедоны	Кварциты	Кварц	Роговики	Кислые эффузивы	Прочие породы
VII надпойменная терраса Нижней Тунгуски от р. Непы до р. Тетей (по М. И. Плотниковой)	—	—	0,4	0,6	0,5	26,3	3,3	7,5	57,3	4,1
VI надпойменная терраса Нижней Тунгуски от р. Непы до р. Тетей (по М. И. Плотниковой)	—	—	6,5	—	28,3	3,2	57,0	—	1,0	4,0
VII надпойменная терраса Нижней Тунгуски от р. Тетей до пос. Сименга (по Н. В. Киנד)	—	—	8,0	—	22,0	22,0	36,0	7,0	2,0	3,0
VI надпойменная терраса Нижней Тунгуски от р. Тетей до пос. Сименга (по Н. В. Киנד)	15,0	14,0	6,9	—	26,6	6,0	31,5	—	—	—
VI надпойменная терраса Нижней Тунгуски от пос. Наканно до р. Илимпеи (по Ф. Ф. Ильину)	0,9	60,9	2,8	—	13,2	3,9	14,6	—	3,7	—
VIII надпойменная терраса среднего и нижнего течения Илимпеи	5,6	62,0	0,5	0,3	7,7	5,4	15,6	2,8	—	0,1

Весьма показательны данные о минералогическом составе тяжелой фракции эоплейстоценовых осадков внеледниковой зоны. Хотя в целом в минералогическом составе существенным образом сказывается влияние местных коренных пород, однако ряд минералов выделяется своим аномально высоким содержанием, значительно более высоким, чем это имеет место в образованиях плейстоцена и голоцена. В большинстве случаев здесь для эоплейстоценовых осадков характерна существенно ильменитовая минералогическая ассоциация с повышенным содержанием амфибола и эпидота; иногда отмечается присутствие и ромбического пироксена (для рек Пирды и Илимпеи — от редких зерен до долей процента). В ряде случаев констатируется очень высокое содержание амфибола и эпидота, как это имеет место в бассейне Пирды (см. стр. 99), где амфибол в шлихе составляет 4,1%, а эпидот — 20,4%.

Обычно же содержание этих минералов в осадках эоплейстоцена не превышает соответственно 1,5—2,5% и 7—10%.

Для тяжелой фракции эоплейстоценовых отложений характерно высокое содержание минералов, устойчивых к выветриванию, таких как лимонит, рутил, лейкоксен, хромит, циркон, турмалин, ставролит, ильменит, алмадин, сфен. Особенно высоко содержание этих минералов в шлихах эоплейстоценовых накоплений области развития юрских пород. М. И. Плотникова по результатам изучения в 1950 г. вещественного состава террас р. Большой Еремы (левый приток верховьев Нижней Тунгуски) отмечает, что сумма весьма устойчивых к выветриванию минералов в отложениях IV и V надпойменных террас (предположительно третично-нижнеплейстоценовых, по М. И. Плотниковой) составляет 75—95% от общего количества минералов тяжелой фракции шлиха.

Минералы тяжелой фракции накоплений эоплейстоцена также, как указывает В. Ю. Малиновский, несут следы химического выветривания.

Палеонтологической и палеофлористической характеристики отложений эоплейстоцена для внеледниковой зоны почти не имеется. Здесь не известно находок фауны из достоверно эоплейстоценовых отложений. Правда, в аллювии террасы высотой 25 м у устья Непы (левый приток верховьев Нижней Тунгуски) в желтоватых песках, подстилающихся вишнево-красными глинами с редкой мелкой галькой кварца, М. И. Плотникова обнаружила сильно минерализованную метаторсальную кость лошади — *Equus* sp. (определение В. И. Громова). Характер осадков, в которых найдена кость, ее сильная минерализация, возможно, свидетельствуют о эоплейстоценовом возрасте этих отложений. Что касается палеофлористических данных, то весьма скудные сведения имеются только по бассейну Илимпеи. Так, в образцах, взятых нами из аллювия 60-метровой террасы (см. разрез на стр. 99), обнаружена пыльца *Pinus* sp., *Alnus* sp., позднее формы *Tsuga* sp. (5%), *Artemisia* sp., *Ericaceae*, *Superaceae*, *Bryales*, *Lycopodium* cf. *clavatum*, *Filicales*. Наличие хвойных, в том числе и такой теплолюбивой формы — реликта третичной флоры, как *Tsuga*, а также спор *Lycopodium* cf. *clavatum* — свидетельствует о господстве в то время хвойных лесов. Сходный спорово-пыльцевой спектр получен и для галечно-суглинистых (аллювиальных?) отложений придолинной поверхности относительной высотой в 40 м долины р. Хошо (правый приток Илимпеи), но только тут возрастает количество древних хвойных, главным образом различных третичных (?) *Pinaceae*.

Как видно из изложенного, имеющиеся палеонтологические и палеофлористические данные по эоплейстоценовым отложениям внеледниковой зоны ни в коей мере не могут служить материалом, датирующим именно эоплейстоценовый возраст этих осадков. Поэтому отнесение вышеуказанных отложений к эоплейстоцену произведено нами на основании их геоморфологического положения и литологических признаков: ожелезненности осадков, присутствию (а часто и преобладанию) в тяжелой фракции устойчивых пород и устойчивых минералов, несущих следы химического выветривания, наличие повышенного содержания амфибола и эпидота и др.

Выше отмечалось, что в ряде мест отложения эоплейстоцена встречаются вне контура долин современной гидросети (бассейн Пирды). Подобная картина наблюдается, как уже отмечалось в гл. III, и в нижнем течении Илимпеи. Здесь VIII надпойменная терраса отсутствует в долине Илимпеи ниже устья Уничиткана (правый приток Илимпеи); зато аналоги ее с высыпками на их поверхности ожелезненной и обохренной гальки встречаются в долине Уничиткана и в районе оз. Моро — на междуречье Уничиткан — Хон (левый приток р. Панонгны — левого притока Нижней Тунгуски). Кроме того, в шлиховых пробах Уничиткана и

в районе оз. Моро отмечено повышенное содержание амфибола. Все это не оставляет сомнения в том, что в нижнем эоплейстоцене нижнее течение Илимпеи проходило через Уничиткан, оз. Моро, р. Хон и устье ее располагалось значительно восточнее современного. Вероятно, после времени формирования VIII террасы Илимпеи тектонические движения привели к тому, что Илимпея оставила свою былую долину в нижнем течении и выработала западнее новую долину.

Здесь мы подходим к вопросу о проявлении тектонических движений в эоплейстоцене. В. Ю. Малиновский (1957) указывает, что в долине верхнего течения Нижней Тунгуски «время формирования V (VI — по автору) террасы отделено от времени формирования VI (VII — по автору) террасы этапом интенсивного врезания рек, вызвавшим формирование уступа VI (VII — по автору) террасы и переходом реки к планации, выработавшей площадку V (VI — по автору) террасы». Действительно, разница относительных превышений VII и VI террас составляет 30—40 м (VII — 100—110 м, VI — 60—70 м). Вероятно, этап интенсивного врезания рек связан с периодом тектонической активности, которому обязано и изменение направления течения Илимпеи в низовье. По-видимому, этим же этапам отвечает и накопление мощных галечно-валунных толщ средней части разреза эоплейстоцена ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски (см. гл. IV).

Заканчивая обзор эоплейстоцена внеледниковой зоны, необходимо отметить, что во многих разрезах эоплейстоценовых отложений в их верхних частях видны эпигенетические морозобойные клинья, наложившиеся на эту толщу уже в среднем плейстоцене, вероятно, во время максимального оледенения. Обычно клиньями разбиты супесчаные горизонты, залегающие под слоем суглинка, мощностью 0,5—1 м. Ширина клиньев 0,10—0,20 м, мощность их 0,7—1 м. Такого же характера мерзлотные нарушения отмечены В. Ю. Малиновским (1957) в разрезах эоплейстоценовых отложений долины верхнего течения Нижней Тунгуски.

### СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В течение среднего и верхнего плейстоцена во внеледниковой зоне были сформированы накопления первых шести (I—VI) надпойменных террас бассейна среднего течения Нижней Тунгуски и первых пяти (I—V) надпойменных террас бассейна верховьев Нижней Тунгуски. Отложения их, весьма непостоянные по мощности, слагаются не только аллювиальным материалом, но и делювиальным, усиление образования которого было, видимо, характерно на определенных этапах геологической истории плейстоцена. Наряду с этим в накоплениях отдельных чашек имеются следы воздействия мерзлотных процессов в виде нарушения слоистости, мерзлотных подвижек и морозобойных клиньев.

Исходя из особенностей литологии отложений террас и их геоморфологии, можно предположить, что во время плейстоцена на фоне общей тенденции к воздыманию этой территории в определенные этапы происходили довольно крупные тектонические подвижки (см. гл. III). Однако при этом следует отметить, что они отчетливее распознаются в илимпейско-таймурской полосе — области наибольшей тектонической активности внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски, и почти не улавливаются в Ангаро-Вилуйском прогибе — области слабого проявления тектонических движений. С другой стороны, ряд признаков, как в литологии осадков, так и в геоморфологии территории, свидетельствует о наличии этапов относительного тектонического покоя в течение среднего и верхнего плейстоцена (например, в казанцевском межледниковье). Переходя к изложению стратиграфии четвертичных отложе-

ний среднего и верхнего плейстоцена внеледниковой зоны, укажем, что здесь нами выделяются те же подразделения, что и для ледниковой зоны. Это же относится и к наименованиям отдельных горизонтов.

### Средний плейстоцен

#### Туруханский (тобольский) горизонт ( $Q_2^{tr}$ )

Отложения туруханского горизонта образованы накоплениями аллювия нижней части VI надпойменной террасы в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски и нижней части аллювия V надпойменной террасы в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски. Эти накопления представлены преимущественно серыми косослоистыми, реже горизонтальнослоистыми или волнистослоистыми песками и гравием, содержащими линзы тонких супесей и мелкой гальки. В некоторых местах, главным образом в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски, мелкогалечные накопления залегают в виде выдержанных, но маломощных горизонтов.

В долине Нижней Тунгуски иногда можно наблюдать, что туруханские образования в разрезе одних и тех же террас перекрываются осадками, образовавшимися уже при последующем оледенении. В. Ю. Малиновский (1957) приводит описание следующего разреза отложений террасы высотой 50—55 м у пос. Наканно (фиг. 64)<sup>1</sup>.

		Мощность, м
$Q_4$	1. Дерновый слой . . . . .	
$alQ_2^{tz}$ (?)	2. Супесь светло-серая, неяснослоистая . . . . .	0,6
	3. Пески буровато-желтые, горизонтальнослоистые с тонкими прослойками тонкозернистых гумусированных песков . . . . .	0,7
$alQ_2^{tz}$	4. Ржаво-желтые ожелезненные пески, переслаивающиеся с сизыми гумусированными супесями. Слоистость нарушена криотурбациями. Преобладают сизые супеси . . . . .	2,60
$alQ_2^m$	5. Пески желтовато-серые, кварцевые. Пачки косослоистых песков чередуются с тонкими прослойками серых гумусированных песков . . . . .	1,30
$alQ_2^{sm}$	6. Пески с гофрированной слоистостью, окрашенные примесью гумуса в буровато-коричневые тона. Книзу слоистость нарушена клиновидными включениями серых грубозернистых песков . . . . .	2,30
»	7. Пески желтовато-бурые, грубозернистые, местами гравелистые, переслаиваются с бурыми слабогумусированными песками. Слоистость нарушена клиньями и языками бурых глинистых песков . . . . .	5,80
$alQ_2^{tr}$	8. Пески серые, кварцевые, средне- и крупнозернистые, волнистослоистые . . . . .	2,50
		(видимая)
	Основание склона закрыто осыпью.	

Аналогичный разрез наблюдался нами в 1953 г. в отложениях VI террасы у устья Илимпеи. Тут также пески с гравием перекрыты песками и супесями, разбитыми ледяными клиньями и содержащими линзы льда (см. ниже, стр. 105).

Хотя отложения туруханского горизонта обычно характеризуются преобладанием мелких гранулометрических фракций, в ряде мест в них отмечено наличие некоторого количества крупной гальки и даже мелких валунов. Однако содержание крупной гальки и валунов суммарно не превышает 10—15% от общего количества материала.

В петрографическом и минералогическом составе туруханских накоплений заметно увеличивается содержание местных пород — траппов и различных туфогенных пород. Повышается роль малоустойчивых минералов, главным образом моноклинного пироксена. Даже в долине

<sup>1</sup> Индексы автора.

верхнего течения Нижней Тунгуски, где весьма велико влияние юрского материала на характер вещественного состава всех послелюрских образований, содержание местных пород в гальке достигает 30—40%, а малоустойчивых минералов в шлихе до 20—25%.

Мощность отложений туруханского горизонта невелика. В бассейне среднего течения Нижней Тунгуски мощность его не превышает 3 м; в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски аллювий V надпойменной террасы достигает 10—15-метровой мощности и даже больше. Однако, как уже отмечалось, аллювий V террасы включает в себя несколько разновозрастных пачек, в том числе пачку аллювия туруханского горизонта, мощность которого не превышает 3 м.

Формирование накоплений туруханского горизонта происходило в сравнительно спокойной обстановке, как об этом можно судить по характеру аллювия и сравнительно широкому распространению соответствующей террасы.

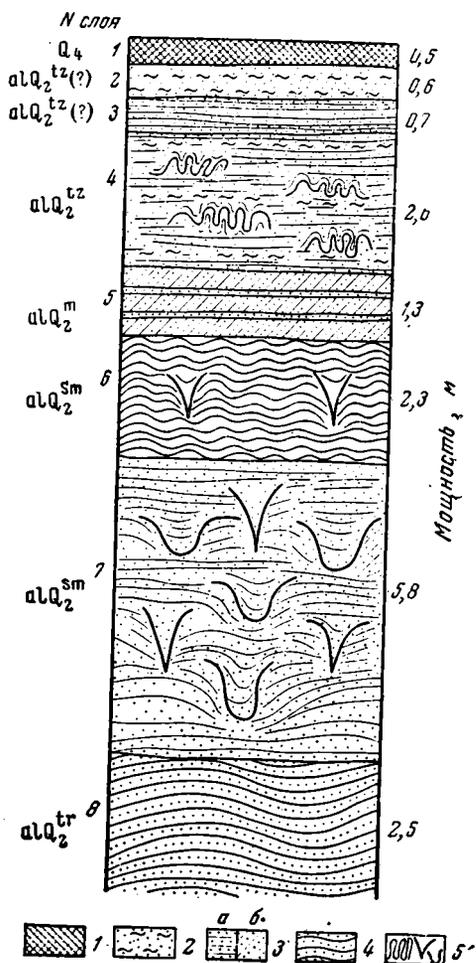
*Комплекс отложений самаровского ( $Q_2^{sm}$ ), мессовского ( $Q_2^m$ ) и тазовского ( $Q_2^{tz}$ ) горизонтов*

К этим отложениям относятся аллювиальные накопления большей части толщи V надпойменной террасы бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски и накопления V и частью VI надпойменных террас бассейна среднего течения Нижней Тунгуски.

Характер аллювия этих террас достаточно изменчив. Если в долине Нижней Тунгуски чаще он представлен песчаными, гравийными фракциями, то по ее притокам отложения террас имеют существенно галечный состав.

Выше (стр. 104) был приведен разрез аллювия V террасы в долине верхнего течения Нижней Тунгуски у пос. Наканно. Этот разрез отражает достаточно типичные черты строения отложений этого времени. В других местах строение аллювиальных толщ нижних горизонтов этих отложений сходно с описанным.

Например, в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски, в низовье Илимпеи, в 4 км выше устья на террасе высотой 40—45 м (VI надпойменной) шурфом вскрыт следующий разрез:



Фиг. 64. Разрез V надпойменной террасы у пос. Наканно.

1 — почва; 2 — супеси; 3 — пески; а — горизонтально- и б — косослоистые; 4 — пески волнистослоистые; 5 — криогенные нарушения

		Мощность, м
$Q_4$	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,2
$alQ_2^{sm}$	2. Песок темно-серого цвета, несколько глинистый, от мелкозернистого до грубозернистого, с редкими зернами гравия	3,6
$Q_2^{sm}$	3. Лед. Клинья льда внедряются в нижележащие пески . . .	2,8

		Мощность, м
alQ <sub>2</sub> <sup>sm</sup>	4. Песок темно-серого цвета, мелко- и грубозернистый, несколько глинистый. Встречаются редкие зерна гравия. В нижней части слоя виден прослой льда мощностью 0,1 м, в котором, в свою очередь, включены линзы песка . . . . .	5,5
alQ <sub>2</sub> <sup>tr</sup>	5. Песок темно-серый, мелко- и грубозернистый, с незначительным содержанием гравия. Гранулометрический состав отложений: —4+2 мм — 4%; —2+1 мм — 17%; —1+0,5 мм — 53%; —0,5 мм — 26% . . . . .	2,6

Как в приведенном, так и в других обнажениях видно, что в накоплениях преобладают мелкие гранулометрические фракции — гравий, песок, алевроит.

В долинах притоков Нижней Тунгуски аллювий VI и V надпойменных террас представлен более грубым материалом. В долине Илимпей, например, верхи разрезов VI террасы и отложений V террасы сложены существенно галечными накоплениями. Так, в долине Илимпей обнажение V надпойменной террасы высотой 25—26 м в 2,6 км ниже ключа Данилина имеет следующее строение:

		Мощность, м
dlQ <sub>4</sub>	1. Осыпь бурого делювиального суглинка и супеси . . . . .	1,0
alQ <sub>4</sub> <sup>2</sup>	2. Песчано-гравийные отложения с редкой мелкой галькой преимущественно стойких пород. Песок крупнозернистый, хорошо отсортированный . . . . .	0,45
alQ <sub>3</sub> <sup>tz</sup>	3. Песчано-галечные отложения серо-коричневого цвета. Гальки в слое — 49%, гравия — 27%, песка — 24%. Петрографический состав галек: туфогенных пород — 57,5%, диабазов и диабазовых порфиритов — 18,1%, кварца — 10%, кварцита — 3,8%, роговиков — 2,9%, песчаников — 2,9%, кремня — 1%, халцедона — 0,2%, сланцев — 1,0%, кислых пород — 2,5%. Окатанность материала — ниже средней . . . . .	0,55
T	4. Туфобрекчия.	

Как видно, здесь увеличивается содержание местных пород — долеритов, туфогенных пород, песчаников. Возрастает и доля участия минералов коренных пород, главным образом моноклинового пироксена.

Заметно, что в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски верхние горизонты (в частности целиком отложения V надпойменной террасы) указанного комплекса отложений сложены более грубыми осадками.

Мощность описываемых отложений невелика. В бассейне среднего течения Нижней Тунгуски суммарная мощность накоплений VI и V надпойменных террас составляет 7—12 м, а в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски мощность накоплений V террасы не превышает 12 м.

Ярким признаком, позволяющим достаточно надежно относить эти отложения именно ко времени оледенений нижнего плейстоцена, является наличие следов мерзлотных деформаций, одновременных накоплению осадков. В приведенном выше описании разреза (стр. 104) V надпойменной террасы у пос. Наканно выделяются две пачки накоплений с криогенными нарушениями: горизонт 4 и горизонты 6 и 7. Эти нарушения представлены смятиями слоистости, карманообразными и языкообразными границами слоев и морозобойными клиньями. Такие же мерзлотные нарушения можно видеть и в других разрезах, в частности в разрезах террасы высотой 28 м на левобережье речки Средней Анкулы (правый приток Нижней Тунгуски, впадающий в последнюю в 30 км выше пос. Ербогачен). Здесь четко видны клиновидные нарушения в отложениях слоя 3 (фиг. 65).

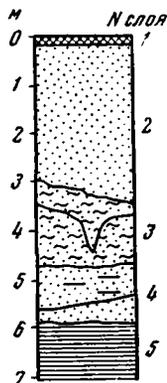
Весьма показательны также наличие в накоплениях VI и V надпойменных террас в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски — в долине ее самой и в долине Илимпей — линз льда. Последние встречаются в толще аллювия на глубине от 3,5 до 6 м. Можно наблюдать и ледяные клинья, внедряющиеся от линз льда в нижележащую толщу аллювия, как это, например, видно в разрезе террасы высотой 40—45 м

(VI надпойменной) у устья Илимпеи. Пока нельзя с уверенностью говорить о сингенетичности этих льдов вмещающему их аллювию; однако их приуроченность к накоплениям определенных террасовых уровней, а также и глубина их залегания, возможно, свидетельствуют об образовании линз и клиньев льда именно в этот отрезок геологической истории плейстоцена.

Необходимо остановиться еще на одном вопросе — имеются ли отражения тазовского оледенения в разрезе среднелейстоценовых отложений внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски? Ответить на этот вопрос, основываясь на имеющемся в нашем распоряжении материале, довольно трудно. Однако можно привести ряд данных, которые, видимо, говорят о климатической прерывистости внутри указанного комплекса отложений. Так, если снова обратиться к уже неоднократно упоминавшемуся разрезу V надпойменной террасы у пос. Наканно (стр. 104), то видно, что в нем имеются две пачки песков, затронутых криогенными нарушениями — пачка горизонтов 6 и 7 и пачка 4 горизонта, мощностью соответственно 8,1 и 2,6 м. Эти две пачки разделены маломощным прослоем (1,3 м) желтовато-серых косослоистых кварцевых песков. Не исключено, что криотурбации верхней пачки песков отражают воздействие климата времени тазовского оледенения, а криотурбации нижних пачек — времени максимального оледенения.

В бассейне среднего течения Нижней Тунгуски, как уже отмечалось, к комплексу отложений среднего плейстоцена относятся накопления VI (частью) и V надпойменных террас. В осадках обеих этих террас наблюдаются линзы и клинья льда. Если эти линзы и клинья сингенетичны вмещающим их осадкам, то их следует рассматривать как образования, относящиеся к двух этапам — этапу формирования аллювия VI террасы и этапу формирования аллювия V террасы. В этом случае оба этапа разделены периодом интенсивного врезания рек в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски, во время которого был образован уступ VI террасы. Возможно, что и здесь ледяные клинья и линзы в аллювии V террасы могли образоваться во время тазовского оледенения, а клинья и льды в аллювии VI террасы — во время максимального оледенения.

Приведенные данные сами по себе конечно совершенно недостаточны для отделения тазовского оледенения от максимального. Однако приходится считаться с фактом наличия тазовского оледенения, установленного достаточно определенно работами в Западной Сибири и Приенисейском районе. Следы тазовского оледенения отмечались нами и для ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски. Поэтому есть основание полагать, что и здесь, во внеледниковой зоне, верхний криогенный горизонт, возможно, фиксирует время тазовского оледенения. Можно отметить, что маломощность осадков, разделяющих обе пачки с криогенными образованиями в разрезе V надпойменной террасы у пос. Наканно, вероятно, свидетельствует о кратковременности перерыва между двумя климатическими депрессиями. Что же касается периода интенсивного врезания, отделяющего криогенные образования VI террасы от V в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски, то он может быть показателем характерного для межледниковий усиления эрозии. Не исключено, что врезание здесь связано с поднятием в это время чунско-илимпейско-тунгусской полосы, являющейся весьма мобильным участком Тунгуской синеклизы (см. гл. II).



Фиг. 65. Разрез аллювия террасы высотой 28 м в долине Средней Анкулы (правый приток верхнего течения Нижней Тунгуски) с клиновидным мерзлотным нарушением

Спорово-пыльцевая характеристика комплекса описываемых отложений для большинства разрезов отсутствует. Обычно эти отложения не содержат пыльцы и спор. Только в редких образцах содержатся очень обедненные спорово-пыльцевые спектры. В. Ю. Малиновский в пояснениях к разрезу V надпойменной террасы у пос. Наканно пишет: «В составе пыльцевых спектров образцов из гумусированных слоев в верхней части разреза совершенно отсутствует пыльца древесных и встречена только пыльца травянистых растений (полынь и др.)» (Малиновский, 1957, стр. 513). В бассейне Илимпей очень скудные спорово-пыльцевые



Фиг. 66. Схема расположения находок костей длиннорогого бизона (x) в долине Нижней Тунгуски у пос. Наканно (по В. Ю. Малиновскому)

данные имеются для верхних горизонтов отложений V надпойменной террасы. Спорово-пыльцевые спектры здесь характеризуются решительным преобладанием спор (74%); пыльца древесной (13%) и травянистой (13%) растительности находится в подчиненном положении. Среди спор доминируют споры *Bryales* sp. (72%); показательно присутствие значительного количества (8%) спор *Selaginella selaginoides*. Пыльца трав представлена исключительно видами осок — Сурегасеae и злаков — Gramineae. В пыльце древесных полностью отсутствуют представители листопадной флоры, зато в незначительном количестве встречена пыльца сосны и ели. Наличие спор *Selaginella selaginoides*, обедненный и «холодный» состав травной пыльцы, отсутствие пыльцы листопадной древесной флоры — все это, вероятно, свидетельствует о суровых климатических условиях времени формирования верхних горизонтов V надпойменной террасы.

Некоторые соображения о возрасте этого комплекса отложений можно привести по данным сборов фауны млекопитающих, сделанных В. Ю. Малиновским (1953, 1957). У подножья террас, развитых в районе пос. Наканно, на бичевнике В. Ю. Малиновский собрал кости *Bison priscus* aff. *longicornis* W. Grom., а в 3 км выше речки Синунгны (тоже в долине Нижней Тунгуски) на бичевнике под обнажением 28-метровой террасы, наряду с костями длиннорогого бизона, и зубы мамонта раннего типа. Эти находки В. Ю. Малиновский относит к отложениям 30—35-метровой террасы (III надпойменной, по В. Ю. Малиновскому). Но в 1959 г. С. С. Коржуевым в глинистых песках нижней части разреза той же террасы высотой 30—40 м (по сообщению С. С. Коржуева) у пос. Наканно были найдены кости *Bison priscus* Woj. (лобная часть черепа, плечевая и локтевая кости, шейный позвонок), *Elephas* sp. (ребро), *Equus caballus* (зуб), *Alces alces* (зуб), *Felis spelaea* Goldf. (локтевая кость) (определение Э. А. Вангенгейм).

Совместное нахождение видов, определенных из сборов С. С. Коржуева, с длиннорогим бизоном и мамонтом раннего типа возможно только для времени максимального и тазовского оледенений. По мнению Э. А. Вангенгейм, длиннорогий бизон хотя и является типичным членом хазарской фауны, в условиях Восточной Сибири переживал время максимального и тазовского оледенений, но уже не жил в казанцевское межледниковое время. Наряду с этим, исходя из схемы В. Ю. Малиновского, составленной им для палеонтологической лаборато-

рии, никак не следует, что эти кости попали на бичевник из III террасы; эта схема свидетельствует скорее о том, что они не моложе времени формирования III надпойменной террасы (фиг. 66). Скорее всего находку В. Ю. Малиновского следует относить к отложениям его IV террасы (V по нашей схеме), формирование которой происходило в основном во время оледенений. То же следует сказать и о находке мамонта раннего типа. Кроме того, длиннорогий бизон не может определять возраст III террасы еще и потому, что сам В. Ю. Малиновский считает ее постмаксимальной.

## Верхний плейстоцен

### Казанцевский горизонт ( $Q_3^{kz}$ )

К отложениям этого горизонта относятся аллювиальные накопления IV надпойменной террасы в бассейне среднего и верхнего течений Нижней Тунгуски. Аллювий террасы в целом может быть охарактеризован как существенно галечно-песчаный. В. Ю. Малиновский (1953) приводит следующий разрез аллювия этой террасы, развитой в долине Нижней Тунгуски ниже с. Ербогачен в районе Юктуконской петли.

		Мощность, м
$Q_4$	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,1
$alQ_3^{kz}$	2. Песок желтого цвета, разнозернистый. Встречаются единичные хорошо окатанные гальки кварца и кремня. Книзу слоя появляются линзочки гравелистого песка . . . . .	1,6
$alQ_3^{kz}$	3. Суглинок слоистый с тонкими прослоями охристо-желтого мелкозернистого и голубовато-серого глинистого песка. Встречаются линзы галечников и гравия . . . . .	0,8
$alQ_3^{kz}$	4. Песок среднезернистый, желтый с линзочками гальки и гравия . . . . .	1,4
$alQ_3^{kz}$	5. Галечник, состоящий из хорошо окатанной гальки размером до 2—3 см. Галька состоит из кварца, кремня, кварцита, песчаника, туфов, долеритов. Встречаются плохо окатанные глыбы (до 0,5 м) долеритов . . . . .	3,5

Такого же характера отложения встречены и по притокам Нижней Тунгуски — Большой Ереме, Илимее и др.

Мощность казанцевских аллювиальных отложений достигает 15 м, но в среднем она составляет 6—10 м. В этих аллювиальных накоплениях, по сравнению с более древними отложениями, принимают еще большее участие местные породы (долериты, туфогенные породы) и минералы из них (моноклинный пироксен, магнетит). Так, доля долеритов, долеритовых порфиритов и туфогенных пород в составе галечного материала составляет уже не менее 35%, а моноклинного пироксена — около 30%.

Если сравнить гранулометрический состав аллювиальных отложений среднего плейстоцена с описываемым аллювием, то можно заметить, что в долине Нижней Тунгуски казанцевский аллювий представлен более крупным материалом. С другой стороны, в долинах притоков Нижней Тунгуски аллювий состоит из более мелких фракций, чем аллювий среднего плейстоцена.

Геоморфологическая характеристика террас казанцевского времени — значительная ширина, доходящая до 4—6 км, большая протяженность (до 10—12 км), а также и сходство их относительных превышений как по Нижней Тунгуске, так и по ее притокам — свидетельствует о длительности и сравнительно спокойных условиях их формирования.

Таким образом, исходя из геолого-геоморфологических данных, можно предположить, что формирование описываемого аллювия происходило при большей обводненности и больших транспортирующих

силах речных потоков. Кроме того, надо отметить, что эти же данные указывают на отсутствие в то время заметной тектонической активности.

О климате этого времени некоторые данные приводит В. Ю. Малиновский (1957). Он указывал, что «в пыльцевых спектрах образцов, взятых из глинистых прослоев, в основании толщи аллювия, преобладает пыльца древесных пород (ель, сосна, береза)». Эти указания, а также литологические особенности накоплений, отложившихся в условиях значительной обводненности, и наряду с этим полное отсутствие в осадках каких-либо свидетельств суровой климатической обстановки — все это говорит о климатических условиях более теплых и влажных, чем во время отложения предшествующих толщ среднего плейстоцена.

Палеонтологические находки в описываемых отложениях принадлежат представителям животных верхнепалеолитического фаунистического комплекса. Как отмечалось выше, в 1959 г. в глинистых песках нижней части разреза 30—40-метровой террасы у пос. Наканно С. С. Коржуев собрал кости *Bison priscus* Woj., *Elephas* sp., *Equus caballus* L., *Alces alces* L., *Felis spelaea* Goldf. Эти находки характерны для второй половины плейстоцена — для времени после максимального и тазовского оледенений. В совокупности с геолого-геоморфологическими и палеоклиматическими данными они не противоречат отнесению синхронных им осадков к межледниковому казанцевскому времени.

### Зырянский горизонт ( $Q_3^{2r}$ )

В долине Нижней Тунгуски во внеледниковой зоне во время зырянского оледенения формировались речные накопления террасы высотой 18—22 м — III надпойменной. Аллювиальная толща этой террасы образована сравнительно мелким и тонким материалом — песками, супесями, глинами, реже гравием, мелкой галькой. Во многих разрезах наблюдается четкое двучленное строение аллювия с галечно-гравийно-песчаными горизонтами в нижней части. Примером может служить разрез, описанный В. Ю. Малиновским (1957) на правом берегу Нижней Тунгуски в районе дер. Анкулы. Здесь видно (сверху вниз):

		Мощность, м
$alQ_3^{2r}$	1. Пески желтые, разнозернистые, с мелкими линзочками гравия, переслаивающиеся с желтыми глинистыми песками и зеленовато-серыми глинами. Мощность прослоев 0,3—0,5 м	1,7
»	2. Пески желтые, разнозернистые, с редкими прослойками зеленовато-серых глин. Слоистость волнистая	5,5
»	3. Серые кварцевые гравелистые пески с глинистыми прослойками, книзу приобретающие ржаво-бурый цвет. Слоистость горизонтальная	4,3
»	4. Переслаивание буровато-желтых песков с зеленовато-серыми глинами. Мощность прослоев глин 10—15 см. Книзу глины образуют раздувы до 0,5 м мощности	4,8
»	5. Пески серые, гравелистые, косослоистые, постепенно переходят в горизонт гравийно-галечных отложений	2,8
»	6. Траппы (цоколь террасы)	1,0
		(видимая)

Этот разрез довольно типичен для отложений времени зырянского оледенения внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски. В нем четко обособлены фации руслового и пойменного аллювия, причем последние имеют значительные мощности и по типу осадков напоминают аллювиально-озерные образования.

Петрографический состав описываемых отложений характеризуется содержанием значительного количества местных пород — долеритов, долеритовых порфиритов, туфогенных пород, песчаников и аргиллитов перми и в самых верховьях Нижней Тунгуски — нижнепалеозойских пород — известняков, песчаников и т. д. Суммарно эти породы в галеч-

никах составляют не менее 40—45%. Наряду с этим в зырянских отложениях по сравнению с более древними четвертичными образованиями закономерно возрастает содержание моноклиналиного пироксена и магнетита — тоже до 40% от общего веса тяжелой фракции шлиха, а в удалении от области развития юрских отложений (например, в верхнем течении Таймуры и в долине р. Ейки) даже до 80—90%. Таким образом, если в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски эти отложения характеризуются магнетито-пироксено-ильменитовой минералогической ассоциацией тяжелой фракции, то в шлихах большей части территории бассейна среднего течения — доминирует ильменито-магнетито-пироксеновая ассоциация. Мощность накоплений горизонта зырянского оледенения довольно значительна и достигает местами 19—22 м. Однако чаще мощность этих отложений меньше и составляет в среднем 8—12 м.

Весьма показательно в толще осадков этого века наличие признаков, указывающих на суровость климатических условий. В разрезах можно наблюдать клинья и линзы льда, залегающие часто в нижней половине разрезов толщи (например, левый берег р. Ейки в 5,6 км ниже устья ручья Моксоголох); иногда слоистость вмещающих пород огибают линзы льда, как это имеет место, по наблюдениям Н. И. Отнюкова, в долине Нижней Тунгуски у фактории Инаригда, где мощные (до 6 м) неправильные линзы льда в песчано-илистых отложениях как бы огибаются прослойками суглинков.

В ряде разрезов рассматриваемых отложений видны маломощные прослои из совершенно неокатанного щебенчатого материала. М. И. Плотникова в 1950 г. на левом берегу Большой Еремы у устья речки Коно описала следующий разрез:

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,25
alQ <sub>3</sub> <sup>Zr</sup>	2. Супесь желто-бурая, с маломощными прослойками суглинков и глин, послонно окрашенная в коричневато-бурый цвет окислами железа. На глубине 5,5 м встречены прослойки гравия мощностью около 1 см . . . . .	7,8
dlQ <sub>3</sub> <sup>Zr</sup>	3. Щебень долеритов . . . . .	0,05
alQ <sub>3</sub> <sup>Zr</sup>	4. Влажная коричневато-бурая глина с ожелезненными прослойками . . . . .	0,2
»	5. Чередование слоев глин и песков синевато-серого цвета . . . . .	0,15
»	6. Хорошо отмытые пески желтого цвета . . . . .	0,1
»	7. Синевато-серые пески с сероводородным запахом, содержащие линзы глин мощностью 2—3 см . . . . .	0,25

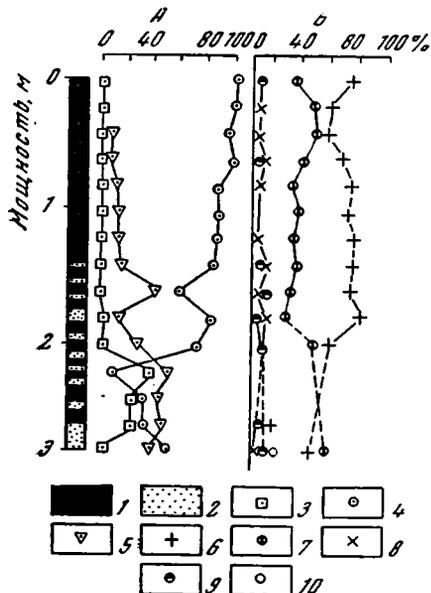
Присутствие прослоев щебня (горизонт 3 в приведенном разрезе) в толще аллювия свидетельствует об усилении в то время процессов физического выветривания. Вероятно, широкое развитие имели делювиально-солифлюкционные процессы, происходило интенсивное образование россыпей и осыпей. Следует указать, что подобные явления констатируются в значительном удалении от края зырянского ледника (в 750 км).

Имеющиеся материалы по спорово-пыльцевым анализам из этих отложений также отражают ухудшение климатической обстановки и в этом отношении хорошо согласуются с литологическими данными. В работах В. Ю. Малиновского (1953, 1957) приводятся многочисленные спорово-пыльцевые диаграммы, отражающие значительное сходство пыльцевых спектров. Наиболее типичной из них является, пожалуй, диаграмма нижней части отложений у дер. Анкулы, описание разреза которых приведено выше (стр. 110). Здесь (фиг. 67) в низах разреза еще присутствует заметное количество древесной пыльцы, да и спорово-пыльцевой спектр по составу близок к лесному; выше по разрезу количество древесной пыльцы резко сокращается и преобладающее значение (свыше 80—90%) приобретает пыльца недревесных пород, причем

в составе последних доминирует пыльца польни — до 41—76% (Гитерман, 1960).

Возраст накоплений зырянского горизонта, наряду с палеоклиматическими данными и геоморфологическим положением, до некоторой степени подтверждается также и фаунистическим материалом. У пос.

Наканно непосредственно из аллювия III надпойменной террасы В. Ю. Малиновским (1957) извлечены кости бизона и мамонта. По определению В. И. Громова, кости бизона (несколько черепов с хорошо сохранившимися хрупкими костями и сочленяющимися с ними шейными позвонками) принадлежат *Bison priscus diminutus* W. Grom., а кости мамонта — виду *Mammuthus primigenius* (Blum). На правом берегу Нижней Тунгуски в 400 м выше станка Косое, из аллювия III надпойменной террасы (на глубине 1,6 м) М. И. Плотникова в 1951 г. извлекла кость северного оленя *Rangifer tarandus* L. Кроме того, на уровне III надпойменной террасы между пос. Бугоркан и пос. Наканно известны находки кости лося *Alces alces* (зубы, обломки черепа) и кости мелких форм лошади *Equus caballus* L. Все указанные виды ископаемой фауны относятся к верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу (выделенному В. И. Громым), характерному для второй половины плейстоцена.



Фиг. 67. Спорово-пыльцевые диаграммы зырянских отложений террасы высотой 18—22 м на правом берегу Нижней Тунгуски у дер. Анкула (Малиновский, 1957).

А — общий состав пыльцы; Б — состав пыльцы недревесных растений. 1 — илы и тонкие супеси; 2 — пески; 3 — пыльца древесных растений; 4 — пыльца недревесных растений; 5 — споры; 6 — *Artemisia*; 7 — пыльца разнотравья; 8 — *Chenopodiaceae*; 9 — *Gramineae*; 10 — *Cyperaceae*

### Каргинский горизонт ( $Q_3^{kr}$ )

Выделение отложений этого межледникового горизонта во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски пока еще недостаточно обосновано. Однако имеется ряд фактов, которые позволяют по крайней мере ставить вопрос о существовании осадков этого межледниковья и во внеледниковой зоне.

К отложениям каргинского межледниковья на рассмотренной территории мы относили аллювиальные накопления II надпойменной террасы в бассейне среднего и верхнего течений Нижней Тунгуски. Следует отметить, что в пределах внеледниковой зоны высоты этой террасы в долине верхнего и среднего течений Нижней Тунгуски весьма близки (соответственно 13—15 и 15—18 м).

Среди аллювиальных отложений террасы преобладают песчаные фракции; маломощные галечные горизонты состоят в основном из мелкой гальки (фракции 25—16 мм), а крупная галька и валуны содержатся в ничтожном количестве (1—2%). В петрографическом составе галечного материала заметно увеличение содержания местных юрских долеритов, туфогенных пород. Даже в области развития юрских толщ — основного поставщика «экзотических» галек в аллювий — прослеживается эта закономерность в мелких классах гранулометрической шкалы, хотя в галечном материале все же преобладает «экзотическая»

галька. Но уже в нижнем течении Илимпеи, а также и в долине Нижней Тунгуски ниже пос. Наканно и в галечных фракциях доминирующее положение занимает галька местных пород: 70—80% всех галек состоят из долеритов, долеритовых порфиритов, туфогенных пород, песчаников перми. Наряду с увеличением роли местных пород в аллювии возрастает и содержание минералов этих пород, главным образом моноклинного пироксена (до 45%).

Мощность отложений этого горизонта составляет 7—10 м в долинах Илимпеи и Ейки и до 15—20 м в долине Нижней Тунгуски.

В строении аллювиальных накоплений этого горизонта отмечается ряд интересных особенностей. Например, в разрезе, описанном В. Ю. Малиновским (1957) в долине Нижней Тунгуски и районе Могдинской котловины (несколько ниже пос. Наканно), видно:

		Мощность, м
$Q_4$ $alQ_3^{kr}$	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,1
	2. Пески серые, кварцевые, горизонтальнослоистые, нарушены мерзлотным клином, выполненным ржаво-желтыми, сильно глинистыми песками . . . . .	0,8
»	3. Пески кварцевые, желтовато-серые, разно- и крупнозернистые, с плохо заметной волнистой слоистостью. Книзу среди песков появляются гравийные прослойки . . . . .	2,0
»	4. Пески кварцевые, окрашенные гумусом в черные тона. Слоистость горизонтальная . . . . .	2,0
»	5. Пески кварцевые, горизонтальнослоистые, с прослойками гравия . . . . .	0,6
$alQ_3^{gr}$ (?)	6. Пески серые, кварцевые, мелкозернистые, переслаивающиеся с шоколадными супесями. Мощность прослоев супесей 10—15 см, песков 8—10 см . . . . .	4,5 (видимая)

В этом разрезе обращает на себя внимание присутствие морозобойного клина в верхнем горизонте аллювия и гумусированных песков горизонта 4.

Наличие морозобойного клина в верхней части разреза свидетельствует о том, что криогенные нарушения происходили после отложения толщи или в самом конце ее формирования. Напомним, что аналогичная картина наблюдается и в западной части бассейна Нижней Тунгуски, где верхняя часть толщи каргинского межледниковья тоже разбита морозобойными клиньями (см. стр. 80). Кстати сказать, здесь, во внеледниковой зоне, морозобойные клинья, разбивающие верхние части накоплений террасы, встречаются в долине Нижней Тунгуски и в разрезах у поселков Новый Бугоркан, Девдвядя и в других местах. Как отмечалось при описании ледниковой зоны, так и здесь во внеледниковой зоне образование морозобойных клиньев, вероятно, связано с последующим сартанским оледенением.

Гумусированные пески 4 горизонта приведенного разреза могут быть, возможно, показателем оптимальных климатических условий, если считать, что они обогащены гумусом за счет размыва существовавшей в то время почвы. Погребенных почв в разрезах террасы этого века не известно, но в отложениях 20-метровой террасы правого берега Нижней Тунгуски у станка Бугарикты в интервале 2,1—5,3 м в песчанистом слое Н. В. Кинд в 1950 г. встретила горизонт погребенной почвы. Эта терраса — III надпойменная в долине верхнего течения Нижней Тунгуски — в основном сложена аллювием зырянского времени; горизонт погребенной почвы в верхней части этого разреза нужно связывать уже с послезырянским веком и, вероятно, с каргинским межледниковьем. Более молодой возраст погребенной почвы вряд ли возможен, поскольку следует учитывать ее положение в разрезе и особенно глубину ее залегания.

К сожалению, более подробных описаний погребенной почвы не имеется и поэтому нельзя сделать и более обоснованных заключений. Однако наличие погребенной почвы и следы перебива почвы в виде гумусированных горизонтов в аллювии являются свидетелями улучшений климатической обстановки во время, следующее непосредственно за зырянским оледенением.

Наряду с этим в ряде разрезов II надпойменной террасы в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски можно наблюдать горизонты, обогащенные растительными остатками — древесиной, ветками кустарников, древесным углем. Так, в разрезе этой террасы в долине Пирды. (правый приток Ейки) в 1 км выше устья ручья Игэдэжит нами записан следующий разрез:

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,4
»	2. Торф коричневого цвета, рыхлый, влажный, состоящий из тонких растительных волокон, палочек, листочков и тонких иловатых частиц. Встречаются обломки стволов, сучья древесины и ветки кустарников . . . . .	1,0
alQ <sub>3</sub> <sup>kr</sup>	3. Суглинок темно-серый, плотный, с прослойками коричневатого суглинка мощностью 0,5—1 см, с растительными остатками . . . . .	0,3
»	4. Песок мелкозернистый, пылеватый, хорошо отсортированный, зеленовато-серого цвета, чередующийся с прослойками пылевой супеси темно-серого цвета и прослоями с растительными остатками мощностью 1,5—2,0 см. С глубины 1,85 м мерзлота . . . . .	0,35
»	5. Песок разнозернистый, темно-серый, с включениями гравия и мелкой гальки в виде прослоев мощностью 2—3 см . . . . .	0,3
»	6. Песчано-гравийно-галечный слой. Гравий и галька рассеяны по всему слою. Песок крупнозернистый . . . . .	1,3
»	7. Супесь темно-серая, влажная, с большим количеством растительных остатков и древесного угля . . . . .	0,4
»	8. Суглинок темно-серый с сизоватым оттенком, оглеенный, с прослоями из растительных остатков мощностью в 1,0 см . . . . .	0,15
»	9. Супесь красно-бурого цвета, с растительными остатками . . . . .	0,1
alQ <sub>3</sub> <sup>kr</sup> (?)	10. Гравийно-песчаные отложения, переслаивающиеся с суглинком плотным, темно-серого цвета. Мощность гравийно-песчаных прослоев 0,15—5 см, суглинка — 5—10 см . . . . .	0,7
»	11. Песчано-гравийно-галечный слой. Галька распределена равномерно, ориентирована длинными осями в горизонтальной плоскости. В верхней части горизонта прослой гравийно-мелкогалечного материала мощностью 7—10 см . . . . .	0,9

Хотя в этом разрезе остатки растительности не определены, но можно заметить близкое сходство его с разрезами каргинского межледникового горизонта ледниковой зоны по рекам Таймура, Виви (см. гл. IV), для которых имеются определения заключенных в них остатков растений.

По результатам спорово-пыльцевых анализов устанавливается, что начало формирования описываемых отложений происходило еще в условиях сравнительно сурового климата. Как отмечают В. Ю. Малиновский (1957) и Р. Е. Гитерман (1960), нижние горизонты отложений еще содержат в спорово-пыльцевых спектрах высокий процент травянистой пыльцы при незначительном количестве пыльцы древесных. Такие данные, например, получены для приведенного выше разреза в Могдинской котловине и для разреза правого берега Нижней Тунгуски в 1 км ниже устья р. Люку. Но в отложениях выше по разрезу содержание недревесной пыльцы падает и, как отмечает Р. Е. Гитерман (1960), возрастает процентное содержание пыльцы древесных пород. В составе древесной пыльцы наибольшее число пыльцевых зерен принадлежит березе, встречаются единичные зерна лиственницы, ели, сосны, ольхи, одно зерно липы. В составе пыльцы недревесных растений наибольший

процент составляет пыльца разнотравья и злаков, отмечены единичные пыльцевые зерна полыней, лебедовых, вересковых.

Таким образом, ряд признаков указывает на межледниковый характер по крайней мере средней части описываемых отложений. Этому не противоречат и данные по фауне млекопитающих, остатки которой найдены В. Ю. Малиновским (1957) в аллювиальных накоплениях II надпойменной террасы Нижней Тунгуски несколько ниже устья р. Люку. Здесь обнаружен зуб мамонта позднего типа *Mammuthus primitigenius* (Blum) и кости лося — *Alces alces* L. (определения В. И. Громова). Обе находки позволяют датировать эти отложения верхним плейстоценом.

### Сартанский горизонт ( $Q_3^{st}$ )

Во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски сартанское оледенение оставило весьма слабые следы, которые фиксируются в осадках наличием маломощных морозобойных клиньев. Выше уже указывалось, что верхний горизонт аллювиальных накоплений II надпойменной террасы разбит морозобойными клиньями. Образование последних произошло, надо полагать, в самом конце формирования отложений, заключающих клинья, или после их накопления, т. е. в начале формирования комплекса более молодых отложений — I надпойменной террасы в бассейне верхнего и среднего течения Нижней Тунгуски. Скорее всего ухудшение климатических условий произошло после накопления отложений II надпойменной террасы. Некоторым подтверждением этого могут служить особенности строения поверхности террасы, в частности, широкое развитие на ней дюнно-западинного рельефа. Такой рельеф мог образоваться только в условиях разреженности растительного покрова, что, очевидно, связано с неблагоприятными климатическими условиями, вызвавшими к тому же перевевание песчаного материала верхней части отложений II террасы. Вероятно, в век сартанского оледенения была сформирована если не вся, то по крайней мере нижняя часть толщи аллювия I надпойменной террасы в бассейне верхнего и среднего течения Нижней Тунгуски.

В строении I террасы четко выдерживается разграничение русловой и пойменной фаций. Русловая фация представлена обычно песчано-галечными отложениями, а пойменная — песками, супесями, суглинками. В некоторых разрезах фация русловых отложений сложена грубыми гравелистыми песками, а пойменная фация — глинисто-суглинистыми осадками. В качестве примера приведем описание разреза I надпойменной террасы правого берега Нижней Тунгуски в 6 км выше устья р. Ейки.

		Мощность, м
$Q_4$	1. Почвенно-растительный горизонт . . . . .	0,15
al—dl (?) $Q_3^{st}$	2. Суглинок грязно-серого цвета . . . . .	3,15
al $Q_3^{st}$	3. Песок тонкозернистый серого цвета, с включением до 10% мелкой гальки (размером до 3 см) преимущественно долеритов и долеритовых порфиритов, имеющей окатанность II—III класса . . . . .	4,0
»	4. Галечник с серым разнозернистым песком. Галька размером до 5 см, но отдельные гальки достигают размера 10 см. По петрографическому составу в них преобладают долериты, долеритовые порфириты, туфогенные породы; встречаются кварц и кремень . . . . .	1,8
T	5. Туффиты серого цвета . . . . .	

По петрографической характеристике и минералогическому составу, а также степени окатанности галечного материала отложения этой террасы очень сходны с голоценовыми отложениями. Можно только отметить, что галечники русловой фации представлены более мелкими классами гранулометрической шкалы и менее валунисты, чем русловые

отложения голоцена. Не исключено, что это может быть связано с меньшей водностью рек во время накопления русловых отложений I надпойменной террасы.

Мощность отложений I надпойменной террасы в долине Нижней Тунгуски — 8—10 м, в долинах ее притоков — не превышает 5—8 м.

## ГОЛОЦЕН

К накоплениям голоцена относятся пойменные образования и отложения ложа современных рек. Может быть, следовало бы относить к голоцену и часть накоплений I надпойменной террасы, но во внеледниковой зоне нет фактов, говорящих в пользу такого предположения, как, впрочем, нет и противоречащих этому фактов. Однако следует отметить, что и в долине Енисея (Архипов, 1960) и в долине Ангары (Равский, 1959) как по палеоботаническим данным, так и по характеру малакофауны, накопление аллювия I надпойменной террасы происходило в суровой климатической обстановке, близкой к условиям перигляциальных зон. Вполне уверенно к голоцену можно относить только пойменные и русловые образования, тем более, чем формирование их происходило в эпоху становления современного ландшафта.

Во внеледниковой зоне террасы пойменного комплекса располагаются на высоте 8—9 м над уровнем воды в долине Нижней Тунгуски и на более низких уровнях по ее притокам.

Отложения пойменной фации разреза пойменных террас представлены преимущественно супесями, илесто-глинистым материалом и песками, реже гравийно-песчаными образованиями. В их русловой фации преобладают песчано-галечные накопления с валунами. Они обнаруживают полное сходство с современными русловыми осадками, о которых будет сказано несколько ниже.

Типичный разрез пойменных отложений описан В. Ю. Малиновским на правом берегу Нижней Тунгуски в 6 км ниже пос. Девдвядк. Здесь сверху вниз обнажается:

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почвенно-растительный горизонт и подстилающие его желтовато-бурые супеси . . . . .	0,5
alQ <sub>4</sub>	2. Суглинки пятнистые, желтые, с линзами желтовато-серых песков . . . . .	0,7
»	3. Пески желтовато-серые, кварцевые, горизонтальнослоистые . . . . .	0,7
»	4. Глинистые гиттии, вероятно, представляющие собой гумусированные старичные отложения . . . . .	2,5
»	5. Пески кварцевые, среднезернистые, косослоистые; постепенно переходят в гравелистые пески . . . . .	1,5
»	6. Песчано-галечные отложения со слоистостью, направленной в глубь склона . . . . .	1,5
»	7. Пески грубозернистые, переслаивающиеся с гравелистыми песками. Контакт с вышележащими отложениями неровный. Хорошо видна косая слоистость . . . . .	1,2
		(видимая)

В глубь пойм (в сторону от реки) увеличивается глинистость отложений, уменьшается мощность галечных накоплений. В ряде участков пойменные отложения ожелезнены. Ожелезненные галечники и пески поймы, по наблюдениям Н. В. Кинд в 1950 г., очень характерны для р. Тетей.

Фация русловых отложений как русел современных рек, так и террас пойменного комплекса, представлена песчано-галечными накоплениями с валунами, причем валунистость и крупность галечного материала несколько увеличивается вниз по разрезу. В зависимости от режима потока, особенностей ложа, строения долины изменяется и характер

накоплений в различных участках русла. Распределение гранулометрического состава русловых отложений достаточно разнообразно (табл. 11). Однако для рек Илимпей и Ейки заметно уменьшение крупности материала от их верховий вниз по течению. Для Нижней Тунгуски, наоборот, крупность материала несколько увеличивается вниз по реке, что, видимо, связано с поступлением в аллювий трудно дезинтегрирующих траппов.

Т а б л и ц а 11.

**Вещественный состав русловых отложений (русла и кос) вледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски (в %)**

Место взятия проб	Фракции, мм							
	-100 + 25	-25 +16	-16 + 8	-8 +4	-4 +2	-2 +1	-1 +0,5	-0,5
Нижняя Тунгуска между устьями Непы и Тетей	4,2	12,9	18,2	14,2	8,0	3,5	18,6	20,4
Нижняя Тунгуска между устьями Илимпей и Кананды . . . . .	21,0	15,0	17,0	13,0	9,0	9,0	16,0	
Илимпея в среднем и нижнем течении . . . . .	20,0	17,0	12,0	13,0	12,0	7,0	6,0	13,0
Иритка в нижнем течении . . . . .	13,0	17,0	20,0	12,0	10,0	8,0	10,0	10,0
Ейко в среднем течении	18,0	16,0	15,0	15,0	11,0	9,0	16,0	
Таймура в верхнем течении . . . . .	28,0	15,0	15,7	6,3	11,5		23,5	

Место взятия проб	Петрографический состав										
	Долериты	Туфо-генные породы	Кварцит	Кремни	Халцедон	Кварц	Роговики	Песчанники	Алевриты и аргиллиты	Кислые эффузивы	Угли и углестые сланцы
Нижняя Тунгуска между устьями Непы и Тетей	1,5	—	38,3	16,7	6,6	21,3	9,7	5,2	0,4	0,3	—
Нижняя Тунгуска между устьями Илимпей и Кананды . . . . .	50,1	37,1	9,9	0,3	0,4	0,9	5,1	0,7	—	0,4	—
Илимпея в среднем и нижнем течении . . . . .	30,0	56,0	3,9	1,5	0,1	3,7	—	4,5	0,2	0,5	0,4
Иритка в нижнем течении . . . . .	27,0	66,0	0,8	—	0,1	0,3	0,4	0,7	0,3	—	—
Ейко в среднем течении	80,4	17,7	0,1	—	—	0,2	0,2	0,9	0,1	0,3	—
Таймура в верхнем течении . . . . .	Нет данных										

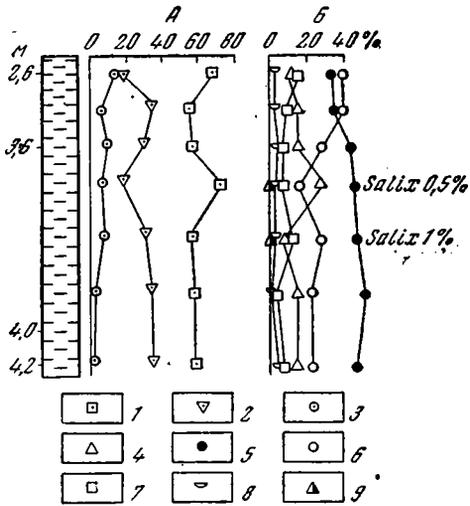
Окатанность галечного материала руслового аллювия довольно низкая. Определение окатанности показывает, что несколько лучше окатан галечник фракции  $-25+16$  мм, чем фракции  $-100+25$  мм, но как та, так и другая фракции обладают все-таки ниже средней окатанностью обломочного материала. Окатанность I класса имеет 50—60% галек, II класса — не более 20% галек, а к наивысшему IV классу окатанности можно отнести не более 5% галек. Коэффициент окатанности (КР) галечного материала колеблется от 20 до 35—40%.

Петрографический состав гальки русловых отложений и пойм отражает состав пород ближайшего геологического окружения. В области развития юрских толщ — в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски — в гальке доминируют кварц, кремни, халцедоны, кварциты, роговики и порфиры; гальки долеритов и туфогенных пород встречаются

здесь редко. Наоборот, в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски преобладающими породами, слагающими гальки, являются долериты (не менее 70%), туфогенные породы — туфы, туфобрекчи, туффиты, туфоконгломераты (их, примерно, 15—25%); стойких пород — кварца, кремней, роговиков и т. п. — не более 25%.

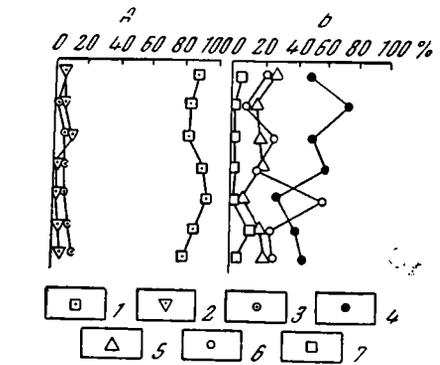
Наряду с кварцем, кремнями, роговиками, кварцитами редко встречаются в гальках кварцевый порфир, фельзитовый порфир, дацитовый порфир, ортофир, сиенит-порфир, гранодиорит-порфир, кварцевый сиенит, кварцевый альбитофир, аляскит, микросиенит, парагнейс и т. д.

В тесной связи с геологическим строением района и, следовательно, с составом руслового аллювия, находится минералогический состав тяжелой фракции русловых отложений. Обычно преобладающим минералом шлихов здесь является моноклинный пироксен — типичный минерал траппов. Однако в районах развития юрских



Фиг. 68. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений поймы Нижней Тунгуски в 6 км ниже, пос. Девдвядк. Составила Р. Е. Гитерман

А — общий состав пыли; Б — пыльца древесных пород. 1 — пыльца древесных пород; 2 — споры; 3 — пыльца недревесных растений; 4 — ель; 5 — сосна; 6 — береза; 7 — ольха; 8 — лиственница; 9 — пихта



Фиг. 69. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений (пойма Нижней Тунгуски в устье Малой Еремы). Составила Р. Е. Гитерман

А — общий состав пыли (в процентах); Б — пыльца древесных пород (в процентах). 1 — пыльца древесных пород; 2 — споры; 3 — пыльца недревесных растений; 4 — сосна; 5 — ель; 6 — береза; 7 — ольха

или пермских пород в минералогическом составе руслового аллювия преимущественное значение приобретает ильменит. С моноклинным пироксеном или ильменитом в различных соотношениях ассоциируют магнетит, минералы группы граната и группы эпидота. В незначительном количестве — в редких зернах или долях процента — присутствуют также лимонит, рутил, анатаз, лейкоксен, хромит, ставролит, циркон, турмалин, сфен, апатит, оливин, хлорит.

Ожелезненные участки пойменных отложений характеризуются повышенным содержанием железистых минералов.

Мощность пойменного и руслового аллювия весьма непостоянна. Нередко встречаются цокольные поймы или участки русел рек, совершенно лишенные аллювия, что характерно, например, для среднего и нижнего течения Илимпеи, Ейки, а также и отдельных участков русла Нижней Тунгуски в ее среднем течении. В долине Нижней Тунгуски мощность надводных пойменных отложений составляет 8—9 м (в сред-

нем течения), русловых отложений 2—3 м (по данным проходки русловых канав у фактории Кислокан и в 12 км выше устья Ейки). Таким образом, мощность руслового и пойменного аллювия составляет 10—12 м.

Спорово-пыльцевые спектры пойменных отложений всюду показывают преобладание пыльцы древесных пород. Спорово-пыльцевые диаграммы (фиг. 68, 69), составленные для пойменных отложений разных мест внеледниковой зоны, показывают близкое сходство как в общем составе пыльцы, так и в содержании отдельных компонентов. На диаграммах, отражающих существенно лесной тип растительности, близкой по составу к современной, весьма слабо выделяются две фазы максимума ели, разделенные фазами увеличения количества пыльцы березы.

В голоценовых отложениях, внеледниковой зоны имеются вещественные свидетельства заселения этой территории неолитическим человеком. Особенно многочисленны остатки культуры неолита в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски. Здесь найдены различная керамика, каменные орудия из халцедона, кремня, кварца, кварцита (ножи, долота, скребки, грузила, наконечники стрел).

По данным П. П. Хороших (1949), во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски имеется около двух десятков пунктов — стоянок неолитического человека. Эти стоянки обнаружены в 5 км выше сел. Подволошино, в 10 км ниже с. Непа, в 2 км выше с. Кокорино, ниже сел. Хахали, у дер. Юрьево, у дер. Жданово, у пос. Оськино, у сел. Ербогачен, в 20 км ниже пос. Лаврушко и в других местах.

Культурные слои неолита приурочены к верхним суглинисто-супесчаным горизонтам пойменной террасы (на глубине 50—70 см от поверхности этой террасы). Неолитический инвентарь встречен и на поверхности более высоких надпойменных террас, где он, вероятно, приурочен к современному почвенному покрову (скорее всего к его нижним частям).

---

## Глава VI

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДНИКОВОЙ И ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОН

Основные критерии, которыми пользуются для сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, в общем виде уже достаточно хорошо разработаны.

Однако в конкретных условиях того или иного региона при сопоставлении четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон обычно выявляется местная специфика, связанная с особенностями геологической истории и палеогеографии четвертичного периода данной территории и ее географического положения. Так, например, для каждого региона тектонические условия и их направленность, особенности развития оледенений и палеоклиматическая обстановка, положение региона по отношению к области оледенения и морским или океаническим побережьям — все это определяет образование особых палеогеографических условий в том или ином районе.

В связи с этим использование общих критериев сопоставления применительно к местным условиям требует известной осторожности. Следует учитывать, что ряд признаков сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, установленных в одном районе, в другом могут отсутствовать или очень слабо проявиться.

Указанное обстоятельство заставляет нас дать краткий обзор некоторых общих положений, применяемых в современной геологической науке для сопоставления отложений ледниковых и внеледниковых зон в средних широтах Евразии, а также показать их применимость к условиям плейстоцена территории бассейна Нижней Тунгуски.

#### ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В области, подвергавшейся оледенениям, стратиграфические построения базируются обычно на ясно устанавливаемых различиях и последовательности ледниковых и межледниковых образований. Эти последние отличаются друг от друга литологическими особенностями и палеонтологической характеристикой, отражающими существенное различие в климатических условиях, присущих времени формирования каждого из образований.

Значительно более сложной задачей оказывается установление последовательности событий и явлений во внеледниковой зоне и параллелизация их с событиями ледниковой зоны. В пределах первой отсутствует такой тип маркирующих осадков, как ледниковые образования, а крупные разновременные стратиграфические единицы часто сложены

генетически однородными толщами накоплений. Наоборот, бывает и так, что стратиграфически единые толщи слагаются генетически и рационально разными комплексами осадков. В связи с этим достоверность стратиграфических построений для отложений четвертичного периода внеледниковых зон зависит от правильности сопоставлений соответствующих разновозрастных образований ледниковой и внеледниковой зон. Надежность таких сопоставлений может быть обеспечена только на основе знания характера геологических процессов, развивающихся в ледниковые и межледниковые этапы и закономерно сменяющихся во времени. Поучительные примеры такого подхода к сопоставлениям четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Европейской части СССР даны, например, Г. Ф. Мирчинком (1935, 1936, 1940).

В современной геологической литературе, посвященной четвертичному периоду, имеются определенные положения о принципах сопоставлений ледниковых и внеледниковых зон. Большинство исследователей при установлении принципов сопоставлений четвертичных отложений указанных зон исходят из признания того, что ледниковым векам соответствовали суровые климатические условия и регрессии в водных бассейнах, а межледниковым — климатические условия, близкие к современным (в средних широтах), и трансгрессии морей и океанов.

Развивая это положение, С. А. Яковлев (1956, стр. 197) пишет, что во внеледниковой зоне оледенения сказались «на уменьшении эрозии, накоплении аллювиальных отложений, лёссов и лёссовидных пород, понижении уровней морей, на эпейрогенических движениях, смещении к югу растительных и почвенных зон, на сокращении количества животных и их миграции. Межледниковья ознаменовались усилением процессов эрозии, увеличением выветривания, образованием погребенных почвенных горизонтов, разрастанием торфяников, сдвижением к северу почвенных и растительных зон, теплолюбивых пришельцев растительного и животного мира, морскими трансгрессиями».

Сходные взгляды отражены в работах и многих других геологов-четвертичников. Существенно дополняют изложенные выше представления С. А. Яковлева исследования Зергеля (Soergel, 1924, 1936, 1937), А. И. Москвитина (1940<sub>1,2</sub>, 1947, 1948, 1950, 1960), Вольдштедта (Woldstedt, 1954, 1956, 1958) и др. В многочисленных работах названных геологов обращается особое внимание и подчеркивается важная роль перигляциальных процессов, связанных с «вечной» мерзлотой, развивающейся во внеледниковой области во время оледенения.

Данные палеогеографических реконструкций, главным образом палеоклиматических, позволяют представить (хотя и в грубой схеме) ход климатических изменений в ледниковые и межледниковые эпохи. Так, по Бюделю (Büdel, 1953, 1960), для каждой ледниковой эпохи характерны три климатические фазы: первая — влажная и холодная, вторая — сухая и холодная (максимум разрастания ледника) и третья — вновь влажная и несколько более теплая (время таяния ледника).

Межледниковья характеризуются сравнительно теплым климатом, вероятно, несколько более сухим в середине века и более влажным во второй его половине.

Надо учитывать, что в действительности картина климатических изменений была значительно сложнее. Исследования, проведенные в Западной Европе и в Европейской части СССР, показывают, что во время почти каждого оледенения на общем фоне холодных климатических условий различается ряд фаз тепла и холода, вызывающих возникновение интерстадиалов и пульсаций в разрастании и сокращении ледниковых покровов. Наряду с этим существуют и климатические различия между отдельными ледниковыми эпохами — одни были более,

другие менее холодными. Климатические колебания происходили и в течение межледниковых эпох. Также различен климат отдельных межледниковий.

Выше изложены самые общие положения, показывающие ту основу, на которой строятся сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон. Теперь подробнее остановимся на особенностях развития основных геологических процессов и природной среды в плейстоцене. Приводимые данные отражают в основном условия умеренной зоны Евразии.

### *Движения земной коры, связанные с ледниковой нагрузкой*

Вопрос о том, как реагирует земная кора на нагрузку материковых оледенений, до сих пор является дискуссионным. Однако появившиеся в последние годы данные, главным образом по результатам наблюдений в Антарктиде, Гренландии и Шпицбергене, настолько интересны, что требуют самого серьезного внимания исследователей к роли воздействия ледниковой нагрузки на земную кору. Уже давно установлено, что в послеледниковую эпоху площади древних оледенений Фенноскандии и Канады испытывают поднятия. Причем граница района, испытывающего поднятие, параллельна границе наиболее позднего оледенения, а высоты послеледниковых поднятий в каждом пункте приблизительно пропорциональны мощности древнего ледника в этом пункте (Ушаков, 1960). Считают, что скорость поднятия была большей сразу же после исчезновения ледника, чем в более позднее время.

В настоящее время накопилось большое число фактов, которые свидетельствуют о значительном прогибании областей оледенений под влиянием ледовой нагрузки. Исчезновение же ледников вызывает поднятие этих областей. Механизм процесса связан, видимо, с упруго-пластическим прогибанием земной коры от ледяной нагрузки, в результате которого происходит отток подкорового вещества к периферическим частям ледниковой зоны.

Если во время оледенения происходило прогибание областей, занятых ледниковым покровом, то оно должно вызвать компенсационное поднятие по крайней мере в ближайшей части перигляциальной зоны. Надо полагать, что оба эти процесса — прогибание и поднятие — развиваются асинхронно; поднятие в перигляциальной зоне должно было проявиться во всяком случае во второй половине эпохи оледенения, в то время как прогибание начиналось еще в начале его.

В межледниковье совершался обратный процесс: области прогиба — бывшие ледниковые зоны — начинают подниматься, что компенсировалось опусканием в районах поднятий прежней перигляциальной зоны. Масштабы и размах компенсационных движений земной коры еще не ясны. Известны, например, вычисления послеледникового поднятия Фенноскандии, которое оценивается примерно в 500 м (по одним данным — 300—500 м, по другим — 500—700 и даже 900 м). Для архипелага Шпицберген величина послеледникового поднятия принимается в 300 м. Вопрос о том, какого размаха достигали эти движения в перигляциальной зоне, совершенно не ясен. Вероятно, здесь должны учитываться мощность и размер ледяного щита, продолжительность ледовой нагрузки. Вряд ли компенсационные движения в перигляциальной зоне могли быть соизмеримы с движениями внутри области оледенения. Скорее всего, их размах был несравнимо меньшим, так как компенсационное поднятие в перигляциальной зоне начинало проявляться только во второй половине ледниковья, когда прекращался рост и начинался распад ледникового покрова и, следовательно, сокращалась величина и площадь приложения ледовой нагрузки. В результате это-

го компенсационное поднятие в перигляциальной зоне не достигало значительного размера. Кроме того, и по другой причине движения в ледниковой зоне, связанные с ледниковой нагрузкой, должны быть несоизмеримы с теми же движениями в перигляциальной зоне. Очевидно, что ледовая нагрузка, приводящая к прогибанию областей оледенений, вызывает отток подкорового вещества во все стороны к периферии ледниковой области; приток же этого вещества после исчезновения ледовой нагрузки со всего периметра периферии к центру оледенения даст значительно больший размах поднятия.

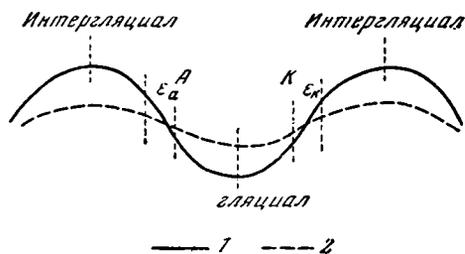
### Распределение эрозии и аккумуляции

В общем виде принято считать, как уже отмечалось, что преимущественное развитие эрозионной деятельности приходилось на межледниковья, а аккумуляции во внеледниковой зоне — на время оледенения. Действительно, в ледниковое время происходило уменьшение переносимой силы рек «в связи с развитием ледниковых явлений, с появлением мерзлоты. Вечная мерзлота вызывает иссыкание грунтового питания рек, заполнение долин наносами, с которыми не успевают справляться реки с уменьшившимся дебитом» (Москвитин, 1960). Однако понижение уровня морей и океанов, по крайней мере в первую половину ледниковых веков, вызывает врезание рек, впадающих в морские и океанические бассейны в их нижних течениях. С другой стороны, в межледниковья, когда поднимается уровень морей и океанов, в прибрежных областях в нижних течениях рек происходит аккумуляция речных наносов. Вольдштедт (Woldstedt, 1958) отмечает, что чем длительнее интергляциал, тем больше аккумуляция распространения вверх по реке, включая и ее среднее течение.

Таким образом, в конкретной обстановке схема развития эрозии и аккумуляции в ледниковых и межледниковых условиях оказывается не столь универсальной. Тем более это справедливо, если учесть еще и характер тектонических движений, отличающихся большим разнообразием даже в пределах одной и той же геоструктурной области.

Все же основные закономерности развития эрозии и аккумуляции, установленные А. И. Москвитиным (1950, 1960) для внутриматериковой области, как для перигляциальных, так и для межледниковых условий достаточно обоснованы.

Для сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон важно знать, в какие отрезки ледниковых и межледниковых эпох преобладает эрозия и в какие — аккумуляция осадков. Ян (1955), исследуя рельеф и четвертичные отложения Люблинской возвышенности, пришел к выводу, что ледниковые и межледниковые серии отделены друг от друга поверхностью эрозии или денудации. Он считает, что каждая гляциальная серия как бы замкнута сверху и снизу поверхностями эрозии. По Яну, седиментация происходит в кульминационные отрезки времени гляциалов и интергляциалов, а эрозия в переходных фазах — в анагляциальных и катагляциальных периодах.



Фиг. 70. Схема распределения эрозии в цикле гляциал—интергляциал (по А. Яну, 1960 г.)

1 — температура; 2 — влажность (осадки); А — фаза анагляциала; К — фаза катагляциала; Е — эрозия (Еа — в анагляциальную фазу, Ек — в катагляциальную фазу)

В поясняющей схеме Яна (фиг. 70) вызывает возражение ход кривой влажности. Скорее всего кульминации влажности должны быть именно в анагляциальных и катагляциальных фазах. В целом же взгляды Яна о распределении фаз эрозии и циклов седиментации являются весьма интересными, но, вероятно, требуют проверки на материалах других территорий.

### *Характер накоплений*

С климатом и условиями эрозии и аккумуляции в ледниковые и межледниковые эпохи тесно связаны особенности отлагавшихся осадков. Во время оледенений в перигляциальной зоне, как уже отмечалось, уменьшался дебит водных потоков и долины перегружались наносами, которые маломощные реки не успевают перерабатывать и переносить; развитие «вечной» мерзлоты вызывало образование сильных и высоких паводков в реках; интенсивно протекавшее физическое выветривание поставляло в реки массы материала тонких фракций, главным образом частиц тонкого песка (около 0,1 мм) и алевритовых. Все это обусловило возникновение своеобразных фаций перигляциального аллювия, характеризующегося мелким материалом, развитием мощных пойменных фаций, слабой выраженностью признаков русловой фации.

Наряду с этим в перигляциальной зоне происходило накопление делювиально-солифлюкционных шлейфов, образование курумов, глыбово-щебнистых россыпей. Особенности ветровой циркуляции в ледниковые века, наличие мелкоземистого материала и разреженность растительного покрова благоприятствовали развитию эоловой деятельности и образованию эоловых накоплений как на водораздельных поверхностях, так и в долинах.

Анагляциальные и катагляциальные фазы — переходные отрезки времени ледниковой и межледниковой — имели, вероятно, лучшие условия для накопления крупного материала. Особенно благоприятные условия должны были создаваться в катагляциальную фазу, когда в перигляциальной зоне действовали мощные потоки интенсивно таявших ледниковых покровов, да и само количество атмосферных осадков, видимо, значительно увеличивалось. Если во время оледенений в перигляциальной зоне преимущественно протекала аккумуляция мелкого материала, а включения крупного материала представлены были преимущественно щебнисто-глыбовым материалом, поступавшим в русла рек со склонов долин, то в межледниковья в условиях деятельности полноводных рек происходило отложение уже хорошо окатанного кластического материала. Особенно сильный размыв и переотложение осадков шло в катагляциальную фазу; именно в эту фазу происходит размыв морен и других ледниковых образований и накопление в толщах осадков грубого галечно-валунного материала.

### *Преобразование рельефа*

Ледниковые покровы и ледники, наряду с образованием новых аккумулятивных форм рельефа (гряд морен, холмистого моренного рельефа и др.), производили значительную препарировку существовавших ранее положительных форм рельефа, а частично и их консервацию.

В перигляциальной зоне развитие мерзлоты в условиях разреженности растительности обуславливало «массовое перемещение и отложение грунта, образование эоловых, делювиальных и солифлюкционных покровов и заполнение долин осадками» (Москвитин, 1960). Надо отметить, что эоловая деятельность в перигляциальной зоне приводит к образованию на территориях, сложенных песчаным субстратом, песчаных всхолмлений и бугров.

Но наиболее важным следствием воздействия перигляциальной обстановки является процесс нивелировки, выравнивания рельефа. Некоторые исследователи говорят даже о типе перигляциального процесса выравнивания и формирования «перигляциальных поверхностей выравнивания» (Bulla, 1959; Büdel, 1953, 1960; Troll, 1944, 1947). Однако такие поверхности создавались на очень ограниченной территории, так как деятельность перигляциальных процессов была сравнительно кратковременной (в геологическом смысле). Кроме того, в ходе последующей геологической истории эти поверхности оказались почти нацело уничтоженными и теперь только с большим трудом могут быть реконструированы.

В межледниковые эпохи происходило усиленное преобразование рельефа как созданного или преобразованного ледниками, так и возникшего в перигляциальных условиях. Энергично протекала речная эрозия, создавались уступы речных террас; в то же время междуречные пространства, закрепленные растительностью, в значительно меньшей степени подвергались денудации. Надо полагать, что в основном именно в это время происходило расчленение рельефа, главным образом за счет развития эрозионной деятельности. Из-за краткости межледниковий процессы расчленения и преобразования рельефа обычно не приводили к полному уничтожению следов предшествующего оледенения. Сохранились участки моренного ландшафта, гряды конечных морен, даже приледниковые бассейны частично продолжали существовать и в межледниковые эпохи. Во многих долинах заполнение ледниковыми и перигляциальными осадками было настолько мощным, что реки за межледниковый промежуток времени не успевали «откапывать» доледниковые осадки. Однако, несмотря на это, в основе геоморфологических преобразований в межледниковые эпохи лежала деятельность по расчленению рельефа. Эта последняя по мере сокращения площади оледенений в течение плейстоцена распространялась как вглубь, так и вширь, охватывая не только новые территории, освободившиеся от ледников, но и существенно видоизменяя рельеф тех районов, которые были давно оставлены ледниками.

### *Криогенные явления*

Суровые климатические условия ледниковых эпох приводили в перигляциальной области к промерзанию грунтов, грунтовых вод, а также вызывали своеобразные нарушения в толщах рыхлых отложений. Развитие «вечной» мерзлоты и в связи с этим солифлюкционных явлений обуславливало массовое перемещение и отложение грунта. Для солифлюкционных отложений характерно наличие грубой и непостоянной слоистости, иногда смятий, являющихся текстурами течений.

Следствием климата ледниковых эпох являлось образование морозобойных трещин, которые, заполняясь водой, образуют ледяные клинья. А. И. Москвитин (1948, 1950) считает, что ледяные клинья развиваются только в том случае, если мерзлый грунт даже летом оттаивает с поверхности всего на несколько сантиметров. Он подчеркивает, что «ископаемые клинья точно фиксируют момент максимума мерзлоты и континентальности климата ледниковых периодов» (Москвитин, 1948). Несомненно, что образование клиньев указывает «на глубокое зимнее промерзание и сильное охлаждение» грунта (Данилова, 1956).

Морозобойные трещины могли быть не заняты водой, а заполняться разжиженным грунтом. В таких грунтовых «жилах», в связи с этим, можно наблюдать подобие вертикальной слоистости (см. фиг. 55). Вследствие растрескивания грунта и затем развития солифлюкционных процессов образовывались карманообразного вида так называе-

мые мерзлотные котлы, возникали неровные, извилистые границы между горизонтами рыхлых отложений, а в слоистых толщах происходили смятия и сдавливание слоистости.

Согласуясь с предполагаемой динамикой изменения климата во время оледенений, надо полагать, что в начале и конце этого времени были распространены процессы солифлюкции, а кульминация холода ознаменовывалась развитием морозобойных трещин. Очевидно, что с удалением от края ледниковых покровов изменялась не только интенсивность криогенных явлений, но и характер их проявления. Вероятно, во время кульминации холода в удалении от ледника надо ожидать уже не развития морозобойных трещин, а проявлений солифлюкции, которая будет ослабленной или совсем не проявится при еще большем удалении от ледникового покрова.

### *Погребенные почвы*

Для стратиграфического расчленения толщ четвертичных отложений и реконструкции палеогеографической обстановки весьма важно знание особенностей изменения отдельных компонентов бывшей физико-географической среды. В этом отношении ископаемые почвы, являющиеся одним из основных элементов географического ландшафта, служат одним из наиболее надежных индикаторов физико-географической среды (Шанцер, 1950).

В соответствии с изменениями физико-географической среды происходят изменения и почвенного покрова. Рост и формирование почвы совершается в течение весьма краткого геологического отрезка времени. Быстрота формирования, способность чутко отражать изменения географической обстановки — все это позволяет рассматривать почву как важный показатель того или иного типа ландшафта. Однако надо учитывать, что как и теперь, так, вероятно, и ранее в пределах одной и той же ландшафтной обстановки встречаются различные разновидности почв. Так, «почвы водоразделов, склонов, речных террас могут существенно отличаться друг от друга, даже находясь по соседству» (Глазовская, 1956).

Крупные климатические изменения, происходившие в плейстоцене, вызывали сдвиги почвенных зон и, вероятно, в ряде случаев и нарушение почвенной зональности. В климатических условиях межледниковий образовывались мощные, хорошо развитые почвы. В ледниковое время почвенные зоны смещались к югу и интенсивные почвообразовательные процессы могли идти только на периферии перигляциальной зоны. Близ ледниковых покровов в условиях широкого развития «вечной» мерзлоты почвообразование, по-видимому, было весьма слабым, поскольку ход микробиологических процессов был резко замедлен. Здесь, как и теперь в арктических областях, могли быть грубоскелетные литогенные или торфяно-глеевые почвы. Во время кульминации холода в близких к леднику участках перигляциальной зоны почвообразование и вовсе не происходило, а, наоборот, совершалось разрушение почвы.

Погребение почв совершалось в основном во время оледенений, когда были широко распространены делювиальные и солифлюкционные процессы, происходило накопление золых продуктов, действовали мощные флювиогляциальные потоки. В межледниковое время наряду с формированием почв происходил местами и их размыв, а погребение почв хотя и не было типичным для этого времени, но могло происходить при обвалах, под конусами выноса и при других катастрофических перемещениях грунта.

Характер растительности тесно связан с климатическими условиями. Даже сравнительно небольшие колебания климата вызывают достаточно быстрые (в геологическом смысле) изменения в растительном покрове. На примере голоцена за 10 000 лет можно видеть, как климатические колебания повлекли по крайней мере к четырехкратным крупным изменениям растительных ассоциаций в средней полосе Европейской части СССР (Нейштадт, 1952, 1961).

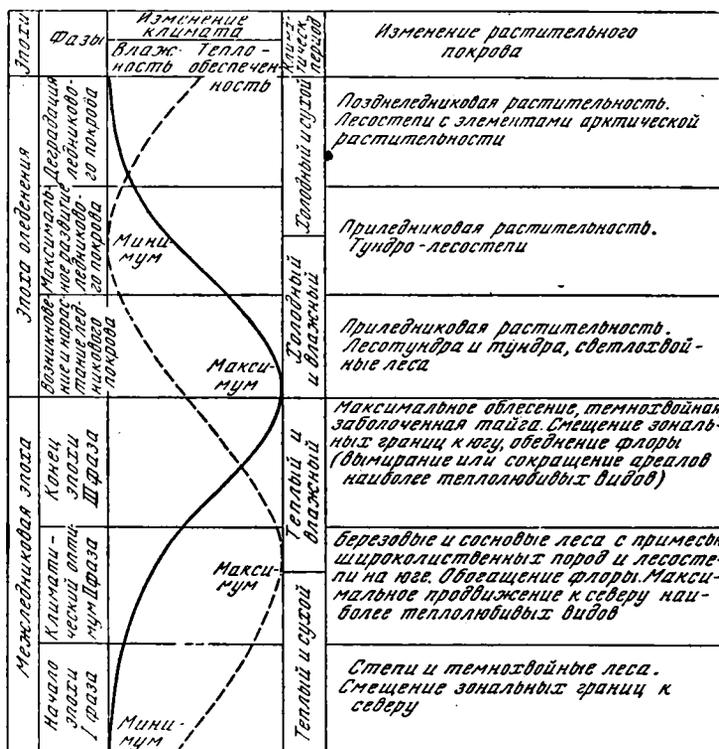
Резкие ритмические колебания климата в течение плейстоцена, обусловившие чередование оледенений и межледниковий, сказались не только на смещениях растительных поясов, но и на изменениях и даже смещениях растительных ассоциаций. Во время оледенений пояса растительных зон сдвигались к югу; однако, как показывают новейшие исследования, в результате этого происходило образование своеобразных растительных ландшафтов, аналогов которым сейчас не существует. Так, М. П. Гричук и В. П. Гричук (1960) считают, что ландшафт приледниковых областей Европейской части СССР и Западной Сибири сочетал в себе элементы тундровой, лесной и степной флор. Еще раньше Френцель и Тролль (1955) указывали на особую растительную ассоциацию тундро-степей, окаймлявших края ледниковых покровов.

Изучение советскими и зарубежными исследователями спорово-пыльцевых и палеокарпологических материалов огромного числа разрезов четвертичных отложений и торфяников (ископаемых и современных) позволило наметить основной ход климатических изменений в плейстоцене и голоцене. М. П. Гричук (1960) составила схему изменения растительности и климата на протяжении одного ритма — одной ледниковой и одной межледниковой эпох (фиг. 71). В общем виде схема М. П. Гричук правильно отражает изменения растительности в течение времени, соответствующего этому ритму в плейстоцене. Что касается изменения основных показателей климата, выраженных графически, то кривую изменения влажности, вероятно, надо представлять несколько другой: 1) максимум влажности должен быть сдвинут на период I фазы ледникового века, 2) влажность в конце III фазы оледенения и в начале I фазы межледниковья должна быть большей, а не минимальной, как показано на фиг. 71.

Изменение растительности, однако, происходит не столь закономерно, как это показано М. П. Гричук. Колебания климата, иногда довольно резкие, вызывающие интерстадиальные перерывы в оледенениях или похолодания и иссушения в межледниковьях, приводили к изменениям в составе и распределении растительности. Подтверждением этого может служить пример изменения климата, а в связи с этим и растительности в голоцене, а также существенные изменения в составе растительности, происходившие в течение микулинского и молодого-шекснинского межледниковий (Москвитин, 1950, 1960) или в земском межледниковье Голландии (Бурк и др., 1959).

Спорово-пыльцевой и палеокарпологический методы изучения четвертичных толщ позволяют выявлять не только перемены климата, но и судить о развитии и преобразовании физико-географической обстановки. Это, конечно, является важным элементом при определении стратиграфической приуроченности того или иного горизонта четвертичных отложений. Однако для корреляции далеко отстоящих разрезов палеоботанические критерии пока еще далеко не надежны. Правда, на основании сходства флоры и формирования растительного покрова теперь уже вполне обоснованно сопоставляются, например, микулинское, II мазовецкое и земское межледниковья (В. П. Гричук, 1960). Для Европы известны также и определенные виды флоры, присущие только среднему или верхнему плейстоцену. Но до сих пор еще не соз-

дано достаточного количества обоснованных географических типов пыльцевых диаграмм, которыми можно было бы пользоваться «...для стратиграфирования и корреляции характеризующих ими отложений» (Яковлев, 1956, стр. 22).



Фиг. 71. Схема изменения климата и растительного покрова на протяжении одного ритма в четвертичный период (М. П. Гричук, 1960 г.)

Кроме того, из-за недостаточности наших знаний о передвижке отдельных растительных зон, изменении крупных растительных ареалов внутри каждой зоны, пыльцевые диаграммы еще мало дают для стратиграфических построений и в особенности при интерпретации их на большие расстояния. Надо отметить еще и такой недостаток в палинологии — наличие переотложенной и заносной пыльцы растений, существенно искажающих характер действительно распространенной растительности. Тем не менее палинологические исследования, особенно при сопоставлении отложений ледниковых и внеледниковых зон, дают очень многое, поскольку они служат одним из важнейших средств выяснения физико-географической обстановки времени накопления тех или иных отложений.

### Фауна млекопитающих

Для целей корреляции стратиграфических горизонтов в геологии дочетвертичных отложений широко применяется палеонтологический метод. Необратимость в развитии животного мира позволяет уверенно пользоваться палеонтологическими данными для возрастных определенных геологических образований.

Несмотря на сравнительную кратковременность четвертичного периода, и в его геологической истории четко прослеживается последова-

тельная смена различных фаунистических комплексов млекопитающих. В. И. Громов (1948, 1950, 1961; Громов, Краснов, Никифорова, Шанцер, 1960), впервые выделивший эти комплексы и установивший их стратиграфическое значение, указывает также, что выделенные комплексы фауны отражают различие физико-географических условий не только в пространстве, но и во времени. Для всего четвертичного периода В. И. Громов выделил шесть фаунистических комплексов, в том числе для среднего и верхнего плейстоцена три комплекса: хозарский (до максимума днепровского оледенения), верхнепалеолитический (после максимума оледенения) и собственно верхнепалеолитический (вторая половина плейстоцена).

Крупные изменения физико-географических условий, происходившие в течение плейстоцена, естественно не могли не отразиться на характере фауны и ее размещении. В фауне среднего и верхнего плейстоцена отсутствуют теплолюбивые экзоты, изменяется распределение ареалов многих форм, вырабатываются новые виды животных, приспособленных к жизни в изменившихся условиях.

Эпохи оледенений в плейстоцене с их холодным климатом и продвижением льдов на юг вызывали крупные миграции фауны и появление форм арктического биоценоза в полосе средних широт Евразии. Широко известны факты о появлении в Крыму во время днепровского оледенения холодоустойчивых форм — песца, северного оленя, белой куропатки, или во время зырянского оледенения в районе г. Красноярска — песца и белой куропатки (Громов, 1948; Громов, Краснов, Никифорова, Шанцер, 1960). Все же современное состояние наших знаний о фауне млекопитающих плейстоцена не позволяет выявить на ее основе многократные колебания климата и тем более не дает возможности датировать по этой фауне те или иные ледниковые и межледниковые этапы. Пока достаточно уверенно можно говорить о различиях фауны млекопитающих среднего и верхнего плейстоцена (соответственно отличие хазарского и верхнепалеолитического комплексов от собственно верхнепалеолитического). Тем не менее тщательный учет и анализ данных по фауне млекопитающих может дать в комплексе с другими признаками весьма важный материал для суждения о существовании ландшафтных преобразований плейстоцена.

### *Памятники палеолита*

Изучение археологических памятников не только позволяет вскрыть целый ряд палеогеографических особенностей, но и может способствовать определению возраста четвертичных отложений.

Успехи археологии и антропологии, выявившие последовательные эволюционные этапы в развитии материальной культуры палеолита, позволяют достаточно уверенно производить археологическую датировку памятников палеолита. В результате увязки культурных слоев этих памятников со стратиграфическими горизонтами четвертичных отложений представляется возможным утверждать, что для СССР мустье в основном совпадает с рисским веком, солютре — определено датируется рисс-вюрмом или началом вюрма, а мадлен—вюрмом в большей его части (Громов и Шанцер, 1958). Менее определено положение финального мустье и ориньяка. Возможно, здесь нужно учитывать «существенные различия в процессе смены форм палеолитической культуры... в разных частях Евразийского континента» (там же), что затрудняет не только их археологическую интерпретацию, но и возможность использования для целей четвертичной геологии.

Комплексное изучение палеолитических памятников — условий жизни первобытного человека, остатков флоры и фауны, сопровождающих

Эпохи	Движения земной коры, связанные с ледниковой нагрузкой	Основные процессы	Характер накоплений	Преобразование рельефа	Криогенные явления		
Ледниковая	Окончание	Прогибания в области оледенения. Незначительные поднятия в близкой к области оледенения части перигляциальной зоны	Эрозия	В ледниковой зоне образуются формы ледникового рельефа. В перигляциальной зоне — процессы перигляциального выравнивания; идет заполнение долин, снижение междуречий, образуются эоловые формы рельефа	Солифлюкция		
	Середина		Аккумуляция			Отложение тонкого материала, накопление делювиально-солифлюкционных шлейфов, образование курумов и россыпей. Аллювий плохо окатанный. Образование лёссовых толщ	Морозобойные трещины, ледяные клинья, грунтовые жилы. Линзы льда, мерзлотные котлы
	Начало		Эрозия			Отложение крупного хорошо окатанного материала	Солифлюкция
Межледниковая	Окончание	Поднятие в прежней области оледенения. Опускание в районах поднятий прежней перигляциальной зоны	Аккумуляция	Происходит расчленение рельефа, создаются уступы речных террас			
	Середина		Эрозия			Отложение крупного хорошо окатанного материала	
	Начало		Эрозия			Отложение крупного хорошо окатанного материала	

стоянки человека,— дает богатый материал для палеогеографических выводов.

На основании этого материала можно делать выводы о климатических особенностях времени обитания человека, различать ледниковые и межледниковые эпохи. Разумеется, в ледниковые эпохи стоянки человека располагались сравнительно далеко от ледниковых покровов. В межледниковья человек заселял освободившиеся площади, но он не заходил далеко на север, так как условия обитания там не были благоприятными. Ведь в межледниковья ландшафтная зональность была близка к современной и палеолитический человек, беззащитный перед суровой природой, очень редко появлялся даже в северной части современной умеренной зоны.

Изложенное в этом разделе показывает, что существует значительное количество коррелятных признаков, которые позволяют достаточно надежно производить сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон. Естественно, что в каждом отдельном районе

## ледниковье—межледниковье (для средних широт Евразии)

Погребенные почвы	Растительность	Фауна	Памятники палеолита	
<p>Смещение почвенных зон к югу. В перигляциальной зоне—замедление почвообразовательных процессов.</p> <p>Погребение почв</p>	<p>Смещение растительных зон. Образование своеобразных перигляциальных растительных ландшафтов</p>	<p>Позднеледниковая растительность. Лесостепи</p> <p>Тундро-лесостепи</p> <p>Приледниковая растительность лесотундры</p> <p>Светлохвойные леса</p>	<p>Появление тундровых форм на юге умеренной зоны. Вымирание теплолюбивых экзотов. Присутствие гляциальных пресноводных моллюсков. Миграция аркто-бореальных морских моллюсков в южные моря</p>	<p>Поселение человека вне ледниковой зоны. Условия обитания человека и характер фауны в «кухонных отбросах» свидетельствуют о суровых климатических условиях</p>
<p>Восстановление почвенной зональности. Формирование почв и разрыв их.</p> <p>Погребение почв при катастрофических перемещениях грунтов</p>	<p>Восстановление растительной зональности</p>	<p>Темнохвойная тайга</p> <p>Берзовые и сосновые леса с примесью широколиственных пород</p> <p>Степи и темнохвойные леса</p>	<p>Продвижение фауны вслед за отступающим ледником на север. Наличие пресноводных интергляциальных моллюсков. Миграция теплолюбивых моллюсков в северные моря</p>	<p>Заселение человеком территорий, ранее занятых ледником. Межледниковая фауна в «кухонных отбросах» поселений человека</p>

можно будет найти только некоторые из них и их проявления будут, вероятно, отличаться определенным своеобразием, территориальной спецификой. Но их комплексное применение и творческий подход к истолкованию процессов и явлений, вызвавших их, несомненно являются важным средством решения вопросов как палеогеографии четвертичного периода, так и стратиграфии четвертичных отложений.

В заключение приведем таблицу, в которой в самом сжатом виде, схематизированно изложен ход основных событий и палеогеографических явлений, происходивших за один цикл ледниковье — межледниковье (табл. 12).

### ОСОБЕННОСТИ СОПОСТАВЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВОЙ И ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОН В БАССЕЙНЕ НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ

Из изложенного ранее материала ясно, что ледниковая зона бассейна Нижней Тунгуски в течение плейстоцена была значительно богаче геологическими событиями и явлениями, чем внеледниковая. Большая активность тектонических движений ледниковой зоны и периодические

оледенения ее территории обусловили создание во внеледниковой зоне специфических условий не только для эрозии и аккумуляции, но и для всех палеогеографических событий. Наряду с этим геологическому развитию территории бассейна Нижней Тунгуски в плейстоцене присущи некоторые особенности, которые связаны, с одной стороны, с внутриконтинентальным положением самой этой территории, а с другой,— со своеобразием развития здесь оледенений. Указанными причинами поэтому обусловлено то обстоятельство, что общие принципы сопоставлений четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон в приложении к геологической истории плейстоцена территории бассейна Нижней Тунгуски претерпевают существенные изменения. Эти изменения, однако, не касаются существа и основ самих принципов сопоставлений, а скорее связаны с изменениями типа и количественной стороны процессов, определяющих тот или иной элемент сопоставлений этих двух различных зон.

### *Движения земной коры, связанные с ледниковой нагрузкой*

Определенных и установленных данных о наличии таких движений для территории бассейна Нижней Тунгуски не имеется. В платформенных условиях вообще сложно выявление тектонических движений. Еще сложнее выделить среди тектонических движений те, которые связаны с влиянием ледниковой нагрузки. В настоящее время нет никаких оснований для того, чтобы можно было считать периодические поднятия массива Путорана в плейстоцене компенсационными поднятиями, связанными с освобождением от ледниковой нагрузки. Это тем более сомнительно, если учесть, что массив Путорана испытывал поднятия еще до начала плейстоценовых оледенений. Однако ряд данных о тектонических движениях во внеледниковой зоне в плейстоцене может, по нашему мнению, представлять интерес в этом отношении. Уже отмечалось выше, что в пределах Тунгусской синеклизы выделяется полоса повышенной тектонической активности, охватывающей северную и центральную части Илимпейско-Тунгусского междуречья, почти весь бассейн Илимпеи, верхнюю часть бассейна Таймуры. Продолжение этой полосы прослеживается к юго-западу в бассейне р. Чуни (приток Подкаменной Тунгуски), а также и к северо-востоку — в бассейне верхнего течения Вилюя. В течение плейстоцена в пределах указанной полосы фиксируются тектонические движения преимущественно положительного знака, отражающиеся на формировании в речных долинах лестницы террас с маломощным аллювием, врезанных меандров, эпигенетических участков долин, в создании речных перехватов. В голоцене здесь также продолжают восходящие движения, о чем свидетельствует наличие цокольных пойм, отсутствие или малая мощность аллювия в руслах рек, наличие молодых речных перехватов.

Но на фоне общего восходящего движения этой территории различаются отдельные этапы усиления тектонических движений, приходящиеся как раз на периоды окончания оледенений. Как уже указывалось, этап интенсивного врезания отмечается в этой полосе формированием четкого уступа VI надпойменной террасы. Этап поднятия и врезания фиксируется также образованием врезанных меандров во время и после периода формирования аллювия V надпойменной террасы.

Не исключено, что вышеназванные этапы интенсивного врезания, вызванные поднятием илимпейско-таймурской полосы, связаны с движениями, компенсирующими влияние ледниковой нагрузки во время максимального и тазовского оледенений. Размах этих движений, судя по амплитуде врезания, незначителен: для конца периода формирования VI надпойменной террасы (времени окончания максимального оледене-

ния) — 10—15 м, и после окончания периода формирования V надпойменной террасы (времени окончания тазовского оледенения) — 5—10 м. Приведенные величины характеризуют амплитуды врезания в долине среднего и нижнего течения Илимпеи. Надо полагать, что они будут несколько большими в том участке долины Нижней Тунгуски, который расположен в пределах вышеуказанной тектонически активной полосы. Если такие наиболее крупные оледенения плейстоцена, как максимальное и тазовское, действительно вызвали столь незначительные по размаху движения, то воздействие нагрузок последующих сравнительно небольших оледенений — зырянского и сартанского — практически неразличимо и неотделимо от движений, вызванных иными причинами.

Однако следует сказать, что несмотря на имеющуюся как будто бы связь между оледенениями (в частности, максимальным и тазовским) и движениями земной коры на описываемой территории, нельзя с уверенностью утверждать, что эти движения обязаны именно воздействию ледниковой нагрузки.

### *Распределение эрозии и аккумуляции*

Распределение циклов эрозии и аккумуляции в общем сходно со схемой, изложенной нами выше. Действительно из материала, приведенного в главах, посвященных стратиграфии четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, вытекает, что во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски во время оледенений преобладают процессы аккумуляции и накопления осадков, а в межледниковья отмечается усиление эрозионной деятельности.

Несомненно, что таяние ледников и усиление обводненности рек в конце ледниковой и в начале межледниковой благоприятствует усилению эрозии в это время. Эрозионная деятельность активизируется также и в конце межледниковой, когда увеличивается поступление осадков. По-видимому, к этому же отрезку межледниковой приурочены и крупные поднятия в области массива Путорана и его периферии, которые вызывают энергичную эрозионную деятельность. Сочетание поднятий с увеличением осадков еще более усиливает эрозию рек. Поэтому в геологической истории плейстоцена этой территории наиболее четко фиксируется активная эрозионная деятельность именно в последней трети межледниковой. Напомню, что на основании геоморфологических данных, характера стратиграфических взаимоотношений четвертичных толщ и особенностей литологии отложений в плейстоцене бассейна Нижней Тунгуски выявляется по крайней мере три крупных этапа усиления эрозии, предшествовавших соответственно максимальному, зырянскому и сартанскому оледенениям. В начале межледниковой, как отмечалось, тоже наблюдается усиление эрозии, хотя в этот отрезок времени ее следы менее выразительны.

Однако появление в осадках (в верхних частях отложений террас) грубых валунно-галечных накоплений, отлагающихся полноводными потоками, является определенным свидетельством такого усиления речной деятельности.

Что же касается процессов аккумуляции, то не вызывает сомнения, что эти процессы являлись преобладающими во время оледенений (для внеледниковой зоны), но они также сопутствовали процессам эрозии и в межледниковья. Ярким примером этого служит факт образования накоплений IV надпойменной террасы в казанцевское межледниковое время и аллювиальной пачки каргинских межледниковых образований.

Мощности аллювиальных накоплений, отложившихся в межледниковья, обычно не меньше мощности аллювия ледникового времени.

Во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски средние мощности аллювия сравниваемых горизонтов почти одинаковы:

Горизонты	Средние мощности аллювия, м
Максимальный + тазовский ледниковый . . . . .	около 10
Казанцевский межледниковый . . . . .	6—10
Зырянский ледниковый . . . . .	8—12
Каргинский межледниковый . . . . .	7—10
Сартанский ледниковый . . . . .	8—10

Надо учитывать и следующее. Как показали С. А. Архипов и Ю. А. Лаврушин (1957), «внутренняя связь между явлениями режима реки и оледенением в период его активного развития сводится к сокращению речного стока». Известную аналогию этому можно найти в различиях современного гидрологического режима рек в летний и зимний сезоны. Если обратиться к данным даже о современном стоке Нижней Тунгуски, то видно резкое различие в величинах летних и зимних расходов воды (табл. 13).

Таблица 13

Расходы воды Нижней Тунгуски (в м<sup>3</sup>/сек)

Гидрометрические посты	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее за год
Поселок Тура (среднее за 1939—1955 гг.)	50,6	35,0	27,5	26,5	4150	6850	2270	1340	1470	550	143	79,6	1420
Фактория Большой Порог (среднее за 1938—1955 гг.) . . .	301	219	177	190	8810	16400	4870	2500	2970	1690	623	465	3270

Взяв отсюда распределение стока по сезонам, получим, что летний сток превышает зимний больше, чем в 24 раза у пос. Тура, и больше, чем в 13 раз у фактории Большой Порог. Показательны также данные о модулях стока. Так, по данным станции Большой Порог, средний модуль стока за период закрытого русла равен 0,71 л/сек с 1 км<sup>2</sup> площади, а за период открытого русла этот модуль равен 14,3 л/сек с 1 км<sup>2</sup> площади, т. е. больше в 20 раз. С. А. Архипов и Ю. А. Лаврушин (1957) для пристоуевского течения Нижней Тунгуски приводят следующие цифры распределения стока по сезонам (в процентах): весна (март—июнь) — 64, лето (июль—август) — 23, осень (сентябрь—ноябрь) — 13 и зима (декабрь—февраль) — менее 1.

Во время оледенений дождевое питание и подземный сток имеют ничтожное значение. Следовательно, и поверхностный сток очень мал; вероятно, он во много раз меньше, чем современный зимний сток. Надо полагать, что во время кульминации холода в эпохи оледенений многие речные потоки совершенно перемерзли и сток в них прекращался.

Таким образом, в перигляциальной зоне описываемой территории во время оледенений не образовывалось значительных по мощности толщ аллювиальных осадков именно в силу маловодности речных систем; в межледниковое время условия преимущественного размыва также не способствовали увеличению мощности аллювия, хотя речные системы были достаточно многоводными. Однако известно, что, например, для Европейской части СССР и Западной Сибири аллювиальные толщи преимущественно накапливались во время оледенений, несмотря на значительное уменьшение величины речного стока. Это обстоятельство резко отлично от того, что отмечалось для бассейна Нижней Тунгуски,

где мощности ледникового и межледникового аллювия примерно равны. Объяснить эту особенность в настоящее время довольно трудно, но, вероятно, ответ надо искать в отличиях рельефа и геологических условий (литологии коренных пород) Европейской части СССР и Западной Сибири от Средне-Сибирского плоскогорья.

Если сравнить мощности аллювиальных отложений, синхронных различным оледенениям (во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски), то видно, что во время оледенений верхнего плейстоцена мощность аллювия была не меньше, а немного больше, чем, скажем, во время максимального оледенения. Надо отметить, что для отложений более поздних оледенений плейстоцена характерно увеличение мощности пойменных фаций. Эти мощности для горизонтов максимального, зырянского и сартанского оледенений в среднем соответственно равны 2—3, 7—8, 7 м. Это обстоятельство еще не вполне ясно. С одной стороны, если в течение плейстоцена сокращалась площадь оледенений, то следовательно, во время более поздних оледенений расширялись территории стока. Таким образом, увеличивался суммарный сток и, вероятно, соответственно увеличивалась мощность накоплений, формируемых потоками. Но с другой стороны, речь идет об увеличении мощности пойменных фаций. Такое явление характерно для рек, текущих в зоне сплошного развития многолетнемерзлых толщ и притом в условиях резко континентального климата, т. е. с четко дифференцированной сезонностью. Если это так, то можно высказать предположение, что в верхнем плейстоцене во время оледенений климат был не только суровым, но более континентальным и с ясно оформленной сезонностью. Поэтому особенности развития процессов аккумуляции во внеледниковой зоне во время оледенений надо связывать не только с многократным уменьшением стока рек и уменьшением их переносящей способности, но также с увеличением высоты паводков и отложением мощных толщ пойменного аллювия.

### *Характер накоплений*

В межледниковья в бассейне Нижней Тунгуски отлагался более крупный и лучше окатанный материал, чем во время оледенений. Для времени последних характернее мелкие и тонкие осадки и наличие некоторого количества грубого неокатанного материала, попадавшего в аллювий из осыпей и курумов со склонов долин.

Для территории бассейна Нижней Тунгуски особенности накопления четвертичных осадков полностью соответствуют тем общим положениям, о которых говорилось выше. Приведем некоторые данные о неаллювиальных типах накоплений.

Для времени оледенений верхнего плейстоцена четко фиксируется развитие золотой деятельности, видимой теперь в виде форм бугристо-западного рельефа. Вероятно, подобное явление связано с усилением сухости в этот отрезок плейстоцена, отсутствием сплошного растительного покрова и усилением ветровой эрозии и аккумуляции.

Во время оледенений также широкое распространение получают озерно-ледниковые накопления. Многочисленные разрезы озерно-ледниковых отложений очень сходны между собой как по внешнему облику, так и по литологическим особенностям. Тем не менее среди них можно выделить разновозрастные образования, различающиеся пространственной приуроченностью, геоморфологическим положением и особенностями диагенеза. Так, озерно-ледниковые отложения максимального оледенения приурочены к верхам разрезов V надпойменной террасы у границ этого оледенения; зырянские озерно-ледниковые отложения залегают обычно в цоколе аллювия III надпойменной террасы у границ этого оледенения, а сартанские озерно-ледниковые осадки встречаются в об-

ласти распространения этого оледенения. Наиболее древние озерно-ледниковые отложения максимального оледенения отличаются сильной уплотненностью и часто имеют облик ленточного алевролита. Наибольшая видимая мощность озерно-ледниковых отложений констатирована в зоне развития сартанского оледенения. Обычно же видимая их мощность не превышает 8—15 м.

Подсчет сезонной слоистости этих отложений, проделанный нами для трех разрезов, дал цифры, свидетельствующие о сравнительно кратковременном периоде их существования — не более 4000 лет. Озерно-ледниковые образования накапливались преимущественно во время оледенений. Но кое-где озерные бассейны продолжали существовать и после исчезновения ледников — во время межледниковий, например в бассейне верховьев Учамы (см. стр. 74).

### *Преобразование рельефа*

На территории бассейна Нижней Тунгуски на протяжении геологической истории плейстоцена неоднократно создавались, преобразовывались и разрушались разнообразные формы рельефа. В современном рельефе почти не сохранилось форм, созданных ледниками максимального оледенения; очень слабо выражены формы ледникового рельефа времени тазовского оледенения. Более четки и ясно различимы в современном рельефе следы зырянского и сартанского оледенений — конечно-моренные валы, моренный ландшафт основной морены, экзарационные формы и т. п.

Во время оледенений во внеледниковой зоне шла преимущественно речная аккумуляция (или даже прекращалась деятельность рек), развивались солифлюкционные и делювиальные процессы, что способствовало нивелировке рельефа: снижались положительные формы рельефа и заполнялись наносами отрицательные. Судя по следам этих процессов во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски, наибольший размах они имели во время зырянского и сартанского оледенений. Возможно, это обстоятельство связано с климатическими причинами, которыми было обусловлено возникновение в летний сезон более мощного деятельного слоя на вечной мерзлоте, чем во время оледенений среднего плейстоцена. Во время оледенений также создавались формы эолового рельефа. Как мы уже указывали, отчетливые следы такого рельефа (в современном виде это дюнно-западинный рельеф с деформированными бугристыми дюнами) приурочены ко времени зырянского и сартанского оледенений, когда, вероятно, создавались благоприятные условия для развевания песков.

В межледниковья для территории бассейна Нижней Тунгуски было характерно усиление эрозивной деятельности, что обуславливало размыв и преобразование форм рельефа, созданных во время оледенений. Шло интенсивное расчленение рельефа и осваивались гидрографической сетью пространства междуречий.

В отдельные отрезки межледниковий происходило ослабление эрозивной деятельности водных потоков и формировались площадки террас. Весьма показательным, например, является факт формирования обширных поверхностей IV надпойменной межледниковой террасы в бассейне среднего и верхнего течений Нижней Тунгуски.

### *Криогенные явления*

Как видно было из изложенного в предыдущих главах, для описываемого района характерно развитие разнообразных криогенных явлений, следы которых можно наблюдать почти во всей толще четвертичных

накоплений. Криогенные нарушения — карманообразные границы слоев, следы разрушения морозобойных клиньев — встречаются даже в верхних горизонтах эоплейстоценовых накоплений в долине верхнего течения Нижней Тунгуски. Но эти нарушения наложены на эоплейстоценовые осадки и являются следами эпох плейстоценовых оледенений.

В плейстоценовых отложениях этой территории следы криогенных явлений наблюдаются во всех толщах, синхронных оледенениям. Особенно характерны для этих толщ морозобойные трещины, линзы льда и ледяные клинья. Реже встречаются криотурбационные нарушения слоистых толщ, следы солифлюкционного течения грунта и интенсивного физического выветривания горных пород (щебнистые и глыбовые горизонты в слоистых толщах). О всех этих криогенных явлениях упоминалось в гл. IV и V, посвященных стратиграфии ледниковой и внеледниковой зон бассейна Нижней Тунгуски, и здесь нет необходимости вновь на этом останавливаться.

Следует отметить, что могла бы вызвать сомнение сингенетичность линз льда осадкам времени оледенения. Но закономерная приуроченность линз льда именно к образованиям времени оледенения и, наоборот, отсутствие их в межледниковых отложениях служит веским доказательством образования линз льда именно во время оледенений. Кроме того, в ряде случаев удалось наблюдать облекание линз льда слоистыми накоплениями.

Из сказанного вытекает и еще одно соображение. Если до сего времени сохранились и удастся наблюдать линзы и клинья льда времени максимального и зырянского оледенений, то надо полагать, что деградация мерзлых грунтов в межледниковья в этом районе была далеко не полной. Скорее всего обстановку межледниковий надо считать сходной с современной, при которой в этом районе сохраняются многолетне-мерзлые грунты и мощность деятельного слоя даже на сильно прогреваемых песчаных грунтах склонов южной экспозиции не превышает 2—3 м. Наличие мерзлоты, таким образом, обеспечило сохранение линз и клиньев льда в течение всего плейстоцена и голоцена.

Подтверждение вышеизложенного можно найти и в материалах по Приенисейской Сибири и бассейну Вилюя. Так, В. Н. Сакс (1953, стр. 252) пишет: «У деревьев, встречающихся в казанцевских песках, корни расходятся радиально, что говорит о наличии вечной мерзлоты по берегам бассейна». М. Н. Алексеев (1958), сообщая об определении фторидным методом относительного возраста костных остатков, захороненных в плейстоценовых отложениях бассейна Вилюя, отмечает следующее: «Многолетняя мерзлота резко уменьшает, а часто и вовсе исключает накопление фтора в костях. Процессы минерализации в мерзлом мелкоземье идут особенно плохо. Это видно на примере анализа кости *Rhinoceros antiquitatis*, извлеченной из мерзлого суглинка II надпойменной террасы р. Вилюя. В этом образце отношение фтора к фторопатиту кости, равное 0,03, очень близко к результатам определения фтора в костях современных животных. На основании этого анализа можно сделать вывод, что кость *Rhinoceros antiquitatis* находилась в мерзлоте со времени гибели животного».

Таким образом, В. Н. Сакс отмечает наличие «вечной» мерзлоты в казанцевское межледниковье, а М. Н. Алексеев — в каргинское межледниковье, поскольку вышеуказанная кость находится в докаргинских отложениях.

Добавим, что поскольку линзы и клинья льда нами наблюдались в широтном отрезке долины Нижней Тунгуски, а также и к северу от нее, то высказанные соображения не следует распространять на весь бассейн Нижней Тунгуски, в частности на территорию ее верхнего течения.

Необходимо обратить внимание еще на одно обстоятельство. Из приведенных материалов по стратиграфии четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски видна некоторая несопоставимость масштабов проявления криогенных нарушений между отложениями горизонтов, синхронных оледенениям среднего плейстоцена, с одной стороны, и верхнего плейстоцена, — с другой.

В отложениях горизонтов максимального и тазовского оледенений во внеледниковой зоне криогенные нарушения представлены криотурбационными смятиями и маломощными морозобойными клиньями (мощностью до 1 м), как это можно было видеть в обнажении у пос. Наканно. Криогенные нарушения верхнего плейстоцена значительно мощнее. Морозобойные клинья, например сартанского оледенения, наблюдавшиеся нами в долине Таймуры и у фактории Учами, достигают мощности в 2—2,5 м.

Надо учесть, что в указанных местах криогенные нарушения зафиксированы в сходных породах — глинистых песках, и на равных примерно расстояниях от границ соответствующих оледенений; район Наканно расположен в 300—350 м от границы максимального оледенения, а фактория Учами — в 300—350 км от границы сартанского оледенения.

Возможно, изложенные факты о масштабах проявления криогенных нарушений в плейстоцене могут указывать на усиление морозобойного растрескивания пород в верхнем плейстоцене, т. е., по-видимому, свидетельствовать о более низких температурах во время оледенений верхнего плейстоцена.

### *Погребенные почвы*

Как мы уже отмечали, в описываемом районе погребенная почва, а также и следы размыва почвы приурочены ко времени отложения накопленных каргинского межледниковья во внеледниковой зоне.

В современном почвенном покрове территории бассейна Нижней Тунгуски преобладают маломощные скрытоподзолистые почвы; кроме того, довольно широко развиты различные болотные почвы — от слабозаболоченных до торфяно-глеевых, луговые и лугово-болотные почвы, каменистые горные почвы. Даже простое перечисление наименований почв показывает, что здесь развиты почвы подзоны северной тайги, формирующиеся в достаточно суровых климатических условиях. Действительно, малое количество осадков, недостаток тепла (температура воздуха от +5 и выше продолжается три — три с половиной месяца и часто прерывается заморозками), наличие многолетнемерзлых грунтов и довольно скудная растительность — все это ограничивает развитие процессов почвообразования. Если, как мы считаем, климатическая обстановка плейстоценовых межледниковий в этом районе существенно не отличалась от современной и в межледниковья деградация «вечной» мерзлоты была незначительной, то надо полагать, что типы почв в то время не могли существенно отличаться от современных.

### *Растительность*

В бассейне Нижней Тунгуски резко различна палинологическая характеристика ледниковых и межледниковых осадков. Для первых обычных спорово-пыльцевые спектры тундр, лесотундр и «холодных степей», для вторых — лесные спорово-пыльцевые спектры (светлохвойной и темнохвойной тайги, березово-ольховых лесов).

Из анализа имеющихся в нашем распоряжении палеоботанических данных как будто бы выявляются различия в растительных ассоциациях как между отдельными оледенениями, так и межледниковьями. Эти раз-

личия видны при сравнении растительности, существовавшей во время накопления отложений эпохи оледенений среднего и верхнего плейстоцена; также отмечаются некоторые различия в растительности казанцевской и каргинской межледниковых эпох.

Сравнивая спорово-пыльцевые спектры отложений времени оледенений среднего и верхнего плейстоцена, видно, что времени оледенений среднего плейстоцена соответствуют такие растительные ассоциации, которые являются показателями холодных, но, по-видимому, влажных условий. В отложениях же верхнего плейстоцена, синхронных оледенениям, среди пыльцы недревесной растительности преобладает пыльца полыни (40—75%) и лебедовых (7—10%), которые в сумме составляют не менее 50% от всего количества пыльцы недревесной растительности. В этих спорово-пыльцевых спектрах наряду с типично тундровыми элементами получают распространение и элементы степной растительности. Вероятно, эти своеобразные растительные ассоциации перигляциальной зоны действительно можно именовать «тундро-степями». Надо отметить, что некоторые данные как-будто свидетельствуют о большей холодности климата верхнего плейстоцена по сравнению с климатом среднего плейстоцена. Например, в отложениях последнего отсутствуют такие арктические виды плаунов, как *Lycopodium alpinum*, *L. apressum*, которые встречаются в осадках верхнего плейстоцена.

В целом растительные ассоциации времени оледенений верхнего плейстоцена отличаются большей ксерофитностью и свидетельствуют о большей сухости климата, чем это было в среднем плейстоцене.

Различия в характере растительности казанцевского и каргинского межледниковий почти не улавливаются. Но, если в эпоху первого межледниковья преобладала темнохвойная тайга, то во втором — большим распространением пользовались елово-сосново-березовые леса. Надо полагать поэтому, что климат казанцевского межледниковья был несколько более теплым, чем в каргинское межледниковье.

Высказанные нами соображения о климатических условиях плейстоцена базируются еще на недостаточном количестве спорово-пыльцевых анализов и поэтому их следует рассматривать как предварительные.

### Фауна

Находки фауны млекопитающих плейстоцена на территории бассейна Нижней Тунгуски редки. Большинство находок являются «подъемными» и только  $\frac{1}{3}$  костного материала найдена в плейстоценовых отложениях *in situ*.

Фауна плейстоцена на описываемой территории принадлежит к верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу, в котором в свою очередь выделяются две фауны — более древняя, характеризующая среднюю часть плейстоцена, с мамонтом раннего типа и бизоном, близким к длиннороговому, и более молодая, приуроченная к верхнеплейстоценовым отложениям, с мамонтом позднего типа и короткорогим бизоном.

Наличие представителей более древних фаун установлено главным образом во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски (в основном близ пос. Наканно). Здесь, в отложениях среднего плейстоцена и нижнего горизонта (казанцевского) верхнего плейстоцена найдены черепа длиннорогого бизона — *Bison priscus aff. longicornis*, зубы мамонта раннего типа — *Mammuthus primigenius*, а также зубы лошади *Equus caballus*, зуб лося *Alces alces*, кости пещерного льва *Felis spei*aea. В ледниковой зоне с этими же отложениями связана находка зуба мамонта раннего типа — *Mammuthus primigenius*.

Остатки костей животных более молодой фауны обнаружены как в ледниковой, так и во внеледниковой зоне и главным образом в отложениях времени зырянского оледенения. В ледниковой зоне найдены зубы и кости мамонта позднего типа — *Mammuthus primigenius*, череп овцебыка *Ovibos moschatus*, кости лошади *Equus caballus*, северного оленя *Rangifer tarandus*, бизонов *Bison* sp.

Во внеледниковой зоне (в основном в районе пос. Наканно) собраны кости короткорогого бизона *Bison priscus deminutus*, мамонта позднего типа — *Mammuthus primigenius*, северного оленя *Rangifer tarandus*, лося *Alces alces*, а также кости мелкой формы лошади *Equus caballus*.

Малочисленность находок костей вымерших млекопитающих и отсутствие в сборах многих представителей фауны верхнепалеолитического комплекса не позволяют делать на основании имеющегося костного материала какие-либо палеогеографические построения. Можно только отметить, что особенности экологии вышеназванной группы животных не противоречат тому, что они могли обитать в суровых условиях перигляциальной среды, в частности в зонах тундр, лесотундр или «тундро-степей». Кроме того, необходимо подчеркнуть, что виды животных верхнего плейстоцена, обнаруженные в бассейне Нижней Тунгуски, являются более измельчавшими формами по сравнению с среднеплейстоценовыми. Таковы мамонты, короткорогие бизоны, лошади. Причины измельчания животных в верхнем плейстоцене пока не ясны. Э. А. Вангенгейм (1961) предполагает, что верхнеплейстоценовые лошади, судя по характеру копытных фаланг, могли быть обитателями сильно заболоченной местности, т. е. были приспособлены к более влажным климатическим условиям, чем среднеплейстоценовые лошади, которые обитали в условиях сравнительно сухого климата и твердого грунта. Однако вряд ли можно связывать увлажнение грунта с общим увлажнением климата. В современной зоне тундр севера Азии типична сильная заболоченность, развивающаяся на «вечномерзлом» субстрате, хотя количество осадков здесь весьма невелико. Поэтому не исключено, что характер копытных фаланг верхнеплейстоценовых лошадей отражает именно такую ландшафтную обстановку.

### Памятники палеолита

На территории бассейна Нижней Тунгуски не обнаружено никаких палеолитических памятников. Находки же каменных орудий и инвентаря, сделанные в ряде мест района, относятся к неолитической культуре, т. е. характеризуют послеледниковое время. Поэтому эти находки неприменимы для целей сопоставления отложений ледниковой и внеледниковой зон.

Сопоставляя четвертичные отложения ледниковой и внеледниковой зон бассейна Нижней Тунгуски, нельзя не отметить ряд явлений, которые указывают на закономерную направленность палеогеографических изменений, происходивших в течение плейстоцена.

Прежде всего наблюдается некоторое различие в проявлении геологических процессов и в ландшафтных характеристиках ледниковых эпох среднего плейстоцена по сравнению с ледниковыми эпохами верхнего плейстоцена. Во время оледенений верхнего плейстоцена в аллювиальных отложениях внеледниковой зоны наблюдаются повышенные мощности пойменных фаций, усиливается физическое выветривание, что находит отражение в появлении прослоев щебня в аллювиальных пачках, увеличивается мощность морозобойных трещин, возрастает

роль эоловой деятельности и, наконец, по данным спорово-пыльцевых анализов выявляется ксерофитизация растительных ассоциаций. В отложениях горизонтов, соответствующих оледенениям среднего плейстоцена, указанные процессы и явления выражены не только менее отчетливо, но и явно ослабленно. Конечно надо иметь в виду, что среднеплейстоценовые отложения реже встречаются, хуже обнажены, многие особенности этих осадков труднее распознаются. Но объективно оценивая имеющийся материал, нельзя не видеть отмеченных различий между отражением ряда явлений эпохи оледенений среднего плейстоцена, с одной стороны, и верхнего плейстоцена, с другой.

Объяснение таких различий надо искать, по-видимому, в изменении климатических условий. Скорее всего климат перигляциальных зон во время верхнеплейстоценовых оледенений отличался континентальностью, более резкой, чем во время оледенений среднего плейстоцена. Именно возросшая континентальность климата хорошо объясняет все те особенности геологических процессов и характер ландшафтов, о которых говорилось выше. К такому же выводу пришла и группа геологов ВСЕГЕИ (Заррина и др., 1961), которые на основании изучения перигляциальной формации Западной Сибири отмечают возрастание «...континентальности климата по мере приближения к современности». Далее надо отметить и ряд существенных особенностей некоторых межледниковых этапов плейстоцена описываемой территории. Так, выявляется, что во время межледниковий сохранялась «вечная» мерзлота: данные спорово-пыльцевых анализов показывают, что растительность в казанцевское межледниковое время содержала более теплолюбивые формы, чем во время каргинского.

Сопоставляя схему развития четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, которая приведена в первом разделе настоящей главы, с конкретными данными развития бассейна Нижней Тунгуски, видно, что в целом указанная схема достаточно правильно отражает суть геологических процессов и ландшафтных изменений, происходивших во время оледенений и межледниковий в этом районе. Некоторая специфика обусловлена лишь географическим положением района и особенностями тектонической жизни описываемой территории.

Однако распределение этапов эрозии и аккумуляции в нашем районе не соответствуют времени их проявления, принятого в общей схеме: эрозия — для межледникового времени, а аккумуляция — для эпох оледенений. Так, для межледникового времени характерна не только эрозия, но и аккумуляция, что видно на примере образования IV надпойменной террасы, накопление аллювия которой совершалось в казанцевское межледниковье.

---

## Глава VII

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНА НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Начало летописи геологической истории четвертичного периода в бассейне Нижней Тунгуски фиксируется накоплениями эоплейстоцена. Местами условно намечены весьма ограниченные участки распространения третичных (?) отложений, взаимоотношение которых с эоплейстоценовыми осадками не известно.

Близ долины нижнего течения Нижней Тунгуски на междуречьях, возвышающихся над днищем долины на 240—260 и на 300—450 м, имеются отложения, охарактеризованные пылью палеогеново-неогенового спектра. Эти отложения фиксируют определенный этап дочетвертичного осадконакопления, который совершался на уровне, превышающем современные отметки долин не менее, чем на 240 м (в бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски).

Поскольку эоплейстоценовые осадки развиты почти на уровне днищ современных долин, то надо полагать, что начало эоплейстоцена ознаменовалось крупными тектоническими движениями положительного знака, в результате которых энергичной эрозионной деятельностью рек были выработаны глубокие долины. Амплитуда поднятия в этот отрезок эоплейстоцена составила около 250 м в нижнем течении Нижней Тунгуски и около 100 м в ее среднем течении (долина Таймуры). В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски переход от неогена к четвертичному периоду и начало эоплейстоцена не отмечен рубежом тектонической активности. Здесь придолинная поверхность выравнивания сливается непосредственно с наиболее высокой террасой (VII надпойменной), сложенной эоплейстоценовыми образованиями. По-видимому, тектонические движения нижнего эоплейстоцена, достигшие наибольшей активности в западной части бассейна Нижней Тунгуски, к востоку постепенно ослаблялись и в восточной части этого бассейна совершенно не проявились.

Следующий этап геологической истории эоплейстоцена связан с заполнением выработанных долин в бассейне нижнего и среднего течения Нижней Тунгуски песчаными, галечными и валунными накоплениями. Мощность этих накоплений в долинах достигает 70—90 м. По литологическим признакам в них выделяются три пачки: нижняя пачка — уплотненные косослоистые песчано-галечные отложения, средняя — валунно-галечная и верхняя — неяснослоистые пески с галькой. Нижняя и верхняя пачки являются типично аллювиальными образованиями, причем аллювий нижней пачки отлагался более быстрыми водными потоками, чем аллювий верхней пачки. Валунные горизонты.

средней пачки могли быть сформированы мощными кратковременно действующими потоками, возникшими, вероятно, во время резкого усиления поднятий в области массива Пutorана и илимпейско-таймурской полосы.

В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски отложениями эоплейстоцена сложены VII и VI надпойменные террасы. В аллювии этих террас преобладает гравийно-песчано-алевритовый материал с мелкой галькой, что свидетельствует о более спокойных условиях осадконакопления, чем это было в западной части бассейна Нижней Тунгуски.

Однако и здесь седиментационный цикл был прерван этапом поднятия, в результате которого был сформирован резкий и крутой уступ VII террасы, а Илимпей в это время изменила направление своего нижнего течения.

Этот этап поднятия одновременен, вероятно, такому же этапу в бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски, когда были образованы горизонты валунников средней пачки эоплейстоцена. По-видимому, накопление валунников средней пачки и интенсивное врезание рек, местами связанное с перестройкой гидросети, знаменуют собой этап достаточно энергичной тектонической активности в этот отрезок эоплейстоценовой истории. Поднятиями в это время была охвачена огромная территория Сибирской платформы, которая только в бассейне Нижней Тунгуски простирается почти на 1000 км с запада на восток.

Палеогеографические условия рассматриваемого отрезка эоплейстоцена выяснены еще далеко не полно. Можно отметить, что в это время в бассейне Нижней Тунгуски господствовали хвойные леса (доминируют разнообразные виды сосен), в которых существовали реликты третичных хвойных (например, *Tsuga*). Наличие в осадках эоплейстоцена тонких прослоев и линзочек древесного угля, свидетельствующих о лесных пожарах, также служит указанием развития лесной растительности. Наряду с этим ожелезненность и обожженность отложений эоплейстоцена, присутствие выветрелых галек, высокое содержание стойких к выветриванию пород и минералов в их составе — все это, видимо, указывает на сравнительно благоприятные условия развития процессов химического выветривания.

Таким образом, вся сумма фактов позволяет утверждать, что климат эоплейстоцена был более теплым и влажным, чем современный климат этой территории.

В самом конце эоплейстоцена климатические условия начали ухудшаться: уменьшается интенсивность ожелезнения осадков, что связано с ослаблением процессов химического выветривания. На рубеже среднего плейстоцена эти процессы совершенно затухают.

Начало среднего плейстоцена знаменуется дальнейшим нарастанием ухудшения климатических условий. Это время, еще до развития оледенения, характеризуется преимущественным размывом; в бассейне нижнего и частью среднего течения Нижней Тунгуски реки прорезали всю толщу эоплейстоценовых осадков, а в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски был создан уступ VI надпойменной террасы. В результате размыва и усиленного врезания в ряде мест реки выработали новые эпигенетические долины, а старые долины, заполненные преимущественно эоплейстоценовыми отложениями, оказались брошенными. Такие участки эпигенетических долин и участки старых долин можно наблюдать в долине Таймуры в 40—46 км от ее устья и в долине Нижней Тунгуски в районе Большого Порога. Накопления этого времени маломощны и представлены косослоистыми или волнистослоистыми сериями песчано-галечного материала.

Палеоботанические материалы, полученные из доледниковых среднеплейстоценовых отложений, показывают увеличение содержания пыльцы трав (до 55—60%) и уменьшение пыльцы древесной растительности (30%), что свидетельствует о значительном ухудшении климата по сравнению с эоплейстоценом.

В туруханское время, а может быть, и в конце эоплейстоцена северная часть Западной Сибири и Таймырская низменность были покрыты морем так называемой северной трансгрессии (Лаврова, Троицкий, 1960). Следов проникновения этой трансгрессии на территорию бассейна Нижней Тунгуски не имеется и надо думать и не могло быть, так как Сибирская платформа в то время поднималась. Северная трансгрессия, по-видимому, увлажнила климат, в результате увеличилось выпадение осадков, что в условиях понижения температур способствовало развитию оледенения.

Максимальное оледенение — первое оледенение плейстоцена — охватило огромную территорию северо-запада Сибирской платформы, в том числе и большую по площади часть бассейна Нижней Тунгуски. Как уже отмечалось, граница максимального оледенения проходила через верховья Пирды (правый приток Ейко), пересекала долину Нижней Тунгуски в 30 км ниже фактории Кислокан, долину р. Нидым в начале ее верхнего течения и долину Таймуры в ее среднем течении (см. фиг. 20). В долине нижнего течения Нижней Тунгуски остатки морен этого оледенения видны в 10—12 м над урезом воды в современном русле, а в краевой части оледенения, например в долине среднего течения Таймуры, не ниже, чем в 20—25 м над руслом реки.

Ледники максимального оледенения перекрыли сильно расчлененный рельеф. Оледенение это было сравнительно малоактивным — оно не оставило мощных морен, почти не нарушило доледниковые отложения. Оледенение такого типа могло развиваться, по-видимому, в том случае, если им была охвачена сразу большая территория или если одновременно создавалась множественность местных центров оледенений, впоследствии слившихся, что в условиях холодного, но с повышенной влажностью климата вполне вероятно. Когда ледники максимального оледенения достигли наибольшего распространения, создались своеобразные палеогеографические условия — льды перекрыли сток рек, текущих с востока и юго-востока на запад и северо-запад (Нижнюю Тунгуску, Нидым, Таймуру). Но это не привело к изменению направления течения рек — следов иной конфигурации речной сети времени максимального оледенения не имеется. Наоборот, наличие озерно-ледниковых отложений свидетельствует о том, что в долинах указанных рек образовались подпруженные льдом озерные бассейны, в которые поступали воды ставших маловодными рек и таявших льдов. Вероятно, существование озерных бассейнов было в большинстве случаев сравнительно кратковременным (судя по подсчету сезонных слоев в озерных осадках — не более 4000 лет). Затем происходил их спуск в результате распада ледникового покрова, или образования стока через ледниковое поле. В отдельных местах (например, в верховьях Учамы, Дегали и др.) озерные бассейны сохранялись длительное время в связи с образованием устойчивых подпруд из моренного материала.

Оставшаяся свободной от льда часть территории бассейна Нижней Тунгуски во время кульминации холода представляла собой преимущественно перигляциальную зону, скванную «вечной» мерзлотой. В осадках времени максимального оледенения в этой зоне встречены маломощные морозобойные трещины и криотурбационные нарушения.

Реки, частью промерзавшие до дна, с сильно сократившимся дебитом, смогли отложить в это время незначительную толщу осадков. Внеледниковая зона в это время была занята почти безлесными пространст-

вами, на большей части ее территории господствовали растительные ассоциации, напоминающие тундровые и местами лесотундровые.

Судя по результатам спорово-пыльцевых анализов, правда достаточно разрозненных и характеризующих, вероятно, не весь разрез времени максимального оледенения, в составе растительности этого времени преобладают травы, но присутствуют и березы, в том числе и *Betula nana*.

Предположительно можно считать, что большая часть времени максимального оледенения была холодной и влажной (с обилием твердых осадков). Конечно, какой-то отрезок этого времени был сухим и холодным, как об этом свидетельствуют криотурбации и морозобойные трещины в осадках, синхронных этому оледенению во внеледниковой зоне. Однако холодный и сухой отрезок был, видимо, менее продолжительным, чем холодный и влажный.

Вслед за распадом покрова максимального оледенения наступило межледниковое время — мессовско-самбургское. Промежуток между максимальным и тазовским оледенениями отмечен накоплением очень маломощных отложений озерного типа в ледниковой зоне и аллювиальных — во внеледниковой. По данным С. А. Архипова (1960), этот промежуток времени характеризовался довольно суровыми климатическими условиями, что, по С. А. Архипову, вряд ли отвечает определению «межледниковой эпохи». С другой стороны, Ю. А. Лаврушин (Лаврушин, Пермяков, Трофимов, 1960) приводит палеоботанические материалы, свидетельствующие о межледниковых условиях этого времени. Для территории бассейна Нижней Тунгуски мы не располагаем палеоботаническими данными, подтверждающими ту или иную точку зрения. Однако надо указать, что в это время в западной части бассейна Нижней Тунгуски отмечается усиление эрозии рек, прорезавших всю толщу ледниковых накоплений максимального оледенения. Если же учесть, что в последнее время для Приенисейского района накапливается все больше данных, подтверждающих межледниковую обстановку времени между максимальным и тазовским оледенением, то имеется основание считать это время межледниковым, а тазовское оледенение — самостоятельным.

Тазовское оледенение охватило значительно меньшую территорию, чем максимальное. Оно началось одновременно с расширением морской трансгрессии и проникновением холодных вод так называемого санчуговского моря глубоко в сушу по Енисейской депрессии. Судя по распространению тазовских морен, а также по положению сильно размытых конечноморенных образований, тазовское оледенение на участке между реками Тутончаны и Нимдэ доходило до долины Нижней Тунгуски, а западнее занимало области бассейнов Сухой Тунгуски, Фатьянхи и низовьев Бахты. Климатические условия этого оледенения были, вероятно, не менее суровыми, чем максимального; следы мерзлотных нарушений его видны в тех же местах, где и максимального оледенения.

После исчезновения ледников тазовского оледенения наступило казанцевское межледниковое время. В течение его реки прорезали толщу тазовских осадков, сильно углубили долины, а местами и переуглубили их. В это время наряду с размывом шла аккумуляция — были сформированы накопления IV надпойменной террасы долины Нижней Тунгуски и ее притоков.

Характер аллювия этой террасы, а также и близкое совпадение высот ее в долинах притоков и в соответствующих участках долины Нижней Тунгуски, свидетельствуют, вероятно, о том, что ее формирование происходило в условиях относительного тектонического покоя.

Именно ко времени окончания формирования накоплений IV надпойменной террасы надо относить усиление эрозионной деятельности:

вырабатывался уступ этой террасы, углублялись и местами переуглублялись долины. По-видимому, усиление эрозии следует связывать с поднятиями в области массива Путорана. Амплитуда поднятия, судя по амплитуде врезания, оценивается в долине нижнего течения Нижней Тунгуски в 70 м.

Территория бассейна Нижней Тунгуски в казанцевское время представляла собой довольно сильно расчлененную страну, покрытую темнохвойными (елово-пихтово-сосновыми) лесами. Состав растительности показывает, что климат межледниковья был даже, может быть, несколько более теплым, чем современный в этом районе. Однако деградация «вечной» мерзлоты не происходило; линзы и клинья льда, захороненные в осадках максимального и тазовского оледенений, не растаяли и, надо полагать, мощность оттаявшего деятельного слоя была сравнительно незначительной.

Зырянское оледенение, наступившее вслед за казанцевским межледниковьем, было еще меньшим, чем тазовское. Оледенению предшествовал этап поднятия в области массива Путорана; в долине Нижней Тунгуски в нижнем течении амплитуда поднятия достигла 70 м. Зырянские ледники покрыли сплошным покровом область массива Путорана и его периферию вплоть до линии оз. Онека — оз. Бильчаны. Перед фронтом ледника располагались местные ледниковые центры — горы Хогды-Хихо, Вивинские, Таймурские, ряд участков в бассейне среднего течения Кочечумо и др. Оледенение развилось в условиях сильно расчлененного рельефа. Отдельные участки долин, как уже указывалось, были еще ранее переуглублены, а во время оледенения в некоторых из них накопились озерно-ледниковые отложения. Эти последние являлись осадками озер, подпруженных языками ледников, сползавших из местных центров оледенения и от фронта основного покрова и местами перегородивших долины.

Во внеледниковой зоне во время этого оледенения отлагались аллювиальные накопления сравнительно тонких фракций. Такими отложениями сложены накопления III надпойменной террасы в верхнем и среднем течении Нижней Тунгуски. Характер аллювиального материала показывает, что он был отложен маловодными, медленно текущими водотоками.

Время зырянского оледенения характеризуется резко континентальными климатическими условиями, более континентальными, чем это было во время предшествующих оледенений. Во время кульминации холода в полосе, примыкающей к зоне оледенения, был распространен тундровый и «тундро-степной» тип растительности, преобладали ксерофиты — полынь, лебедовые, а среди споровых — арктические виды плаунов.

Отложения времени зырянского оледенения, как показывают спорово-пыльцевые данные и наличие следов воздействия «вечной» мерзлоты, формировались большей частью в условиях сурового климата — низких температур и сухости. Только в меньшей части разреза отражено некоторое улучшение климата — в спорово-пыльцевых спектрах появляется пыльца древесной растительности, исчезают явственные следы криогенных нарушений.

Перигляциальная зона этого оледенения, судя по следам морозобойных трещин и другим четким остаткам криогенных нарушений, была не меньшей, чем во время максимального и тазовского оледенений.

После стаивания зырянских ледников произошло значительное улучшение климатических условий. Нарастающее потепление фиксируется еще в средней части накоплений III надпойменной террасы в бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски и в низах II террасы в бассейне ее среднего и верхнего течения. Наиболее оптимальные кли-

матические условия в бассейне среднего и верхнего течения Нижней Тунгуски возникли, однако, во время формирования аллювия II надпойменной террасы.

По спорово-пыльцевым данным, остаткам семян и древесины, наличию погребенных почв и торфяников можно видеть, что в это время создались определенно межледниковые условия. Наряду с этим к этому же отрезку времени приурочена так называемая каргинская трансгрессия моря на севере Западной Сибири, а в бассейне Нижней Тунгуски — усиленное врезание рек.

В бассейне Нижней Тунгуски в это время росли леса типа светлохвойной тайги с лиственницей, сосной, елью, березой, ольхой. Судя по составу растительности, это межледниковье было несколько более холодным, чем дозырянское межледниковье, но не более холодным, чем современные условия этой территории.

Верхние части отложений III террасы в нижнем течении Нижней Тунгуски и II террасы в ее верхнем течении разбиты морозобойными клиньями. Эти клинья образованы уже во время сартанского оледенения, когда завершилось формирование накоплений этих террас или после его завершения.

Сартанское оледенение, наименьшее по площади оледенение плейстоцена, охватило самую центральную часть массива Путорана. Это было полупокровное или даже горно-долинное оледенение, следы которого (особенно краевые образования) хорошо выражены в современном рельефе. В бассейне Нижней Тунгуски оледенение охватило только самые верховья крупных правых притоков долины Нижней Тунгуски — Северной, Тутончаны, Виви, Тембенчи, Кочечумо.

В долине Нижней Тунгуски, в ее западной части, в сартанское время сформировались отложения II надпойменной террасы, а далее, в восточной части — I надпойменной террасы. Сартанский аллювий в долине Нижней Тунгуски сложен значительно менее грубым материалом, чем аллювий голоцена, что связано, видимо, с уменьшением переносимой силы реки.

Время сартанского оледенения характеризуется резко континентальным климатом. Мощные псевдоморфозы по ледяным жилам видны в 300 км от края ледника, а маломощные морозобойные трещины — почти в 700 км от его края.

По спорово-пыльцевым данным выявляется, что в приледниковой полосе существовали безлесные пространства со скудной травяной растительностью, преимущественно ксерофитной; встречаются арктические виды плаунов. В восточной части рассматриваемой территории спорово-пыльцевые спектры показывают наличие ландшафтов тундры и, может быть, лесотундрового типа.

Верхние части отложений сартанского оледенения образовались в самом конце оледенения. В это время лесотундровая растительность продвинулась на север и северо-запад и распространилась в бассейне Кочечумо.

На грани плейстоцена и голоцена произошло врезание рек, в результате которого образован уступ I надпойменной террасы. В голоцене формируются накопления террас пойменного комплекса, а также современный аллювий русел и кос.

В голоцене, судя по результатам спорово-пыльцевых анализов, формируются современные нам растительные ассоциации. Однако процесс такого формирования протекал на фоне довольно резких климатических колебаний, что фиксируется, например, наличием двух периодов максимумов ели, разделенных фазой более холодоустойчивой растительности.

В начале голоцена территория бассейна Нижней Тунгуски начинает заселяться неолитическим человеком. Следы его стоянок с очагами,

кремневыми орудиями, керамикой довольно многочисленны в долине верхнего течения Нижней Тунгуски, но встречаются и в ее среднем течении. Стоянки приурочены к верхним горизонтам пойменной террасы, примерно на глубине 50—70 см от ее поверхности. Вероятно, это были временные, сезонные становища, покидавшиеся человеком во время паводков. Отдельные находки неолитических орудий и инвентаря встречаются и на поверхности более высоких надпойменных террас; там они приурочены к почвенному горизонту и скорее всего к его нижней части.

Таким образом, четвертичное время на исследованной территории довольно четко разделяется на три временных отрезка: нижний (эоплейстоцен) — теплый, со следами химического выветривания и охристой окраской отложений; средний (ледниковое время — средний и верхний плейстоцен) — с осадками преимущественно серого цвета и широким участием в серии накоплений ледниковых и сопутствующих им образований; наконец, верхний отрезок (послеледниковый, голоцен) — время, когда формируется современная нам физико-географическая обстановка и эта территория начинает осваиваться неолитическим человеком.

---

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

В последнее десятилетие для ряда крупных территорий Сибирской платформы разработаны стратиграфические схемы четвертичных отложений, построенные на биостратиграфической основе. В этом отношении с наибольшей полнотой обоснованы схемы Э. И. Равского (1959, 1960) для бассейна среднего и верхнего течения Ангары, М. Н. Алексеева (1958, 1961) и Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957, 1961) для восточной части Сибирской платформы (среднее и нижнее течение Вилюя и среднее и нижнее течение Лены) и В. Ю. Малиновского (1953, 1957) для бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски.

Значительный интерес представляют схемы стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея. Для последней крупные исследования выполнены в 1958—1961 гг. В. В. Фениксовой, Л. А. Рогозиным и С. П. Горшковым в долине Енисея от г. Красноярска до устья р. Большой Пит, В. А. Зубаковым (1958) в долине среднего и нижнего течения Енисея и С. А. Архиповым (1960) в среднем и нижнем течении Енисея.

Для территории Арктики, включая сюда и северную часть Сибирской платформы, схема стратиграфии четвертичных отложений разработана коллективом геологов НИИГА под руководством В. Н. Сакса и С. А. Стрелкова (Стрелков и др., 1959). Здесь нет необходимости останавливаться на всех указанных схемах, тем более, что материалы некоторых из них (например, В. Н. Сакса, С. А. Стрелкова, В. Ю. Малиновского) были широко использованы в настоящей работе. Краткое изложение основных положений схем стратиграфии четвертичных отложений требуется нам для того, чтобы не только сопоставить и сравнить схему стратиграфии территории бассейна Нижней Тунгуски со схемами территорий других районов, но и для выявления главных критериев, положенных в основу синхронизации событий ледниковой и внеледниковой зон. С этой точки зрения наибольший интерес представляют схемы, составленные для внеледниковых районов долин Енисея, Средней Ангары, Вилюя, Лены.

Наряду с этим необходимо сравнить между собой схемы стратиграфии четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски и долины Енисея в пределах ледниковой зоны с тем, чтобы увязать события геологической истории четвертичного периода этих двух территорий. Такая увязка особенно важна еще и потому, что обе эти территории принадлежат к единому бассейну, но располагаются в различных геоструктурных областях, развитие которых в течение четвертичного периода существенно различно.

## ДОЛИНА ЕНИСЕЯ ОТ УСТЬЯ БАХТЫ ДО УСТЬЯ ТУРУХАНА

Схема стратиграфии четвертичных отложений указанного района наиболее полно разработана С. А. Архиповым (Архипов, 1959<sup>1, 2</sup>, 1960; Архипов, Коренева, Лаврушин, 1960). Он весьма подробно освещает стратиграфию плейстоцена и голоцена и схематично описывает отложения эоплейстоцена. Последние представлены грубым песчано-галечниковым материалом однообразного состава, залегающим в глубоких древних эрозионно-тектонических депрессиях. В пределах Енисейской депрессии эти накопления вскрываются скважинами и имеют мощность от 10—11 до 30 м. Существенно, что С. А. Архипов, так же как и мы, считает возможным связывать начало четвертичного периода с эпохой «энергичной тектонической активности» и весьма интенсивным размывом.

Плейстоценовые отложения описываемого участка долины Енисей С. А. Архипов подразделяет на три яруса: нижний, средний и верхний. Нижний, нерасчлененный ярус плейстоцена представлен пачкой глинисто-суглинистых пород, выполняющих приенисейский каньон-грабен. По С. А. Архипову, они «имеют примерно одинаковое площадное распространение и условия залегания с подстилающими эоплейстоценовыми породами» (Архипов 1960).

В сторону Средне-Сибирского плоскогорья эти отложения частично замещаются косо- и диагональнослоистыми аллювиальными гравийно-мелкогалечными отложениями мощностью 10—15 м. По данным спорово-пыльцевых анализов, отложения нижнего яруса плейстоцена накапливались в условиях ухудшения климата (наблюдается постепенное исчезновение лесной растительности).

В среднем ярусе плейстоцена С. А. Архипов выделяет четыре горизонта: туруханский, самаровский, мессовско-самбургский и тазовско-санчуговский. К туруханскому горизонту им отнесены песчаные и песчано-галечные отложения мощностью 10—20 м, встреченные в ряде скважин в центральной части Енисейской депрессии, а также выходящие в основании Бахтинского яра. Следует отметить, что выделение пачки отложений нижней части разреза Бахтинского яра в туруханский горизонт плейстоцена основано, видимо, на недоразумении. Эта часть разреза сложена типично эоплейстоценовыми аллювиальными отложениями: они ожелезнены, содержат много стойких к выветриванию пород. В них был найден рог *Alces latifrons* — фауны, характерной для эоплейстоцена. Что касается осадков, обнаруженных в скважинах, то они действительно залегают над отложениями нижнего яруса плейстоцена и отличаются от последних песчаным составом. Если часть нерасчлененных накоплений нижнего яруса плейстоцена С. А. Архипов относит предположительно к лагунным отложениям, то эти осадки он считает прибрежно-морскими. Все это вызывает сомнение. По-видимому, эти отложения следует рассматривать как единую пачку нижнеплейстоценовых досамаровских отложений лагунного и прибрежно-морского генезиса.

Отложения самаровского горизонта на большей части территории Енисейской депрессии залегают ниже уровня рек. Генетически они представлены здесь моренными и озерно-ледниковыми образованиями. Морена состоит из суглинков и супесей буровато-серых тонов с большим количеством разноокатанного несортированного обломочного материала. Порода обладает щебневато-ореховатой отдельностью. В обломочном материале преобладают траппы. Мощность самаровской морены в среднем составляет 25—35 м. Озерно-ледниковые отложения этого горизонта описаны С. А. Архиповым только в южной части райо-

на. В Бахтинском яру, например, морена вверх по разрезу постепенно сменяется «ленточными» глинами озерно-ледникового генезиса, мощностью 3,5 м. С. А. Архипов отмечает, что, по данным Е. В. Кореневой, эти глины Бахтинского яра имеют спорово-пыльцевые спектры тундрового типа с преобладанием *Betula nana* и трав.

Мессовско-самбургский горизонт имеет узко локальное распространение. На севере (северные широты с Туруханска) Енисейской депрессии отложения этого горизонта представлены морскими фациями (пески, супеси, суглинки, глины, содержащие фауну бореальных моллюсков), а в южной половине депрессии — аллювиальными (преимущественно пески с косой и волнисто-горизонтальной слоистостью). Из аллювиальных отложений собрана фауна пресноводных моллюсков. По данным Е. В. Кореневой (Архипов, 1960), спорово-пыльцевые анализы образцов из этих отложений показывают наличие спектров тундрового и лесотундрового типа. Однако, судя по описанию и приводимой спорово-пыльцевой диаграмме, это кажется сомнительным. Из диаграммы явствует, что в пяти из девяти образцов преобладает пыльца древесных пород (не менее 50%), среди которых больше всего пыльцы березы и ольхи; до 5% содержится хвойных — ели, сосны. В четырех образцах доминирует пыльца недревесных растений (в среднем около 70%), главным образом разнотравья, полины, лебедовых, злаков, вересковых. Довольно много кустарниковой березы — 15—20%. Вряд ли можно считать такие спорово-пыльцевые спектры лесотундровыми и тем более тундровыми. Тем не менее С. А. Архипов все же считает отложения мессовско-самбургского горизонта межстадиальными, а не межледниковыми.

Тазовско-санчуговский горизонт в пределах Енисейской депрессии представлен марино-гляциальными, прибрежно-морскими, дельтовыми, аллювиальными, а также флювиогляциальными отложениями. Эта сложно построенная толща связана постепенным переходом с морскими мессовско-самбургскими отложениями. Выделенные С. А. Архиповым марино-гляциальные отложения тазовско-санчуговского горизонта существенно отличаются от самаровской морены линзовидной слоистостью и иным литологическим составом — наблюдаются то песчано-супесчаные породы с гравием, галькой и мелкими валунами, то глинистые, иловатые породы. Содержание кластического материала в породе не превышает 25—30% от общего объема. В марино-гляциальных слоях содержится фауна морских моллюсков высокоарктического, арктического и аркто-бореального вида, характерных для бассейнов с низкой температурой воды и сравнительно большими глубинами. С. А. Архипов считает, что марино-гляциальные отложения связаны постепенным переходом с субэаральной тазовской мореной на периферии Енисейской депрессии и преимущественно морскими отложениями в северной части этой депрессии. В западной части Средне-Сибирского плоскогорья тазовская морена сливается, по мнению С. А. Архипова, с самаровской мореной в единую моренную толщу.

Прибрежно-морские, дельтовые и аллювиальные отложения тазовско-санчуговского горизонта фациально замещают друг друга по направлению с севера на юг. В южной части Енисейской депрессии это преимущественно песчаный волнисто-слоистый аллювий IV надпойменной террасы Енисея; севернее они замещаются песками со слоистостью дельтового типа и песчано-гравийными прибрежно-морскими осадками, содержащими фауну мелководных морских моллюсков.

Флювиогляциальные отложения этого горизонта в пределах Енисейской депрессии достаточно ограниченно распространены. В западной части депрессии они образуют песчаные и галечные накопления в ложбинах стока.

По данным спорово-пыльцевых анализов, произведенных из мариногляциальных отложений, устанавливается, что в тазовско-санчуговское время господствовали суровые климатические условия. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца кустарников и травянистых растений. Основное значение имеет пыльца кустарниковой березы (*Betula nana*), составляющая 25—55% от суммы всех зерен, а также пыльца травянистых растений, среди которой доминируют злаки. Среди спор преобладают плаунок *Selaginella selaginoides* L., арктические виды плаунов, зеленые и сфагновые мхи (Архипов, 1960). Но в период формирования IV надпойменной террасы Енисея, как показывают результаты спорово-пыльцевых анализов, «рассматриваемая территория начала осваиваться древесной растительностью».

В заключение обзора среднеплейстоценовых отложений С. А. Архипов рассматривает нерасчлененные моренные накопления Енисейско-Нижнегунгусского междуречья. Здесь он отмечает наличие в единой моренной толще прослоев глин, песков, супесей, расчленяющих толщу на два горизонта, и допускает, что хронологически эти прослои можно рассматривать в качестве аналогов интерстадиальных мессовско-самбургских отложений, развитых в области Енисейской депрессии.

В верхний ярус плейстоцена С. А. Архипов включает казанцевский, зырянский и поздне-последледниковый горизонты.

К казанцевскому горизонту относятся аллювиальные, озерные (эстуариевые) и морские отложения, залегающие с разрывом на тазовско-санчуговских породах. Наибольшее распространение имеют аллювиальные отложения, слагающие III надпойменную террасу Енисея. В основании аллювиальной толщи залегают галечники (1,5—2 м), над ними — 10—15 м горизонтально- и косослоистых песков, перекрытых сверху маломощными (1—1,5 м) покровными суглинками. С. А. Архипов считает, что синхронные осадки в долине низовьев Нижней Тунгуски слагают 60—70-метровую террасу. К северу маломощные осадки замещаются сперва озерно-аллювиальными, затем эстуариевыми и морскими отложениями. Эти последние представлены суглинками, глинами и песками.

Как данные спорово-пыльцевых анализов, так и состав фауны морских моллюсков указывают на значительное потепление климата. С. А. Архипов отмечает, что во время отложения озерных и эстуариевых осадков в районе была распространена елово-пихто-кедровая темнохвойная тайга.

Зырянский горизонт объединяет гляциальный комплекс зырянских отложений и перигляциальные осадки. Зырянская морена представляет собой сильно валунистую супесь грязно-бурого цвета, рыхлую, несортированную. Наблюдается повышенное содержание валунов карбонатных пород. В пределах Енисейской депрессии к югу от широты устья Нижней Тунгуски распространен комплекс перигляциальных осадков зырянского горизонта, главным образом озерно-аллювиальные отложения подпруженного зырянским ледником водоема. Это пески и глины мощностью около 20 м.

Спорово-пыльцевые спектры этих отложений показывают преобладание пыльцы кустарников и травянистых растений (от 49 до 92%). С. А. Архипов отмечает, что во время зырянского оледенения в перигляциальной зоне были развиты весьма своеобразные безлесные ландшафты с обилием в растительном покрове полыней, лебедовых и кустарниковых берез, не имеющих аналогов в современной растительности. Весьма существенно, что он тоже обратил внимание на наличие ксерофитизации растительного покрова в это время, «...что доказывается преобладанием представителей семейства *Chenopodiaceae*, рода *Artemisia*» (Архипов, 1960).

С комплексом позднезырянских отложений связаны находки фауны *Mammuthus primigenius* (Blum), *Rangifer tarandus* L., *Ovibos* sp., обнаруженных по рекам Турухану и Верхней Банхе.

К поздне-последнедевическим образованиям С. А. Архипов относит отложения II (каргинской) и I (сартанской) надпойменных террас Енисея.

Аллювиальные накопления II надпойменной террасы вложены в толщу осадков III надпойменной террасы. Эти накопления мощностью 15—25 м сложены в основании маломощным гравийно-галечниковым материалом, который перекрыт 10—20-метровой пачкой песков, преимущественно диагональнослоистых, на которых, в свою очередь, лежат супеси и суглинки мощностью до 3—4 м, относящиеся к пойменным образованиям.

По данным спорово-пыльцевых анализов, в низах аллювиальной свиты еще доминирует пыльца растений, характерных для открытых ландшафтов; выше по разрезу увеличивается содержание древесных пород (до 50—65%), в том числе березы и ели. Однако по результатам определения семенной флоры из осадков старичных фаций в верхней части песчаной пачки видно, что эта часть разреза сформировалась в сравнительно холодных климатических условиях, близких к перигляциальным.

Из отложений этой террасы С. А. Архипов и В. Н. Сакс в низовьях Енисея и в районе селений Туруханска и Верхне-Имбатского извлекли кости мамонта, северного оленя, овцебыка, лошади.

Хотя С. А. Архипов относит время формирования накоплений II надпойменной террасы к каргинскому интерстадиальному времени, но из его же материалов видно, что здесь, вероятно, отражены три климатические фазы: нижняя и верхняя часть отложений формировались в холодных условиях, средняя часть — в более теплых. Такое строение напоминает строение отложений III надпойменной террасы ледниковой зоны Нижней Тунгуски (см. гл. IV), где каргинские отложения заключены между сартанскими и зырянскими накоплениями.

Следует отметить, что С. А. Архипов сопоставляет со II надпойменной террасой Енисея 40-метровую террасу Нижней Тунгуски. Эта терраса является III надпойменной в долине Нижней Тунгуски (в пределах ледниковой зоны), формирование ее накоплений протекало тоже в течение тех же трех климатических фаз и из ее отложений собран тот же комплекс млекопитающих.

Аллювиальная свита I надпойменной террасы Енисея прислонена к отложениям II надпойменной террасы. Состав и мощность этой свиты различен на правом и левом берегу Енисея. На левом берегу он мощнее и представлен более тонкими фракциями, чем на правом берегу. На этом последнем видно и значительно более высокое положение подошвы аллювиальной свиты по сравнению с левым берегом. По мнению С. А. Архипова, это обстоятельство указывает на неравномерные тектонические поднятия берегов Енисея.

Отложения террасы слабо пыльценосны, однако среди растительных остатков наблюдается повышенное содержание полыни и лебедовых, что обусловлено, как замечает С. А. Архипов, усилением сухости воздуха. Время формирования накоплений террасы он относит к сартанской стадии зырянского оледенения.

Если по высоте I надпойменная терраса Енисея соответствует I надпойменной террасе Нижней Тунгуски, то в возрастном отношении они разновременны. В долине Нижней Тунгуски во время сартанского оледенения была сформирована II надпойменная терраса и, возможно, нижние горизонты I надпойменной террасы. Надо полагать поэтому, что во время формирования I надпойменной террасы Енисея, в преде-

лах Сибирской платформы в долине Нижней Тунгуски были сформированы две террасы — I и II надпойменные. Возможно, указанное обстоятельство обусловлено особенностями тектонических проявлений этого времени в западной части Сибирской платформы.

Голоценовые отложения представлены преимущественно аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Аллювиальные образования (песчаные, песчано-галечные, илисто-глинистые и т. п.) слагают пойменную террасу и выстилают русло Енисея. Озерно-болотные отложения приурочены к озерным котловинам, возникшим еще во время таяния зырянского ледника. Эти отложения — илы или глины — перекрыты голоценовыми торфяниками. Спорово-пыльцевые диаграммы этих торфяников показывают наличие двух максимумов ели, разделенных максимумом древесной березы. Верхние части торфяников отражают начало современного похолодания климата.

Таковы основные черты строения толщи четвертичных отложений Енисейской депрессии. В целом данные С. А. Архипова хорошо согласуются с приведенными выше материалами по стратиграфии четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски, в особенности ее ледниковой зоны. Некоторые различия, которые все же имеют место, объясняются прежде всего тем, что эти территории располагаются в различных структурно-тектонических зонах, развитие тектонических движений в которых на протяжении четвертичного периода было далеко не сходным. Для Енисейской депрессии этот период характеризуется преимущественно прогибаниями, а в области Сибирской платформы происходили прерывистые поднятия. Кроме того, в область Енисейской депрессии периодически проникало море в результате трансгрессий, оставивших мощные толщи морских, прибрежно-морских и лагунных отложений. В пределах же Сибирской платформы нет никаких следов морских отложений.

Характерно, что основные этапы размыва, усиления эрозионной деятельности, предопределенные, видимо, тектоническими причинами, фиксируются как в пределах Енисейской депрессии, так и на Сибирской платформе в одни и те же временные отрезки — в начале четвертичного периода, в предсамаровское (предмаксимальное) время, в предзырянское и предсартанское время.

Интересно отметить, что ряд палеогеографических явлений трактуется С. А. Архиповым так же, как и нами. Например С. А. Архипов, рассматривая спорово-пыльцевые анализы верхнеплейстоценовых отложений, приходит к выводу о ксерофитизации растительности во время зырянского и сартанского оледенений; весьма сходной как у С. А. Архипова, так и у нас оказывается картина развития растительности в голоцене, и т. п.

Данные сопоставления схемы стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской Сибири, разработанной С. А. Архиповым, со схемой, предлагаемой нами для бассейна Нижней Тунгуски, приведены в табл. 14.

#### ДОЛИНА ЕНИСЕЯ ОТ КРАСНОЯРСКА ДО УСТЬЯ БОЛЬШОГО ПИТА

Как было указано, разработка схемы стратиграфии четвертичных отложений для этого участка долины Енисея была осуществлена В. В. Фениксовой, Л. А. Рагозиным и С. П. Горшковым (Фениксова, 1960; Фениксова и Дуброво, 1959; Горшков, 1960, 1961, 1962; Рагозин, 1960).

Эти исследователи в долине Енисея выделяют 11 надпойменных террас с высотами до 220 м над современным руслом реки. Аллюви-

альные отложения террас в возрастном отношении разделены на четыре группы: 1) нерасчлененные неогеновые и нижнеплейстоценовые отложения, 2) среднеплейстоценовые, 3) верхнеплейстоценовые и 4) голоценовые отложения.

К нерасчлененным неогеновым и нижнеплейстоценовым отложениям относятся накопления XI, X, IX, VIII и VII надпойменных террас. Для двух первых из них условно принят неогеновый возраст, IX терраса является переходной — плиоценово-нижнечетвертичной, а VIII и VII террасы — нижнечетвертичными. Отложения XI и X террас ожелезнены, галечный материал сильно разрушен в результате выветривания (кроме галек кварца и кремня), местами встречаются прослой гравелитов с глинисто-каолиновым цементом. Также ожелезнены и частью выветрены отложения IX террасы; однако в них найдена фауна (*Elephas* sp. и *Rhinoceros* sp.) плохой сохранности, свидетельствующая о том, что возраст аллювия террасы не может быть древнее верхнего плиоцена (Фениксова, 1960).

Досреднеплейстоценовыми отложениями также являются ожелезненные накопления VIII надпойменной террасы высотой 100—120 м и, вероятно, нижняя часть накоплений VII надпойменной террасы высотой 70—80 м. В отложениях этой последней, на границе нижних аллювиальных песков и верхнего покровного суглинисто-супесчаного комплекса собрана фауна *Coelodonta antiquitatis* (Blum), *Elephas* sp., *Bos* sp., что указывает по крайней мере на среднеплейстоценовый возраст верхней части этого разреза.

Аккумулятивные накопления VI (высотой 60—65 м) и V (высотой 30—45 м) надпойменных террас названные исследователи относят к среднему плейстоцену (так же как и верхние части разреза VII надпойменной террасы). Здесь значительный интерес представляет разрез VI террасы, описанный В. В. Фениксовой против с. Атаманово. Приведем это описание.

		Мощность, м
Q <sub>4</sub>	1. Почва . . . . .	1,7
dlQ <sub>4</sub>	2. Песок тонкозернистый, кварцевый, серовато-желтый, с тонкими прослоями суглинка. В кровле песка — карманы и клинья, в которые проникает современная почва. Граница с нижележащим горизонтом неровная, с карманами . . . . .	2,5
Q <sub>3</sub> <sup>1-2</sup>	3. Погребенная почва — суглинок темно-коричневый (гумусовый горизонт) с известковыми журавчиками и красновато-коричневый тяжелый суглинок, сильно карбонатизированный, с подтеками окислов железа (иллювиальный горизонт) . . . . .	1,3—2,0
Q <sub>3</sub> <sup>1-2</sup>	4. Тонкозернистый кварцевый песок от светло-коричневого до красновато-коричневого цвета . . . . .	около 3,0
Q <sub>3</sub> <sup>1-2</sup>	5. Погребенная почва с карбонатным серым суглинком (гумусовый горизонт) и красно-бурым тонкозернистым глинистым песком, неравномерно сцементированным окислами железа (иллювиальный горизонт) . . . . .	2,0
Q <sub>2</sub> <sup>3-4</sup>	6. Глинистые пески, кварцево-полевошпатовые мелко- и среднезернистые, горизонтально- и волнистослоистые. В песках содержится рассеянная галька, линзочки гравелистого песка и редкие угловатоокатанные валуны. В средней части этого слоя собрана фауна мелких гастропод: <i>Succinea oblonga</i> Drap., <i>Vallonia tenuilabris</i> Al. Braun., <i>Columella edentulata</i> Drap., <i>Pupilla maseorum</i> Mill. В песках обнаружены отдельные зерна пыльцы <i>Betula</i> (секц. <i>Albae</i> ) . . . . .	6—7
Q <sub>2</sub> <sup>3-4</sup>	7. Пески желтовато-коричневые, мелко- и тонкозернистые, полимиктовые, косослоистые, с линзами гравия и галечника в нижней части слоя. Залегают они на размытой поверхности нижележащего слоя . . . . .	3,0
Q <sub>2</sub> <sup>2</sup>	8. Пачка переслаивающихся а) ржаво-желтых тонкослоистых суглинков мощностью от 0,6 до 0,25 м, б) разнозернистых гравелистых желтовато-серых косослоистых песков с линзоч-	

	ками гравия и мелкой гальки мощностью от 0,13 до 0,3 м, в) зеленовато-серых слабокарбонатных и железистых суглинков, макроскопически очень сходных с суглинками почвенного слоя. Мощность прослоев от 0,06 до 0,12 м. Границы пачки несут следы размыва. Здесь обнаружены единичные зерна <i>Betula</i> (секц. <i>Albae</i> ), <i>Alnus</i> sp. и травянистые растения . . . . .	2,0
Q <sub>2</sub> <sup>a</sup>	9. Суглинки голубовато-серые (сизые), пылеватые, с груболеночной слоистостью. Они залегают на размытой поверхности гранитного цоколя высотой 35—40 м над урезом воды Енисея. В суглинках встречены единичные зерна <i>Betula</i> плохой сохранности (вероятно секц. <i>Nanae</i> ) . . . . .	0—7,0

Из этого обнажения вымыты гидромонитором кости *Mammuthus primigenius* Blum, *Cervus elapus* L., *Rhinoceros antiquitatis* (Blum), *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L., *Bison* sp.

В соседнем обнажении два нижние слоя выпадают и слой 7 лежит непосредственно на коренных породах. Здесь обнаружены кости карликовой формы *Mammuthus primigenius*, ранней формы *Mammuthus primigenius*, *Equus hemionus* Pall., *Rhinoceros antiquitatis* (Blum), *Ovis ammon* L., *Cervus elapus* L., *Bison priscus deminutus* Grom. (определения И. А. Дуброво).

В. В. Фениксова и И. А. Дуброво считают, что слои 6 и 7, имеющие аллювиально-флювиогляциальное происхождение, относятся ко второй половине среднего плейстоцена и им принадлежит фауна мамонта раннего типа, шерстистого носорога и короткорогого бизона. Остальная верхнеплейстоценовая фауна, по их мнению, вымыта из горизонта 4, который имеет эолово-водный генезис.

Приведенному разрезу можно дать иное толкование. Так, по генезису здесь выделяются три типа образований: горизонт 9 — озерный, горизонты 8 и 7 — аллювиальные и все верхние горизонты — покровные образования. Озерные отложения скорее всего накоплены во время максимального оледенения, когда сток реки на север преграждался льдами. Не противоречит этому и присутствие в данном горизонте пыльцы *Betula* секц. *Nanae*. Горизонт 8, вероятно, отвечает времени окончания оледенения, когда воды озерного бассейна получили сток. Горизонт 7 — нормально аллювиальные отложения также межледникового времени, следующего за максимальным оледенением. Что касается горизонта 6, то вряд ли его можно считать аллювиально-флювиогляциальным. По-видимому, данный горизонт представляет собой делювиально-солифлюкционное образование. В этом случае закономерно присутствие в нем наземных моллюсков и объяснима глинистость и наличие слоистости солифлюкционного типа. Может быть, эти образования следует отнести ко времени тазовского (?) оледенения. Тогда погребенные почвы, видимо, будут отвечать соответственно межледниковьям тазовско-зырянскому и зырянско-сартанскому, а эолово-водные накопления 4 горизонта (по-видимому, просто эоловые) — времени зырянского оледенения. К сожалению, описание погребенных почв явно недостаточно; однако заметно некоторое различие их — нижняя погребенная почва напоминает почву серых лесных земель, а верхняя — профиль черноземной (?) почвы. Находки фауны не противоречат нашему толкованию этого разреза. Мнение В. В. Фениксовой и И. А. Дуброво о положении остатков фауны в разрезе не вызывает сомнения и является, видимо, единственно правильным.

Разрез V надпойменной террасы (высотой 30—45 м) сложен галечниками (мощностью 15—18 м), над которыми залегают суглинки и супеси (мощностью 10—12 м). В кровле последних видна погребенная

почва, а над ней палевые лёссовидные пылеватые суглинки со столбчатой отдельностью (мощностью 5—10 м). В лёссовидных суглинках встречена фауна наземных и пресноводных моллюсков, а также кости *Elephas* sp., *Bos (primigenius?)*, *Rhinoceros* sp., *Cervus* sp. (сборы Е. В. Близняк), *Rangifer tarandus* L., *Equus* sp., *Vulpes* sp., *Lepus* sp., *Aves* sp. (сборы В. И. Громова). Кроме того, в надгалечных горизонтах в разных местах найдены кости *Cervus elaphus* L., *Equus caballus* L. В. В. Фениксова считает, что накопления нижнего горизонта аллювия происходили во время тазовского оледенения, т. е. в конце среднего плейстоцена, а в следующий межледниковый век сформировался верхний горизонт аллювия террасы. Судя по фаунистической характеристике, отнесение верхней части разреза террасы к началу верхнего плейстоцена справедливо, но тазовский возраст нижней части разреза пока еще мало обоснован.

Все более низкие надпойменные террасы — IV, III, II, I (20—30, 15—18, 11—12 и 8—9 м) относятся В. В. Фениксовой к верхнему плейстоцену.

Аллювий IV террасы представлен галечниками и песками; в районе села Атаманово в галечниках найдены кости *Equus caballus* L., *Mammuthus primigenius* Blum., а в песках — фауна наземных и пресноводных моллюсков. В. В. Фениксова и И. А. Дуброво определяют возраст этой террасы на основании фаунистических находок как вторую половину верхнего плейстоцена.

Накопления III надпойменной террасы имеют четкое двучленное строение: внизу — обычно хорошо окатанные галечники (10—12 м), вверху — мелкозернистые пески. Из этих отложений собраны кости *Mammuthus primigenius* Blum., *Equus caballus* L., *Cervus* sp. В. В. Фениксова (1960) считает, что возраст накоплений определяется фауной как вторая половина верхнего плейстоцена, «возможно в конце каргинского и начале сартанского ледникового века». Однако В. И. Громов, изучавший эту террасу в районе Красноярска (Афонтова гора II) и детально исследовавший палеолитическую стоянку в покровных лёссовидных образованиях, указывает, что в культурно-хронологическом отношении стоянка относится к группе мадленских стоянок. Таким образом, аллювиальные галечные накопления III террасы, сформировавшиеся еще до появления здесь человека, являются более древними, чем вторая половина верхнего плейстоцена.

В связи с изложенным возникает сомнение в правильности датировки возраста IV террасы. Она, следовательно, должна быть более древней и датироваться скорее всего первой половиной верхнего плейстоцена. Возможно, накопления IV и III террас надо связывать со временем зырянского оледенения. Подтверждением этого служат также псевдоморфозы по ледяным жилам, которые обнаружил С. П. Горшков (устное сообщение) в отложениях террас этой высоты в районе Красноярска.

Аллювий II террасы представлен косослоистыми галечниками (10—12 м), над которыми залегают тонкозернистые пески (2—3 м); последние, в свою очередь, перекрыты суглинками или супесями (3—4 м). Терраса эта приклонена к III террасе. Возраст этой террасы определяется как конец верхнего плейстоцена (Громов, 1948).

Накопления I террасы, целиком аккумулятивной, довольно широко распространены. Из них собрана многочисленная фауна наземных и пресноводных моллюсков. Возраст накоплений, по В. В. Фениксовой, определяется концом верхнего плейстоцена — началом голоцена.

К собственно голоценовым накоплениям в этой части долины Енисея отнесены отложения высокой и низкой пойм (с высотами соответственно 5—6 и 3—4 м). Мощность этих накоплений 18—25 м. Поймен-

ные отложения имеют четкое двучленное строение — песчано-галечно-гравийные внизу и пески с линзами суглинков и торфяников сверху. Часто в кровле песков видна погребенная почва или прослой гумуса.

Если сопоставить приведенную схему подразделения четвертичных отложений долины Енисея на участке Красноярск — устье Большого Пига со схемой, которая разработана нами для бассейна Нижней Тунгуски, то видно их близкое сходство. К сожалению, для этой части долины Енисея не установлено положение нижней границы четвертичной системы, а также нет четких границ между ее отделами. Тем не менее по литологическим особенностям, палеонтологическим данным и геоморфологическому положению разновозрастные комплексы накоплений Енисейской долины и бассейна Нижней Тунгуски параллелизуются достаточно четко. Такое сопоставление приводится нами в табл. 14.

### ДОЛИНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ АНГАРЫ

Для территории средней Ангары разработан ряд схем стратиграфии четвертичных отложений. Эти схемы изложены в отчетах автора за 1950 и 1951 гг., в работах С. С. Воскресенского (1957, 1959), М. П. Гричук (1959), Н. И. Соколова (1957). Однако наиболее полно и убедительно схема стратиграфии четвертичных отложений средней и верхней Ангары разработана Э. И. Равским (1959, 1960, 1961; Равский и Алексеев, 1960).

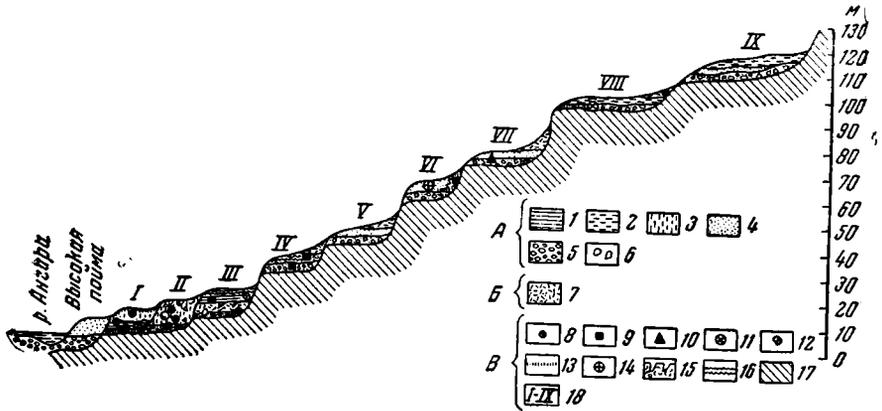
По Э. И. Равскому (1960) четвертичные образования четко подразделяются на три комплекса отложений, занимающих разное положение в рельефе и охарактеризованных каждый своим собственным составом фауны и флоры. Придерживаясь терминологии В. И. Громова, этим трем разновозрастным комплексам отложений, представляющим по своему таксономическому значению отделы, Э. И. Равский присваивает наименования эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен.

В долине средней Ангары Э. И. Равским выделено девять надпойменных террас, располагающихся на высотах от 10—12 до 110—120 м (фиг. 72). Все девять уровней террас хорошо выражены в рельефе, но каждый из этих уровней отличается спецификой морфологических признаков, строением, составом и мощностью аллювиальных накоплений, особенностями палеонтологической и палеофлористической характеристики. Накопления наиболее высоких надпойменных террас — IX и VIII (с высотами соответственно 110—120 и 90—100 м) — Э. И. Равский (1959, 1960) первоначально относил к неогеновым образованиям, в частности, считал их аналогами кирнаевской или даже бельской свит, выделяемых в составе неогена в Приенисейской Сибири. Однако, если осадки IX террасы, представленные аллювиальными осветленными (белощетными) образованиями, состоящими существенно из стойких к выветриванию пород и минералов, по-видимому, действительно являются дочетвертичными, то отложения VIII террасы должны быть отнесены к нижнечетвертичным — эоплейстоценовым накоплениям. Осадки VIII террасы, представленные песчано-глинисто-галечным материалом, имеют красноцветную окраску и по спорово-пыльцевым анализам в них устанавливается присутствие единичных зерен древесной пыльцы четвертичной растительности.

В настоящее время Э. И. Равский также пришел к убеждению о эоплейстоценовом возрасте накоплений VIII террасы, исходя из того, что эти последние по своим литологическим особенностям совершенно аналогичны охристой свите Прибайкалья, которая охарактеризована нижнесанменской (виллафранкской?) фауной; кроме того, Э. И. Равский принимает во внимание, что стратиграфически выше — в осадках

VII террасы — заключены остатки санменской лошади, являющейся характерным представителем более молодого фаунистического комплекса эоплейстоцена, сходного до известной степени с таманским комплексом Восточной Европы.

Таким образом, и аллювий VII надпойменной террасы (высотой 70—80 м) был сформирован в эоплейстоцене. Сравнительно маломощный (1—5 м) аллювий этой террасы выражен осадками пойменной и



Фиг. 72. Схема террас среднего течения Ангары (Равский, 1960)

A — аллювиальные отложения: 1 — глины; 2 — суглинки; 3 — лёссовидные суглинки; 4 — пески; 5 — галечники; 6 — глыбы и валуны. Б — делювиальные отложения; 7 — суглинки и супеси со щебнем. В — прочие обозначения: 8 — места находок остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса; 9 — места находок остатков млекопитающих хазарского комплекса; 10 — места находок остатков млекопитающих таманского комплекса; 11 — место находки сильно минерализованных остатков млекопитающих третичного облика; 12 — места сборов раковин моллюсков; 13 — культурный горизонт неолита; 14 — место верхнепалеолитической стоянки; 15 — псевдоморфозы ледяных клиньев и вызываемые ими деформации; 16 — следы солифлюкционного смещения; 17 — коренные породы; 18 — номера надпойменных террас

русловой фаций и нередко имеет охристую окраску. Находка санменской лошади в накоплениях террасы позволяет уверенно относить ее к эоплейстоцену.

К эоплейстоцену Э. И. Равский относит и отложения VI и V надпойменных террас, отмечая при этом, что они частью стоят на грани с плейстоценом. Террасы возвышаются над урезом реки соответственно на 55—65 и 40—45 м. Рыхлый покров террас (мощность аллювиальных осадков) не постоянен по мощности и колеблется от 2—3 до 6—7 м. Аллювиальный покров террас обычно имеет двучленное строение: галечники — внизу и песчано-глинистые образования — в верхней части разреза; но встречаются и такие разрезы, где песчано-галечными накоплениями слагается вся толща аллювия.

Обе террасы в долине Ангары встречаются в виде небольших участков; поверхности террас часто осложнены песчаными всхолмлениями, вероятно, древними деформированными дюнами. Интересно отметить, что от уровня VI террасы в долине прослеживается резкий эрозионный врез, который фиксируется характерными деталями геоморфологического строения (островами в русле реки, поверхности которых соответствуют уровню 60-метровой террасы, врезанными меандрами и т. п.).

Из отложений VI террасы известны находки остатков костей лошади *Equus caballus*, характеризующихся довольно значительной степенью минерализации. Кроме того, в делювиальном чехле террасы обнаружена обильная фауна верхнепалеолитического комплекса.

В отложениях V надпойменной террасы в долине средней Ангары фауны млекопитающих не найдено. Ее стратиграфическое положение, как отмечает Э. И. Равский (1959, стр. 141), «может быть установлено лишь по ее относительному положению среди других террасовых уровней». Основным моментом здесь является факт находки в шурфе, заданном в отложениях IV террасы в 1950 г. у д. Воробьево, крупной лошади, определенной как *Equus cf. chosaricus*. Наличие хозарской фауны в накоплениях IV террасы заставляет относить эти накопления к самому началу плейстоцена и в этом случае более древний возраст осадков V террасы не вызывает сомнения.

Из отложений IV надпойменной террасы в бассейне Верхней Ангары известна находка (Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым) трогонтериевого слона *Mammuthus trogontherii* (определенного по эстампажу В. И. Громовым). Обе указанные находки фауны, относящиеся к наиболее типичным представителям хозарского фаунистического комплекса, достаточно определенно свидетельствуют о нижнеплейстоценовом возрасте отложений IV террасы. По существующим в настоящее время данным (Вангенгейм, 1960), хозарская фауна в Восточной Сибири доживала до максимума среднечетвертичного (самаровского) оледенения. Это положение находит подтверждение и в материалах по Приангарью. Э. И. Равский (1960) отмечает, например, наличие мерзлотных деформаций в нижней части разреза аллювия IV террасы р. Куды (правый приток Ангары). По мнению Э. И. Равского, эти следы являются наиболее ранними мерзлотными деформациями в стратиграфическом разрезе четвертичных отложений Приангарья. Таким образом, наличие хозарской фауны в отложениях террасы, сингенетичных аллювию мерзлотных нарушений, позволяет считать, что накопления IV надпойменной террасы сформированы во время максимального оледенения Сибири. Следует отметить, что, как будет видно ниже, Э. И. Равский относит к максимальному оледенению более молодые отложения — аллювий III террасы.

Возвращаясь теперь вновь к вопросу о установлении возраста V террасы, можно видеть, что отнесение времени ее формирования к эоплейстоцену лишено достаточного основания. В самом деле, стратиграфически выше аллювия V террасы располагаются накопления IV террасы, сформированные во время максимального оледенения. Стратиграфически ниже, бесспорно, обоснован эоплейстоценовый возраст VII террасы (находка санмынской лошади); значительно менее достоверны данные о возрасте VI террасы, хотя сильная минерализация костей лошади, найденных в ее отложениях, говорит о достаточной древности этой террасы. Заслуживает внимания упоминавшийся уже факт усиленного врезания реки с уровня VI террасы. Этап такого врезания на рубеже эоплейстоцена и плейстоцена четко распознается и в бассейне Нижней Тунгуски. Мы склонны видеть в этом врезании своего рода стратиграфический рубеж, выраженный определенным неотектоническим этапом на территории Сибирской платформы.

С изложенной позиции накопления V надпойменной террасы, надо полагать, были сформированы в самом начале среднего плейстоцена и отвечают, следовательно, времени, предшествующему максимальному оледенению.

Чтобы закончить описание среднего плейстоцена средней Ангары, приведем некоторые дополнительные данные о IV надпойменной террасе и ее отложениях. IV терраса высотой 30—35 м широко развита и четко выражена. Мощность аллювия террасы — 3—7 м; в его строении видна дифференциация на пойменную (пески и суглинки) и русловую (галечники) фации. На поверхности террасы часто можно наблюдать бугристость — рельеф деформированных дюн.

Следующую, III надпойменную террасу. Э. И. Равский связывает со временем максимального оледенения. Высота террасы 20—25 м. Разрез аллювия имеет четкое двухчленное строение: внизу — галечники мощностью 2—5 м, а над ними толща песков, супесей или суглинков в 5—10 м. Выше по Ангаре в районе с. Буреть и в приустьевом участке левого притока Ангары — р. Белой (Мальта) аллювиальная толща этой террасы разбита ледяными клиньями. К отложениям террасы приурочены находки ранней формы мамонта (у д. Воробьево), северного оленя, бизона. По-видимому, из этих же отложений происходят и кости шерстистого носорога, обнаруженные в 18—20-метровой террасе р. Чадобец и в 15—20-метровой террасе Ангары у дер. Проспихино.

Исключительно важно, что в долине верхнего течения Ангары к делювиальному шлейфу, покрывающему поверхность террасы, приурочена хорошо изученная палеолитическая стоянка Мальта. Это дает возможность с большей надежностью подойти к определению возраста III надпойменной террасы. Культурный слой стоянки Мальта связан с погребенной почвой, разделяющей делювиальный шлейф на два горизонта. При раскопках стоянки наряду с остатками инвентаря и орудий обнаружены многочисленные кости северного оленя, песка, носорога; в меньшем количестве собраны кости снежного барана, короткорогого быка, россوماхи, пещерного льва, мамонта, волка, лошади. Что же касается предметов культуры этой стоянки, то большинство археологов относит их к солютре. По современным воззрениям (Громов и Шанцер, 1958), геологический возраст солютре определяется как конец ресс-вюрма — начало вюрма. Этой датировке не противоречит и фауна стоянки, относящаяся к верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу.

Фауна самих аллювиальных накоплений III террасы может в широком пределе определять возраст аллювия первой половиной плейстоцена. Учитывая, что аллювий III террасы разбит сингенетичными мерзлотными клиньями, следует считать время накопления этого аллювия синхронным одному из оледенений первой половины плейстоцена.

Верхний возрастной предел III террасы контролируется фактическими данными Мальтинской стоянки — ее верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом и культурой солютре, — что указывает на время не более позднее, чем начало вюрма.

В 1954 г. А. И. Москвитин писал, что возраст III террасы Ангары был определен как вторая половина мезоплейстоцена; возраст верхней погребенной почвы и перекрывающего его маломощного слоя солифлюкционных суглинков относится к последнему межледниковью (молого-шекснинскому) и последнему оледенению (осташковскому). Однако, как справедливо замечено Э. И. Равским (1959), такой возраст погребенной почвы находится в противоречии с возрастом остатков культуры, заключенных в этой почве. Тем не менее возраст аллювия террасы, определенный А. И. Москвитиным как вторая половина мезоплейстоцена, вряд ли может вызвать возражения. По нашему мнению, это время тазовского оледенения (или московского, по схеме А. И. Москвитина). При этом надо полагать, что нижние делювиально-солифлюкционные суглинки тоже, вероятно, образовались во время тазовского оледенения, а погребенная почва — в последующее межледниковье. Тогда датировка стоянки (солютре) будет соответствовать геологической интерпретации разреза.

К верхнему плейстоцену Э. И. Равский относит аллювиальные накопления II (14—17 м) и I (9—12 м) надпойменных террас.

II терраса не имеет широкого распространения; для ее строения характерны маломощные галечники (низы разреза), которые перекрываются более мощными песками, супесями, суглинками с линзами мел-

кого галечника и щебня. Существенно, что в аллювиальной толще местами видны ясные наложенные следы мерзлотно-солифлюкционных процессов — клиновидные трещины глубиной до 2,5 м и шириной 1—1,5 м, а также интенсивная деформация и мелкие складки между сближенными клиньями (Равский, 1960).

В аллювии террасы у тыловых швов можно наблюдать внедрение солифлюкционного делювия. В отложениях террасы найдены кости носорога, мамонта, короткорогого бизона, мелкие формы лошади.

Данные палеоботанического изучения отложений этой террасы в нижнем течении Белой (левый приток верхнего течения Ангары) показали, что «флора отмечает суровый климат, вряд ли теплее климата арктических тундр» (Равский, 1960).

Однако наряду с этим имеются и другие сведения, явно противоречащие изложенному выше. Так, в низовьях р. Муры (левый приток среднего течения Ангары) в отложениях II террасы найдены кости длиннорогого бизона, а в 12—16-метровой террасе Чадобца (правый приток среднего течения Ангары) и в долине Ангары у дер. Проспихино в аллювии II террасы спорово-пыльцевые анализы показали наличие лесных спектров.

Такая несогласованность в данных заставляет с большой осторожностью подходить к их использованию.

Трудно объяснить наличие в отложениях II террасы такого типично среднеплейстоценового вида, как длиннорогий бизон; также неясно и наличие в этих, явно «холодных» отложениях лесных спорово-пыльцевых спектров. Здесь приходится предполагать, что или недостаточно надежна геоморфологическая увязка террас Чадобца и Муры с террасами верхней Ангары, или, если такая увязка сделана правильно, имеет место наложение разновозрастных накоплений в разрезе одной и той же террасы.

Тем не менее значительно больше данных свидетельствует о суровых климатических условиях времени накопления аллювия II террасы. Помимо того надо учесть и археологические данные, которые говорят, что человек Мальтинской стоянки жил в условиях безлесного ландшафта и сурового климата. Таким образом, весь комплекс имеющихся материалов как литологических, так и палеонтологических, археологических и палеоботанических заставляет нас относить формирование II надпойменной террасы в бассейне среднего течения Ангары ко времени зырянского оледенения.

I надпойменная терраса является одной из наиболее распространенных и четко морфологически выраженных террас. Э. И. Равский отмечает, что строение ее аллювиальной толщи отличается значительной выдержанностью. В основании рыхлой толщи залегает слой галечника с песчано-гравийным материалом, который кроется песками, супесями, реже суглинками. Последние, являющиеся пойменной фацией, по мощности превосходят галечники русловой фации. Из отложений I террасы собраны кости лося, шерстистого носорога, лошади, мамонта, сайги, оленя, а также многочисленная фауна моллюсков. Последняя представлена наземными и пресноводными видами, имеющими чрезвычайно угнетенный облик. В ряде случаев видовой состав моллюсков свидетельствует о холодном субарктическом климате. С верхними горизонтами аллювия террасы связаны эпипалеолитические стоянки.

Время формирования аллювия I террасы, по крайней мере его нижней части, можно, по-видимому, связывать с сартанским оледенением. Межледниковая эпоха между зырянским и сартанским оледенением фиксируется размывом и образованием уступа II надпойменной террасы. Кроме того, в долине р. Чуни в отложениях этой террасы на глубине 6,0—6,5 м встречен горизонт погребенной почвы, непосредственно

над которым обнаружены угнетенные формы моллюсков. Возможно, погребенная почва сформирована в предсартанское межледниковье.

Следует добавить, что Э. И. Равский на основании приуроченности эпипалеолитических стоянок к верхним горизонтам аллювия I террасы считает эти последние переходными к голоцену.

Отложения голоцена в бассейне средней Ангары представлены аллювиальными накоплениями пойм (2—3 и 5—6 м). С отложениями высокой поймы связаны стоянки с культурой так называемого ангарского неолита.

Изложенное выше представляет собой нашу трактовку стратиграфической схемы четвертичных отложений средней Ангары, составленной Э. И. Равским. Как можно видеть, основные положения схемы Э. И. Равского остаются в силе. Несколько по-иному только рассматриваются нами отложения среднего и верхнего плейстоцена. Эти последние сопоставлены с четырьмя оледенениями, а не с двумя, как это сделано Э. И. Равским. Такое более дробное расчленение плейстоцена находит подтверждение и в материалах Э. И. Равского, приводимых им для обоснования схемы стратиграфии четвертичных отложений средней Ангары (см. табл. 14).

Как уже указывалось, четвертичные отложения Приангарья изучались группой сотрудников географического факультета МГУ под руководством С. С. Воскресенского, а также Н. И. Соколовым. Остановимся несколько на результатах этих исследований.

С. С. Воскресенский (1957, 1959) выделяет в геологической истории четвертичного периода для верхнего Приангарья пять эпох: доледниковую ( $Q_1$ ), эпоху первого оледенения ( $Q_2$ ), межледниковую эпоху ( $Q_3^1$ ), эпоху последнего оледенения ( $Q_3^{2-4}$ ), распадающуюся на три части — время максимального продвижения льдов, их сокращения и повторного продвижения льдов, — и голоценовую эпоху ( $Q_4$ ). Для среднего Приангарья («плоскогорная часть бассейна Ангары», по С. С. Воскресенскому) к доледниковому времени он относит формирование 75—80-метровой ( $Q_1$ ) и 65—75-метровой ( $Q_2^1$ ) террас, ко времени самаровского оледенения ( $Q_2^2$ ) террасу высотой 45—60 м. Более дробно им расчленяется верхний плейстоцен; здесь аллювий 32—36-метровой террасы и нижние горизонты аллювия 20—22-метровой террасы отнесены им к самаровско-зырянскому межледниковью, а верхи аллювия 20—22-метровой террасы — ко времени зырянского оледенения. Выше по разрезу С. С. Воскресенский выделяет межледниковье зырянское-сартанское (аллювий 14—15-метровой террасы), время сартанского оледенения (нижние горизонты аллювия 10—12-метровой террасы) и голоценовые образования (высокая и низкая поймы). Схема стратиграфии рыхлых отложений С. С. Воскресенского базируется в основном на материалах палинологических анализов, проведенных М. П. Гричук (1959, 1960). Последняя выделяет в Приангарье восемь фаз развития растительности. Во время первых фаз (соответствующих, вероятно, эоплейстоцену схемы В. И. Громова) были распространены смешанные хвойные леса с примесью широколиственных пород и реликтов экзотических хвойных. К концу второй фазы исчезают широколиственные породы и хвойные экзоты и распространяется темнохвойная тайга. Третья фаза характеризуется развитием светлохвойной тайги, березовых редколесий и степей (или тундро-степей). Это период максимального распространения ледников. В следующую, четвертую фазу вновь появляются сперва смешанные хвойные леса с широколиственными породами, а затем темнохвойная тайга. Пятой фазе, совпадающей с оледенением, соответствуют светлохвойные сосново-лиственные и березовые разреженные леса. По-видимому, как пишет М. П. Гричук, в это время было наибольшее похолодание. Шестая

фаза — потепление — смешанные хвойные леса. Седьмая фаза — светлохвойные и березовые редколесья и степи — отвечает последнему оледенению. Наконец, восьмая фаза характеризует растительность послеледникового времени — голоцена.

Подобное чередование фаз развития растительности на первый взгляд подкупает своей стройностью. Однако более детальное ознакомление с методикой выделения фаз вызывает сомнение, во-первых, в их привязке к тем или иным отложениям и, во-вторых, в правильности их интерпретации. Начать хотя бы с того, что во время первой фазы (эоплейстоцен или нижнечетвертичное время) М. П. Гричук выделяет подфазу березовых и сосновых лесов с реликтами хвойных и широколиственных экзотов; и вот эта подфаза, по М. П. Гричук (1959; стр. 489), оказывается была «обусловлена первым оледенением в раннем плейстоцене» (!). Далее. Третья фаза в развитии растительности характеризует, по М. П. Гричук, отложения 45-метровой террасы Ангары. В эту фазу происходило «максимальное распространение ледников» (М. П. Гричук, 1959, стр. 490); однако в более молодой террасе Ангары (30—35 м) захоронена хозарская фауна. Тогда о каком максимальном продвижении льдов идет речь? К следующей, четвертой фазе отнесены отложения 20—30-метровых террас Ангары, а также и 10—12-метровые террасы р. Оки. Эта фаза смешанных хвойных лесов с широколиственными породами и темнохвойной тайги, т. е. межледниковая фаза. Но возникает вопрос — как увязать такую палинологическую характеристику этих отложений с сингенетичными им мерзлотными нарушениями, о которых говорилось выше при характеристике 20—25-метровой террасы Ангары? Шестую фазу М. П. Гричук выделяет по результатам спорово-пыльцевых анализов 14—16-метровых террас Ангары. Это вновь межледниковая фаза, которая особенно характерна для нижних горизонтов аллювия этой террасы. Однако это аллювий II надпойменной террасы, для которого, как указывалось, комплекс литологических, палеонтологических и археологических материалов говорит о суровых климатических условиях. Как видно, оперирование в стратиграфических построениях только одними палинологическими данными вызывает серьезные неувязки. Необходимо учесть, что эти нарушения усугубляются еще геоморфологическими сопоставлениями, в результате чего оказываются объединенными разновозрастные отложения. К первой и второй фазам, например, отнесены отложения 40—45-метровой террасы р. Ии (у дер. Кумейки), 35—40-метровой террасы Ангары у устья Каты, а также 50—60-метровой террасы Ангары в районе Кода — Кежма, 80-метровой у Ельчимо (Кежма) и 110-метровой у Богучан. Сюда же относят 120-метровую террасу р. Муры и 50-метровую р. Чуни. Неправильность объединения этих отложений в единый стратиграфический комплекс очевидна. Подобные примеры не единичны.

Кроме того, М. П. Гричук сравнивает палинологические данные, полученные из генетически разных отложений, разновозрастность которых совершенно не установлена. Например, приводится сопоставление спорово-пыльцевых диаграмм тяжелых и легких суглинков склона междуречья Кая — Олха с аллювием 120-метровой террасы (по М. П. Гричук) р. Замараихи и с аллювием 40—45-метровой террасы р. Ии и т. д.

Таким образом, даже краткое рассмотрение палинологического обоснования схемы стратиграфии четвертичных отложений Приангарья, разработанной С. С. Воскресенским, показывает, что эта схема нуждается в значительной доработке и увязке с другими геологическими, палеонтологическими, литологическими и археологическими данными. Кстати сказать, С. С. Воскресенский считает, что стоянка

Мальта приурочена к верхним горизонтам аллювия III террасы, а не к делювию, покрывающему террасу. Это недоразумение привело к неправильной датировке возраста аллювия III террасы.

Схема стратиграфии четвертичных отложений Н. И. Соколова (1957) касается в основном территории восточной части Иркутского амфитеатра. Она базируется на сопоставлении террас Ангары с моренами горного оледенения Восточного Саяна и Прибайкалья и горизонтами покровных образований. Для обоснования своих взглядов Н. И. Соколов широко использует материалы Западного Саяна, Забайкалья, Байкало-Патомского нагорья и даже севера Сибирской платформы.

В долине Ангары Н. И. Соколов выделяет четыре комплекса террас (всего 14 террас на высотах от 0,5 до 200 м). Все террасы от IX и выше, аллювий которых несет следы химического выветривания, Н. И. Соколов считает третичными. На них залегают три, реже четыре слоя суглинков, разделенных горизонтами ископаемых почв. Нижний горизонт, сохранившийся местами, — коричнегато-бурый, тяжелый, богатый каолином, очень плотный; второй слой — плотный, красно-бурый суглинок; третий — менее плотный, желтовато-бурый, лёссовидный; четвертый — лёссовидный, серовато-желтый, переходящий местами в настоящий лёсс. К юго-востоку от Иркутска в верхней части третьего снизу слоя суглинков видны «морозные» клинья.

Н. И. Соколов отмечает, что на VIII террасе наблюдается только три слоя суглинков, на VII, VI и V террасах — только два верхних слоя, а на IV террасе — только один самый верхний слой суглинков.

Указанные четыре горизонта суглинков и разделяющие их три горизонта ископаемых почв Н. И. Соколов сопоставляет с четырьмя оледенениями и тремя межледниковьями. Первый снизу слой суглинков синхронен аллювию VIII террасы высотой 50—60 м (первое слабо выраженное оледенение), второй слой — аллювию VII террасы высотой 32—36 м (второе оледенение), третий слой — аллювию VI, V и IV террас, находящихся на высотах от 21 до 12 м (третье оледенение) и четвертый слой — аллювию III террасы высотой 6—8 м (четвертое оледенение).

Из сопоставления данных по связи морен в северо-западном Прибайкалье и Восточном Саяне с аллювием террас вытекает, что второе оледенение синхронно VII террасе, третье V, VI и может быть IV террасе, а четвертое — III и может быть IV террасе.

В бассейне Куды на террасе, соответствующей VIII ангарской, в ископаемой почве между красно-бурым и желто-бурым суглинком Н. И. Соколовым найдены зубы трогонтериевого слона. На этом основании данная почва относится им к миндель-риссу, а красно-бурый суглинок, аллювий VII террасы — к минделю. В минделе же, считает Н. И. Соколов, было покровное оледенение Восточного Саяна и Байкальского нагорья.

Ископаемую почву Мальтинской стоянки Н. И. Соколов считает рисс-вюрмской, а аллювий IV террасы и третий слой суглинков — рисским (Мальтинская стоянка, по Н. И. Соколову, приурочена к V террасе Ангары). К риссу отнесено и максимальное долинное оледенение.

Наконец, верхний слой суглинков, средняя часть аллювия III террасы и последнее оледенение приурочены к вюрму.

Довольно подробно рассмотрены Н. И. Соколовым голоценовые отложения. Датировка последних проведена им на основе увязки стадий ангарского неолита с соответствующими накоплениями и геоморфологическими элементами. Так, находки неолита хинской стадии встречены не ниже III террасы (5 м); стоянки исаковской, серовской и китойской

стадий — не ниже II террасы (2,5 м); стоянки же глазковской стадии энеолита и бронзового века, залегающие под дерновым слоем, спускаются на I террасу (1,5 м), а стоянки железного века залегают в дерне — т. е. на низкой пойме. В результате представляется возможность установить время формирования ряда террас: начало формирования уступа II террасы (4 м) относится к четвертому тысячелетию до н. э., уступ I террасы (1,5—2 м) — ко второму тысячелетию до н. э., накопления террасы I «а» (0,5 м) — начало нашей эры.

В стратиграфической схеме Н. И. Соколова вызывает возражение одно из основных его положений, а именно, принимаемое им обязательное соответствие четырех суглинистых слоев четырем оледенениям. Слои суглинков могут образоваться и не в эпохи оледенений. Развитие делювиальных процессов характерно для времени суровых климатических условий, но это не значит, что они не протекают в других условиях. Тем более это справедливо для территории Восточной Сибири, в межледниковьях которой не было значительной деградации «вечной» мерзлоты и могли идти процессы солифлюкции, образующие накопленные делювиально-солифлюкционного материала.

Более обосновано отнесение ко времени оледенений лёссовидных суглинков и лёсса третьего и четвертого слоя. Подобные образования характерны для перигляциальной зоны тем более, что с ними связаны и сингенетичные им мерзлотные клинья.

Находка трогонтериевого слона в погребенной почве отложений, соответствующих VIII ангарской террасе (высотой 50—60 м), рассматривается Н. И. Соколовым как указание на миндель-рисский возраст почвы. Однако та же хозарская фауна — хозарская лошадь — найдена в 30—35-метровой террасе Ангары, синхронные отложения которой затронуты и криотурбациями. Следовательно, нельзя говорить о миндельском возрасте 32—36-метровой террасы (VII по Н. И. Соколову) Ангары.

Неясно положение с V террасой Ангары. Н. И. Соколов, связывая Мальгинскую стоянку с этой террасой и считая погребенную почву стоянки рисс-вюрмской, относит подстилающий почву суглинок к образованию рисского времени. С этим же временем он связывает формирование аллювия IV террасы. Тогда остается не выясненным возраст аллювия V террасы, в котором, кстати, видны четкие следы мерзлотных нарушений.

### ДОЛИНЫ ВИЛЮЯ И ЛЕНЫ

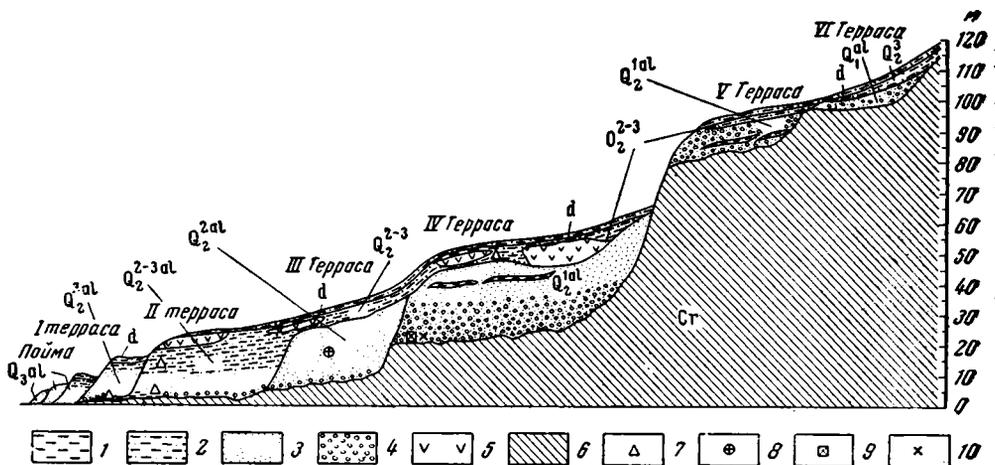
Стратиграфия четвертичных отложений долин Вилюя, нижней Лены и ряда их притоков подробно разработана М. Н. Алексеевым (1958, 1961). Им изучены четвертичные образования долины нижнего и среднего течения Вилюя и его притоков — Мархи и Тюнга, долины нижней Лены и ее притоков — Линды, Муны, Алдана, а также правобережья Лены близ Верхоянского хребта. Многочисленные палеонтологические и палеофитологические сборы позволили М. Н. Алексееву надежно обосновать схему стратиграфии четвертичных отложений Западной Якутии. Он выделяет эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. В плейстоцене им выделено три яруса — нижний, средний и верхний.

Положение нижней границы четвертичной системы М. Н. Алексеев точно не фиксирует. Им выделяется переходная, так называемая дыгальская овита (плиоцен — эоплейстоцен) песчаных осадков, содержащая флору позднеретичного типа с элементами четвертичных таежных сообществ.

Несомненно эоплейстоценовыми отложениями М. Н. Алексеев считает аллювиальные накопления VI надпойменных террас Вилюя и Мар-

хи, накопления 100-метровой табагинской террасы Лены и толщу о-ва Сардах в дельте Лены. Для этих отложений характерно преобладание гальки стойких пород, ожелезненность, наличие в спорово-пыльцевых спектрах и растительных остатках реликтов широколиственных и хвойных третичных древесных растений.

М. Н. Алексеев не исключает, что эоплейстоценовыми могут также считаться осадки так называемой ханчалинской свиты, развитой к западу от г. Якутска; однако их литологические особенности, спорово-пыльцевая характеристика и геоморфологическое положение настолько



Фиг. 73. Схема соотношения террас в нижнем течении Вилюя (Алексеев, 1958)

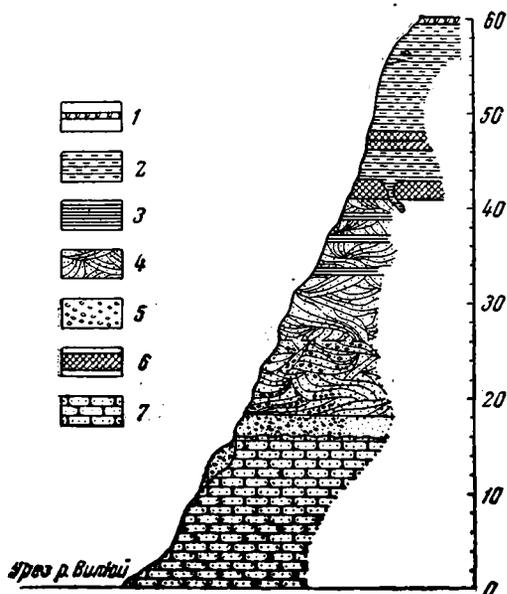
1 — глины; 2 — суглинки и супеси; 3 — пески; 4 — галечники; 5 — лед; 6 — меловые отложения; 7—10 — места находок остатков фауны: 7 — верхнепалеолитического комплекса; 8 — *Elephas trogontherii*; 9 — *Elephas wüsti*; 10 — *Rhinoceros mercki*

своеобразны, что для выяснения времени их формирования требуются еще серьезные дополнительные исследования.

Аллювий высоких террас Лены ниже с. Жиганска М. Н. Алексеев относит к плейстоценовым образованиям. Но аллювий террасы высотой 130—140 м (VII надпойменная) на нижней Лене ожелезнен, в его составе преобладает галька устойчивых к выветриванию пород и часто материал аллювия сильно выветрен (разрушен до состояния песка). Все эти признаки достаточно характерны для эоплейстоценовых накоплений и поэтому толщу VII надпойменной террасы следует относить к эоплейстоцену. Для отложений более низкой VI надпойменной террасы нижней Лены высотой 100 м не имеется определенных показателей возраста, если не считать геоморфологического положения. Но к накоплениям следующей, V террасы нижней Лены приурочены находки представителей хозарской фауны — трогонтериевого слона и длинноногого бизона. Это обстоятельство позволяет считать 100-метровую террасу более древней, чем хозарская, но с другой стороны, ее отложения отличаются по литологическому облику от типично эоплейстоценовых образований. Правильнее пока относить накопления VI террасы нижней Лены к переходному времени от эоплейстоцена к плейстоцену.

Сходное положение выявляется и с высокими террасами долины Вилюя. М. Н. Алексеев к нижнему плейстоцену относит аллювиальные отложения V и IV надпойменных террас Вилюя, имеющих высоты соответственно 65—80 и 45—60 м (фиг. 73). В аллювии V террасы преобладает галька стойких к выветриванию пород, а часть галек выветрена, аллювий частью ожелезнен и имеет характерный коричневатобурый

цвет. Значительно сложнее обстоит дело с накоплениями IV террасы Вилюя (фиг. 74). Нижняя часть разреза этой террасы ожелезнена, в составе галек доминирует кварц, кремь, кварцит; в этой части разреза найдены кости слона Вюста, носорога Мерка, мосбахской лошади, т. е. типичной тираспольской фауны эоплейстоцена. Наряду с этим в основани



Фиг. 74. обнажения IV надпойменной террасы Вилюя в 8 км ниже устья Чебыды. Составил М. Н. Алексеев

1 — растительный слой; 2 — перемежаемость глин, суглинков и супесей; 3 — глина; 4 — песок косослойный; 5 — галечник; 6 — торф; 7 — песок и рыхлый песчаник верхнего мела

аллювия террасы в растительном мусоре собраны сильно минерализованные шишки ели и лиственницы. Не останавливаясь более на характеристике IV террасы (подробнее о ней будет сказано ниже), отметим, что ее нижние горизонты, несомненно, являются эоплейстоценовыми накоплениями. Следовательно, отложения V террасы Вилюя, залегающие стратиграфически ниже осадков IV террасы, тоже являются эоплейстоценовыми образованиями.

В нижнем течении Алдана с отложениями эоплейстоцена, залегающими в основании отложений плейстоценовых террас, связаны находки таких типично эоплейстоценовых видов, как *Elephas* cf. *namadicus*, *Equus* cf. *senmeniensis*, *Alces latifrons*, *Trogontherium* cf. *cuvieri* (алданский фаунистический комплекс по Э. А. Вангенгейм).

Плейстоценовыми осадками сложены аллювиальные толщи IV (частью), III, II и I надпойменных террас Вилюя и Мархи и V, IV, III, II и I надпойменных террас в долине нижней Лены. Аллювиальные накопления на большинстве из этих террас (так же как и на более высоких) покрыты чехлом делювиально-солифлюкционных образований, местами с прослоями ископаемых почв и торфяников.

Выше уже отмечалось, что отнесение всей толщи IV надпойменной террасы Вилюя к плейстоцену вряд ли возможно. М. Н. Алексеев (1961) указывает, что в образцах из аллювия IV террасы Вилюя преобладает пыльца недревесной растительности при содержании пыльцы древесных пород около 10—30%. В составе пыльцы преобладают береза (среди древесных), злаки, полыни, осоки, лебедовые (среди недревесных). Характерно присутствие такого холодолюбивого плауна, как *Selaginella sibirica*. По мнению Р. Е. Гитерман (1960), спорово-пыльцевые спектры IV террасы отражают наличие суровых климатических условий во время формирования аллювия этой террасы. Такой климатической обстановке резко противоречит обитание носорога Мерка, слона Вюста и мосбахской лошади, а также и наличие шишек *Picea obovata*, *Larix dahurica*, *Picea anadyrensis*. Однако из приводимых М. Н. Алексеевым фактических данных по IV террасе Вилюя видно, что спорово-пыльцевому анализу подверглась не вся толща аллювия — самые низы аллювия не анализировались; в то же время прослой растительного мусора, из которого собраны шишки хвойных, залегает в основании аллювия, а кости

носорога и слона собраны тоже, вероятно, из самой нижней части аллювия. Это обстоятельство, по нашему мнению, дает право рассматривать толщу IV террасы Вилюя как состоящую из двух разновозрастных пачек — меньшая часть аллювия представляет собой эоплейстоценовые накопления, а большая — среднеплейстоценовые осадки. Существенно также то, что в отложениях IV террасы Вилюя в заметном количестве присутствуют гальки и валуны траппов, отсутствующие в материале более древних накоплений.

III надпойменная терраса в долине Вилюя, высотой 35—40 м, слагается аллювием более тонким по механическому составу, чем осадки древних террас. Под обрывом этой террасы в среднем течении Вилюя на бичевнике собраны кости мамонта, северного оленя, бизона, лошади, лося, вымытые, очевидно, из отложений делювиального чехла террасы. Из средней части разреза аллювия определены спорово-пыльцевые спектры лесного типа; в них преобладает пыльца древесных пород — ели, сосны, березы, ольхи. Недревесной пыльцы мало, но сверху разреза ее до 26% (Гитерман, 1960).

М. Н. Алексеев связывает с отложениями III террасы находки костей животных хозарского фаунистического комплекса — длиннорогого бизона и трогонтериевого слона. Первый из них найден в цоколе аллювия I надпойменной террасы, который М. Н. Алексеев считает остатком размытой III террасы. Второй найден в нижнем течении Мархи (на бичевнике), а также в аллювии V террасы Лены и 50-метровой террасы р. Линды.

Аллювий следующей, II надпойменной террасы Вилюя, высотой 20—28 м, слагаемой грубозернистыми песками с галечниками, имеет двучленное строение: нижняя толща представлена песками и галечниками, верхняя — супесями и суглинками с ископаемым льдом. В районе пос. Верхне-Вилюйска из этих отложений собраны фаунистические остатки мамонта, шерстистого носорога, короткорогого бизона, северного оленя, лося, лошади, овцебыка. По спорово-пыльцевым анализам устанавливается, что во время формирования аллювиальных накоплений этой террасы господствовали безлесные травянистые пространства с участием злаков, полыней, лебедовых, кустарников лесотундрового типа, а также холодолюбивых видов плаунов *Selaginella borealis*, *S. sibirica*. М. Н. Алексеев (1958) отмечает, что подобные растительные ассоциации характерны для условий холодной лесостепи.

Накопления I надпойменной террасы Вилюя, высотой 12—18 м, обычно состоят из песков и галечников или песков с прослоями глинистых песков и глин. С этими накоплениями связано большое количество находок костей мамонта позднего типа, короткорогого бизона, лося, северного оленя. Р. Е. Гитерман (1960), производившая палинологическое изучение нижних горизонтов отложений I террасы, отмечает, что в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца недревесных растений (60—80%). Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы. По данным, Р. Е. Гитерман, во время формирования аллювия I надпойменной террасы господствовали лесотундровые ландшафты.

В долине Лены М. Н. Алексеев считает VI (100—110 м) надпойменную террасу синхронной по времени образования IV террасе Вилюя. Выше мы указывали, что в отношении литологии накопления VI террасы Лены отличаются от эоплейстоценовых осадков, но, с другой стороны, они древнее отложений, охарактеризованных хозарской фауной. Возможно, что синхронизация отложений VI Ленской с IV Вилюйской террасами является оправданной, но в этом случае, вероятно, будет правильнее сопоставлять отложения первой с верхними пачками отложений второй.

Сопоставление четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски с четвертичными отложениями сопредельных территорий

Система	Ярус	Горизонт	Бассейн Нижней Тунгуски		Енисей от устья Бахты до устья Турухана (по материалам С. А. Архипова)	Енисей от Красноярска до устья Большого Пита (по материалам В. В. Фениксовой)	Ангара (по материалам Э. И. Равского)	Бассейн Лены (по материалам М. Н. Алексеева)	
			ледниковая зона	внеледниковая зона				Вилуй (среднее и нижнее течение)	Лена (нижнее течение)
Голоцен (Q <sub>4</sub> )			Аллювий пойменных террас и верхних горизонтов I надпойменной террасы. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа	Аллювий пойменных террас. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа	Аллювий пойменных террас. Торфяники. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа	Аллювий пойменных террас	Аллювий пойменных террас. Стоянки с культурой «ангарского» неолита	Аллювий пойменных террас. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа	
	Сарта́нский Q <sub>3</sub> <sup>st</sup>		Морены и озерно-ледниковые отложения. Аллювий II надпойменной террасы и нижних горизонтов I подпойменной террасы. Спорово-пыльцевые спектры тундрового или «тундро-степного» типа	Аллювий I надпойменной террасы. Морозобойные клинья в верхних горизонтах аллювия II надпойменной террасы	Аллювий I надпойменной террасы. В спорово-пыльцевых спектрах — повышенное содержание пыльцы ксерофитов — полыни, лебедовых	Аллювий I надпойменной террасы	Аллювий I надпойменной террасы. Угнетенные формы наземных и пресноводных моллюсков. Фауна: <i>Alces alces</i> , <i>Coelodonta antiquitatis</i> , <i>Equus caballus</i> , <i>Mammuthus primigenius</i> , <i>Rangifer tarandus</i> , <i>Saiga tatarica</i>	Аллювий I надпойменной террасы. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных растений. Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> , <i>Bison priscus deminutus</i> , <i>Equus caballus</i> , <i>Alces alces</i> , <i>Rangifer tarandus</i>	Аллювий I надпойменной террасы с мерзлотными деформациями и ледяными клиньями. Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> (поздний тип), <i>Rangifer tarandus</i> , <i>Alces alces</i> , <i>Bison</i> sp.
	Межледниковый каргинский Q <sub>3</sub> <sup>kr</sup>		Аллювий средней и верхней частей III надпойменной террасы. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Формирование торфяников. В конце века — этап размыва	Аллювий II надпойменной террасы с остатками древесины. Погребенная почва в верхней части аллювия III надпойменной террасы. В спорово-пыльцевых спектрах — преобладание древесной пыльцы Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> , <i>Alces alces</i>	Аллювий II надпойменной террасы с лесными спорово-пыльцевыми спектрами в средней части разреза	Аллювий II надпойменной террасы. Верхняя погребенная почва покровных образований VI надпойменной террасы	Погребенная почва в нижней части аллювия I надпойменной террасы. Образование уступа II надпойменной террасы	Верхний торфяник покровных образований IV надпойменной террасы	

Зырянский Q<sub>3</sub><sup>zr</sup>

Морена. Озерноледниковые отложения в основании разреза III надпойменной террасы. Спорово-пыльцевые спектры тундрового (или «тундро-степного») типа. Фауна: *Mammuthus primigenius* (поздний тип), *Ovibos moschatus*, *Equus caballus*, *Rangifer tarandus*, *Bison* (*Bos*) sp.

Аллювий III надпойменной террасы с клиньями и линзами льда и прослоями делювиального материала. В спорово-пыльцевых спектрах преобладают пыльцы недревесных растений. Фауна: *Bison priscus deminutus*, *Mammuthus primigenius* Blum., *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*, *Alces alces*

Морена: в перигляциальной зоне — озерно-аллювиальные отложения. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца кустарников, полыней, лебедовых. Фауна: *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Ovibos* sp.

Аллювий III и IV надпойменных террас. Эоловые накопления. Псевдоморфозы по ледяным клиньям в аллювии. Фауна: *Mammuthus primigenius*, *Equus caballus*, *Cervus* sp.

Аллювий II надпойменной террасы с мерзлотными деформациями и солифлюкционным делювием. Спорово-пыльцевые спектры типа арктических тундр. Фауна: *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus deminutus*, *Equus caballus* — мелкие формы

Аллювий II надпойменной террасы с мерзлотными нарушениями и линзами ископаемого льда. Спорово-пыльцевые спектры холодной лесостепи. Фауна: *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus deminutus*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*, *Bos* sp.

Средняя часть аллювия II надпойменной террасы с мерзлотными деформациями

Межледниковый казанцевский Q<sub>3</sub><sup>kz</sup>

Аллювий IV надпойменной террасы. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Формирование торфяников

Аллювий IV надпойменной террасы. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород. Фауна: *Bison priscus*, *Mammuthus* sp., *Equus caballus*, *Alces alces*, *Felis spelaea*

Аллювий III надпойменной террасы, в северной части района — морские отложения. Спорово-пыльцевые спектры: елово-пихтовокедровой темнохвойной тайги

Погребенная почва в кровле аллювия V надпойменной террасы. Нижняя погребенная почва покровных образований VI надпойменной террасы

*Mammuthus primigenius* (ранний тип), *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus cf. deminutus*

Погребенная почва в покровных образованиях III надпойменной террасы. В верхней части — культура типа солотре (Мальтинская стоянка)

Средняя часть разреза аллювия III надпойменной террасы со спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа. Нижний торфяник покровных образований IV надпойменной террасы

Нижняя часть аллювия II надпойменной террасы со спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа

Тазовский Q<sub>2</sub><sup>tz</sup>

Морена

Верхняя часть аллювия V надпойменной террасы со слоистостью нарушенной криотурбациями, с клиньями и линзами льда

Марино-гляциальные, прибрежно-морские, дельтовые, флювиогляциальные отложения. Аллювий IV надпойменной террасы. Фауна высокоарктических и арктических моллюсков. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца кустарников и трав

Делювиально-солифлюкционные отложения с фауной наземных моллюсков в покровных образованиях VI надпойменной террасы. Аллювий V надпойменной террасы

Аллювий III надпойменной террасы с сингенетичными морозобойными клиньями. Фауна: *Mammuthus primigenius* (ранний тип), *Rangifer tarandus*, *Coelodonta antiquitatis*

Аллювий III надпойменной террасы с мерзлотными деформациями. Морена

Таблица 14 (окончание)

Система	Ярус	Горизонт	Бассейн Нижней Тунгуски		Енисей от устья Бахты до устья Турухана (по материалам С. А. Архипова)	Енисей от Красноярска до устья Большого Пита (по материалам В. В. Фениксовой)	Ангара (по материалам Э. И. Равского)	Бассейн Лены (по материалам М. Н. Алексева)	
			ледниковая зона	внеледниковая зона				Вилуй (среднее и нижнее течение)	Лена (нижнее течение)
Четвертичная	Средний плейстоцен Q <sub>3</sub>	Межледниковый мецсовский Q <sub>2</sub> <sup>sm</sup>	Озерно-аллювиальные отложения (?). В спорово-пыльцевых спектрах 30—50% пыльцы древесных растений	Средняя часть аллювия V надпойменной террасы в верхнем течении Нижней Тунгуски. Образование уступа VI надпойменной террасы в среднем течении Нижней Тунгуски	Морские и аллювиальные отложения. Фауна бореальных моллюсков. Спорово-пыльцевые спектры разреженных лесов	Аллювий VI надпойменной террасы			
		Самаровский Q <sub>2</sub> <sup>sm</sup>	Морена и озерно-ледниковые отложения. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца кустарников и трав. Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> (ранний тип)	Аллювий VI надпойменной террасы в среднем течении Нижней Тунгуски и нижней части V надпойменной террасы в ее верхнем течении, с клиньями и линзами льда					

Доминирует пыльца недревесных растений. Фауна: *Mammuthus primigenius* (ранний тип) *Bison priscus* cf. *longicoratus*

Неогеновая	Ниžний плейстоцен (Q <sub>1</sub> ) Туруханский Q <sub>1</sub> <sup>tr</sup>	Аллювий на плоских междуречьях близ долины Нижней Тунгуски; пыльца растений неогеново-палеогенового спектра	Аллювий. В спорово-пыльцевых спектрах заметно уменьшение содержания древесной пыльцы вверх по разрезу. Этап усиленного размыва Ожелезненный и частью выветрившийся аллювий. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа, отмечается много видов сосен. Фауна: <i>Alces latifrons</i>		Аллювий в основании разреза VI надпойменной террас (в среднем течении) и V террасы (в верхнем течении) Нижней Тунгуски  Ожелезненный аллювий VI и VII надпойменных террас (в верхнем течении) и VII и VIII надпойменных террас (в среднем течении) Нижней Тунгуски). Следы выветривания. Спорово-пыльцевые спектры хвойного леса. Сильно минерализованные остатки <i>Equus</i> sp.		Лагунные и прибрежно-морские отложения  Аллювий погребенных эрозионно-тектонических депрессий	Ожелезненный и частью каолинизированный аллювий XI и X надпойменных террас	Ожелезненный аллювий IX, VIII и нижних горизонтов VII надпойменных террас. Фауна: <i>Elephas</i> sp., <i>Rhinoceros</i> sp.	Белоцветный аллювий IX надпойменной террасы. Белоцветные элювиально-делювиальные отложения	Аллювий V надпойменной террасы. Этап врезания  Аллювий VI надпойменной террасы. Красноцветный аллювий VII и VIII надпойменных террас. Фауна: <i>Equus</i> cf. <i>sussenbornensis</i> , сильно минерализованные остатки <i>Equus</i> sp.		Озерно-аллювиальные (?) отложения с остатками <i>Bison priscus longicornis</i>  Ожелезненный аллювий IV (нижняя часть), V и VI надпойменных террас. Фауна: <i>Elephas wüsti</i> , <i>Dicerorhinus mercki</i> , <i>Equus caballus</i> cf. <i>mosbachensis</i>		Аллювий V и VI надпойменных террас с фауной <i>Mammuthus trogontherii</i> и <i>Bison priscus longicornis</i>  Ожелезненный аллювий VII и VIII (табагинской) надпойменных террас. Ожелезненный аллювий о-ва Сардах. Лесные спорово-пыльцевые спектры с реликтами третичных хвойных и широколиственных деревьев
------------	---------------------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--	-----------------------------------------------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Следующую, III надпойменную террасу Вилюя М. Н. Алексеев сопоставляет с так называемой бестяхской террасой Лены (35—40 м), которая вниз по течению Лены повышается до уровня V надпойменной террасы высотой 80—90 м. С этой последней связана находка длиннорогого бизона и трогонтериевого слона. К III террасе Вилюя также относят находки костей длиннорогого бизона. Однако, как сообщил нам М. Н. Алексеев, в последние годы работники аэрогеологической экспедиции извлекли из верхней части аллювия III террасы кости животных верхнепалеолитического фаунистического комплекса. Это обстоятельство, а также факт увеличения недревесной пыльцы вверх по разрезу отложений террасы могут, вероятно, указывать, что верхняя часть аллювия III террасы Вилюя имеет иной возраст, чем ее нижняя часть.

Аллювий IV надпойменной террасы Лены (высотой 50—60 м) несет следы резкого изменения температурных условий. В средней части толщи «наблюдаются интенсивные криотурбации и перемятые мерзлотными процессами псевдоморфозы по ледяным клиньям» (Алексеев, 1961). В спорово-пыльцевых спектрах этой толщи преобладает недревесная растительность с участием степных элементов; много пыльцы кустарниковой березы.

В накоплениях III (40—45 м) надпойменной террасы Лены в районе пос. Жиганск содержатся включения морены. В других разрезах накоплений этой террасы видны ледяные клинья, жилы, а также мерзлотное смятие слоев. Кроме того, встречаются валуны и галька со следами золотой шлифовки.

К верхнему плейстоцену в долине Лены М. Н. Алексеев относит отложения II надпойменной террасы высотой 25—28 м. В средней части толщи, составляющей накопления этой террасы, наблюдаются сингенетические криотурбации и выполнения по ледяным клиньям. Нижняя часть толщи характеризуется спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа. Для (14—18 м) надпойменной террасы Лены, сложенной песками, супесями и в меньшем количестве галькой и валунами, М. Н. Алексеев отмечает находки костей мамонта позднего типа, северного оленя, бизона, лося. В толще аллювия террасы в ряде мест наблюдаются криотурбации и ледяные клинья.

Голоценовыми отложениями как в долине Вилюя, так и в долине Лены сложены пойменные террасы. Эти отложения также охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа, но в низовьях Лены, как установила Р. Е. Гитерман, развиты были и тундровые ландшафты, что свидетельствует о наличии сходной с современной географической зональности в эпоху формирования пойменных террас. К голоцену относятся и культурные слои неолита.

В заключение следует добавить, что М. Н. Алексеевым изучены еще и интересные покровные образования, которые перекрывают аллювиальные накопления террас и представлены комплексом суглинисто-супесчаных образований с прослоями торфяников и ископаемым льдом. Некоторые горизонты в этих отложениях несут следы мерзлотных нарушений. В разрезе IV надпойменной террасы в слоях суглинков видны два горизонта торфяников, нижний из которых разбит ледяными клиньями, в которые внедрены вышележащие суглинки. По данным Р. Е. Гитерман, торфяные прослои этой толщи характеризуются преобладанием пыльцы древесных растений, суглинистые, наоборот, — недревесных растений, состав которых отражает ухудшение климатической обстановки.

Таковы в общих чертах геология и стратиграфическое положение четвертичных отложений долин Вилюя и Лены. Сопоставление четвертичных отложений Вилюя и Лены с стратиграфическими горизонтами четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски приведено в табл. 14.

## НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Материалы по стратиграфии четвертичных отложений ряда районов Сибирской платформы и Енисея, изложенные в этой главе, показывают, что основные события и явления четвертичного периода, основные этапы его истории хорошо увязываются в единых стратиграфических рубриках. Эти же основные этапы находят четкое отражение и в сводном разрезе четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски.

В первую очередь следует обратить внимание на выявляющуюся для всех рассмотренных территорий общность естественного разделения четвертичного периода на три крупные стратиграфические единицы, являющиеся, вероятно, в таксономическом значении отделами. Везде ясно отличим эоплейстоцен — ожелезненные и частью выветрившиеся отложения с повышенным содержанием в их составе устойчивых пород и минералов и охарактеризованные лесными спорово-пыльцевыми спектрами (в нижних горизонтах с реликтами третичных хвойных и широколиственных растений) и представителями фауны, сходной с таманским и тираспольским фаунистическими комплексами Восточной Европы. Средне- и верхнеплейстоценовые отложения этих территорий несут следы влияния оледенений — в характере осадков, наличии в них криогенных нарушений, в холодном составе спорово-пыльцевых спектров, а также и в составе фауны. Голоцен представлен наиболее молодыми образованиями, частью еще формирующимися (например, аллювий пойменных террас).

Более дробные стратиграфические единицы выделяются только в среднем и верхнем плейстоцене. Наличие четырех оледенений и трех межледниковий в плейстоцене подтверждается в той или иной степени геологическими материалами по всем рассмотренным выше районам. Более того, обнаруживается еще более глубокая общность характеристик отдельных горизонтов. В частности, выраженность проявлений максимального оледенения в синхронных ему отложениях во внеледниковых областях оказывается более ослабленной, чем зырянского оледенения; это находит подтверждение как в характере криогенных нарушений, так и в спорово-пыльцевых спектрах. Наоборот, геологические следы климата зырянского оледенения повсеместно четко отражены в осадках этого времени, а спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о ксерофитизации растительности в перигляциальной зоне. Наряду с этим из материалов Э. И. Равского, М. Н. Алексеева, С. А. Архипова видно, что аллювий времени верхнеплейстоценовых оледенений характеризуется увеличенными мощностями пойменных фаций.

Таким образом, этими данными подтверждается высказанное нами (см. гл. VI) предположение о большей континентальности климата во время оледенений верхнего плейстоцена, чем во время оледенений среднего плейстоцена.

Рассмотренные в этой главе материалы показывают, что для Сибирской платформы в четвертичном периоде можно наметить этапы регионального проявления тектонических движений. Такие этапы фиксируются следами усиления эрозионной деятельности, вызвавшей местами переуглубление долины, следами крупных размывов и т. п. Наиболее четко выражены два этапа: первый — в начале среднего плейстоцена, перед максимальным оледенением, и второй — во время каргинского межледниковья, перед сарганским оледенением. Другие этапы усиления тектонических движений, установленные нами на материалах бассейна Нижней Тунгуски, в частности, его ледниковой зоны — в самом начале эоплейстоцена и в предзырянское время, — не везде четко отражены.

Однако в краевых частях платформы, например в Приангарье, в районе средней Лены (Коржуев, 1959) и эти этапы явно находят свое вы-

ражение. По мнению Э. И. Равского, это обстоятельство связано, очевидно, с большей мобильностью краевых частей Сибирской платформы.

Фаунистические комплексы ископаемых млекопитающих в целом достаточно хорошо подтверждают правильность разделения четвертичных отложений Сибирской платформы и Енисея на три крупные стратиграфические единицы — эоплейстоцен, средний и верхний плейстоцен и голоцен. Для рассмотренных территорий эоплейстоцен охарактеризован представителями млекопитающих, сходных с фауной таманского и тираспольского фаунистических комплексов Восточной Европы, средний и верхний плейстоцен — хозарского и верхнепалеолитического фаунистических комплексов и голоцен — представителями фауны современного облика.

Но в стратиграфической привязке фауны среднего и верхнего плейстоцена не все является доказанным. Сказанное не относится к положению верхнепалеолитического фаунистического комплекса, который определенно характеризует отложения плейстоцена от максимального оледенения и до голоцена; нижним горизонтам этого отрезка плейстоцена соответствует верхнепалеолитический комплекс фауны с мамонтом раннего типа, а верхним горизонтам — тот же комплекс, но с мамонтом позднего типа. Менее определена для рассматриваемых территорий стратиграфическая привязка млекопитающих хозарского фаунистического комплекса. Как можно было видеть из приведенных материалов, представители этого фаунистического комплекса встречаются не только в отложениях туруханского горизонта плейстоцена, но и в отложениях вышележащих горизонтов среднего плейстоцена. Но если находки остатков трогонтерицевого слона и хозарской лошади, вероятно, не распространяются выше, чем начало максимального оледенения, то остатки длиннорогого бизона встречаются в широком стратиграфическом диапазоне среднего плейстоцена. Нельзя не заметить, что для рассматриваемых нами территорий такое положение остатков длиннорогого бизона принимается только для внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски. Но эти остатки найдены на бичевнике близ обнажений среднеплейстоценовых отложений.

Э. А. Вангенгейм (1961) считает «...присутствие длиннорогих зубров не только в хозарском, но и в верхнепалеолитическом фаунистическом комплексе на ранних этапах формирования последнего, характерной особенностью фауны Восточной Сибири». Однако такое заключение нельзя считать бесспорным, поскольку сама Э. И. Вангенгейм отмечает, что «...следует обратить внимание на возможность выделения двух форм длиннорогих зубров — типично хозарской, идентичной нижневолжским зубрам, и более поздней, характеризующей верхи нижнего плейстоцена и являющейся переходной от типично длиннорогих к короткорогим».

Исходя из изложенного, вопрос о стратиграфическом положении длиннорогих зубров Восточной Сибири приходится считать открытым, особенно для долины Нижней Тунгуски, где находки являются «подъемными».

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработка принципов сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон в последние годы получила дальнейшее развитие в особенности в связи с расширением и углублением исследований перигляциальных явлений, совершенствованием палинологии, а также благодаря пополнению наших знаний о генетических типах четвертичных отложений — выяснению закономерностей их образования и размещения. Однако пока разработаны только самые общие принципы таких сопоставлений, являющихся в ряде своих положений дискуссионными. К числу таких положений относится, например, вопрос о соотношении оледенений и морских трансгрессий, о связи этапов эрозии и аккумуляции с оледенениями и межледниковьями, о палеогеографической интерпретации криогенных нарушений и т. п.

В связи с этим сопоставление четвертичных отложений указанных зон даже для геологически хорошо изученных территорий является достаточно трудной задачей. Тем более сложны такие сопоставления на Сибирской платформе, четвертичные отложения которой исследованы еще далеко не полно.

Бассейн Нижней Тунгуски, который служил основным объектом для сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, представлял собою одну из наименее ясных в отношении геологии четвертичных отложений территорий Сибирской платформы. Еще в предыдущем десятилетии ряд исследователей пытался рассматривать четвертичную историю этого района как историю развития речных террас, как последовательную смену геологических событий, совершавшуюся на все более низких гипсометрических уровнях. Наряду с этим тогда же бытовали представления и об отсутствии здесь следов четвертичных оледенений или же отмечалось наличие следов только одного или двух оледенений.

Как видно из изложенного в настоящей работе материала, геологическая история четвертичного периода бассейна Нижней Тунгуски значительно более сложная. Особенно отчетливо это видно на примере эоплейстоценовых накоплений ледниковой зоны. Последние представлены слабо литифицированными, ожелезненными накоплениями с повышенным содержанием в их составе галек и минералов, устойчивых к выветриванию. По данным спорово-пыльцевых анализов, во время отложения этой толщи территория была покрыта лесами, в древесной растительности которых преобладали разнообразные сосны.

В эоплейстоцене реки выработали долины почти такой же глубины как и современные. В следующие этапы эоплейстоценовой истории долины были заполнены почти 100-метровой толщей аллювия, состоящей из трех литологически различных пачек: нижней — косослоистой

песчано-галечной, средней — валунной и верхней — преимущественно песчаной. Во внеледниковой зоне эоплейстоценовые накопления представлены аллювием двух самых верхних террас — VIII и VII в среднем течении и VII и VI в верхнем течении Нижней Тунгуски. В это время, по-видимому, имело место двукратное усиление тектонических движений: первое из них — в начале эоплейстоцена, о чем свидетельствует резкое углубление реками долин в западной части описываемого бассейна, а второе — во время отложения валунной пачки. Второму тектоническому этапу во внеледниковой зоне соответствовала выработка уступа между двумя верхними террасами.

Значительно богаче событиями, чем представлялось ранее, оказывается и средне-верхнеплейстоценовый этап геологического развития этой территории. В бассейне Нижней Тунгуски развивалось четыре оледенения, разделявшихся межледниковьями.

С каждым оледенением был связан свой комплекс гляциальных образований, отличающихся не только условиями залегания и стратиграфическим положением, но и рядом литологических признаков. Краевые конечноморенные образования оледенений образовали четыре последовательно уменьшающиеся к северо-западу (к центру оледенений — массиву Путорана) дуги, в пределах которых степень сохранности и выраженности ледниковых форм рельефа в том же направлении улучшается.

Характерно, что морены максимального оледенения встречены почти у уреза современных рек; это обстоятельство свидетельствует о наличии периода интенсивного врезания рек в самом начале среднего плейстоцена перед максимальным оледенением. Надо полагать, что это врезание, во время которого была прорезана мощная толща эоплейстоцена, было вызвано тектоническим поднятием области массива Путорана.

Морены более молодых оледенений — тазовского и зырянского — также встречаются очень низко над днищами современных долин. Таким образом, и этим оледенениям предшествовал размыв, восстанавливавший глубину эрозионного расчленения. Мы склонны объяснять подобное явление не только климатическими факторами, но и тектоническими причинами — наличием движений положительного знака.

Очень четко, как в ледниковой, так и в межледниковой зоне, проявился этап усиленного размыва перед сартанским оледенением, фиксирующийся прислоением сартанского аллювия к уступам более древних террас или к склонам долин. Очевидно, этот этап размыва тоже определен тектоникой.

В эпоху оледенений среднего плейстоцена (максимального и тазовского) во внеледниковой зоне отлагались аллювиальные накопления V надпойменной и VI (в бассейне среднего течения) надпойменной террас долины Нижней Тунгуски; во время оледенений верхнего плейстоцена (зырянского и сартанского) произошло накопление части аллювиальных пачек III и I надпойменных террас. Эти аллювиальные толщи несут следы криогенных нарушений, включают линзы и клинья льда, а также характеризуются холодными спорово-пыльцевыми спектрами (типа тундр, лесотундр и тундро-степей).

Межледниковые аллювиальные отложения плейстоцена накапливались в условиях лесного (таежного) ландшафта. Они представлены более крупным обломочным материалом, чем аллювий, отложившимся во время оледенений. Казанцевскими межледниковыми отложениями слагается аллювий IV надпойменной террасы. Это одна из наиболее распространенных террас, отличающаяся значительной шириной и близостью в высотном положении в долинах главных рек и притоков. Формирование этой террасы проходило, по-видимому, в условиях относительного тектонического покоя.

Голоценовые образования представлены аллювием пойменных террас и русел рек. Он охарактеризован лесными спорово-пыльцевыми спектрами, на которых отражено наличие двух максимумов ели.

Таким образом, в бассейне Нижней Тунгуски достаточно отчетливо выделяются три крупные стратиграфические единицы четвертичной системы — эоплейстоцен, средний и верхний плейстоцен и голоцен, различающиеся как литологическими признаками, так и палеоклиматической и палеонтологической характеристиками. Средний и верхний плейстоцен разделен на восемь стратиграфических горизонтов, соответствующих накоплениям туруханского времени, четырех оледенений и трех межледниковых этапов, которые отражают последовательную и естественную смену событий в геологической истории плейстоцена.

Весьма показательными и важными оказались данные, которые были получены в результате сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон. В общей схеме было принято считать, что межледниковые этапы характеризуются преобладанием эрозии, а ледниковые — аккумуляции. Однако в условиях четвертичной истории бассейна Нижней Тунгуски это положение оказалось не столь универсальным; наличие межледниковых террас и аллювиальных накоплений (казанцевских и каргинских) — яркое тому свидетельство. Мало того, и мощности аллювия, синхронного оледенениям, и аллювия межледниковой почти равны между собой. Далее, ранее предполагалось, что в межледниковых вечная мерзлота подвергалась сильной деградации. Но сохранение линз и клиньев льда в аллювии, синхронном максимальному и зырянскому оледенениям, свидетельствует о том, что деградация мерзлоты в межледниковых в бассейне Нижней Тунгуски не была столь значительной и вечномерзлые грунты были распространены не менее широко, чем и теперь.

Значительные различия обнаружились и при сравнении ледниковых эпох среднего плейстоцена с верхним. Во внеледниковой зоне во время оледенений верхнего плейстоцена отлагались повышенные мощности пойменных фаций аллювия, усиливалось физическое выветривание (что находит отражение в появлении прослоев щебня в аллювиальных пачках), увеличивалась мощность морозобойных трещин и вообще шире были развиты криогенные нарушения, а по данным спорово-пыльцевых анализов, растительные ассоциации были более ксерофитными. В отложениях же, соответствующих оледенениям среднего плейстоцена, указанные явления выражены не столь резко, и явно ослабленно. Эти различия были обусловлены, вероятно, климатическими причинами. Возросшая континентальность и сухость климата во время оледенений верхнего плейстоцена являются именно теми условиями, которыми объясняются все отмеченные выше особенности.

Сравнение и увязка стратиграфических схем четвертичных отложений бассейна Нижней Тунгуски с стратиграфическими схемами сопредельных районов Восточной Сибири и долины Енисея позволили несколько изменить имеющиеся представления о стратиграфии четвертичных отложений указанных районов. В целом же события и явления четвертичной истории на всей территории Сибирской платформы и долины Енисея хорошо увязываются и согласуются между собой. В первую очередь это касается подразделения четвертичных образований не только на крупные стратиграфические единицы — нижний плейстоцен (эоплейстоцен), средний и верхний плейстоцен, голоцен, но и более мелких подразделений внутри среднего и верхнего плейстоцена — их горизонтов. Сопоставление и увязка стратиграфических схем для всей этой огромной территории подтвердили наличие основных палеогеографических различий во внеледниковой зоне между временем оледенений среднего и верхнего плейстоцена. Такой же комплекс данных,

как и для бассейна Нижней Тунгуски, здесь также указывает на усиление континентальности климата в верхнем плейстоцене. Выделенные нами на материалах бассейна Нижней Тунгуски этапы проявления тектонических движений находят отражение и на других территориях Сибирской платформы. Особенно четко выражены два этапа — в начале среднего плейстоцена (перед максимальным оледенением) и во время каргинского межледниковья (перед сарганским оледенением). В краевых (более мобильных) частях Сибирской платформы, кроме указанных, выявляются еще два этапа тектонических движений — в начале эоплейстоцена и перед зырянским оледенением. Неотектонические проявления фиксируются следами резкого усиления эрозионной деятельности, вызвавшей местами переуглубление долин, наличием крупных размывов и т. п.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. Схема корреляции четвертичных отложений бассейна р. Вилюй и долины нижнего течения р. Лены.— Докл. АН СССР, 1958, 120, № 6.
- Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения реки Лены.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 51.
- Архипов С. А. 1. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Архипов С. А. 2. Четвертичные отложения западной окраины Сибирской платформы в пределах Енисей-Нижнетунгусско-Бахтинского междуречья, их генезис и стратиграфическое положение.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 30.
- Архипов С. А., Коренева Е. В., Лаврушин Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахта и Турухан. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. К вопросу о стоке р. Енисея в период максимального и зырянского оледенений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 6.
- Белостоцкая И. Ф. Государственная геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000. Лист Q—46. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Благовещенская М. Н. Следы оледенения в долине р. Нижней Тунгуски и ее притоков. Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 7.
- Бурк Х., Ван-Эрде Л., Харсвелдт Х., Ван-дер-Хейде С. и др. Геология Нидерландов. М., ИЛ, 1959.
- Бюдель Ю. Климатические зоны ледникового периода. В кн.: «Вопросы геологии четвертичного периода», М., ИЛ, 1955.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений Сибирской платформы и прилегающих к ней районов. В кн.: «Хронология и климат четвертичного периода» (Международ. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 48.
- Волкова В. С. О палеогеографии последнего межледниковья в низовьях Енисея. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Воскресенский С. С. К стратиграфии четвертичных отложений южной и восточной части Сибирской платформы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956 г.)». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Воскресенский С. С. Основные черты четвертичной истории юго-западного Прибайкалья. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., Изд-во МГУ, 1959.
- Геология Советской Арктики.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, 81.
- Гитерман Р. Е. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений юга и востока Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 31.
- Глазовская М. А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение. В кн.: «Вопросы географии». Сб. статей для XVIII Международ. геогр. конгр. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Горшков С. П. К изучению террас р. Енисея на участке от г. Красноярска до устья р. Кан. В кн.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.

- Горшков С. П. Геологический возраст и палеогеографические особенности формирования террас среднего течения р. Енисей.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 5.
- Горшков С. П. К изучению перигляциальных явлений области среднего течения Енисея.— Вестн. МГУ, серия геол., 1962, № 2.
- Гричук В. П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода. (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гричук М. П. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., Изд-во МГУ, 1959.
- Гричук М. П. Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». М., Изд-во МГУ, 1960.
- Громов В. И. Палеонтологические и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, серия геол. (№ 17).
- Громов В. И. Краткий очерк истории фауны СССР. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР». Вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Громов В. И. Принципы построения единой стратиграфической шкалы для четвертичного периода (тезисы). В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Громов В. И., Шанцер Е. В. О геологическом возрасте палеолита в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогенной) системы и ее нижняя граница. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода» (Международ. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение. В кн.: «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры». Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Дренов Н. В. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Иркутск, 1959.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн.: «Вопросы геологии Азии». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Заррина Е. П., Каплянская Ф. А., Краснов И. И., Миханьков Ю. М., Тарноградский В. Д. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР», вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Загебарт Д. К. Основные черты тектонического строения правобережья р. Енисей между устьями Подкаменной Тунгуски и Дудинки.— Труды Научно-исслед. геол.-развед. ин-та золота, 1956, вып. 21.
- Земцов А. А. Последнее (зырянское) оледенение северо-востока Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Доклады 7-й научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции». Вып. 4. Томск, 1957.
- Золотарев А. Г. 1. Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии центральной части Средне-Сибирской плоской возвышенности.— Труды Иркутск. ун-та, серия геогр., 1959, 24, вып. 1.
- Золотарев А. Г. 2. Трапповые кольцевые формы рельефа бассейна рек Большая и Малая Ерема (левые притоки р. Нижней Тунгуски).— Труды Иркутск. ун-та, серия геогр., 1959, 24, вып. 1.
- Зубаков В. А. К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения р. Енисея. В кн.: «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР». Вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Зубаков В. А. К стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея на участке Осиново—Туруханск. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956 г.)». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Зубаков В. А. Стратиграфия четвертичных отложений долины р. Енисея в пределах ледниковой зоны на участке устье р. Большой Кас—ст. Плахино. Канд. дис., Л., 1958.
- Зубаков В. А. 1. Геоморфологическое строение долины Енисея в среднем и нижнем течении. В кн.: «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР». Вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Зубаков В. А. 2. Новые данные о существовании межледниковых условий в Сибири в тобольское (миндель-рисское) время.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 15.

- Зубаков В. А. Стратиграфическая корреляция четвертичных отложений Приенисейской Сибири. В кн.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Зубаков В. А. Об основных особенностях и закономерностях плейстоценового оледенения Сибири. В кн.: «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР». Вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Кириченко Г. И. Верхний протерозой окраины Сибирской платформы. В кн.: «Материалы по геологии Сибирской платформы». М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Коржув С. С. Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Краснов И. И., Масайтис В. Л. Тектоника Оленекско-Вилуйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. В кн.: «Материалы по геологии Сибирской платформы». М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Кушев С. Л. Геоморфология долины нижнего течения р. Нижней Тунгуски.— Труды Геоморфол. ин-та АН СССР, 1934, вып. 2.
- Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. (Междунац. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаврушин Ю. А., Пермьяков А. И., Трофимов Ю. М. К вопросу о самостоятельности тазовского оледенения Западной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
- Лапин С. С. О геоморфологии и древнем оледенении долины нижнего течения р. Нижней Тунгуски.— Труды Научно-исслед. геол.-развед. ин-та золота, 1956, вып. 21.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956 г.)». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода». Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Макарова А. А. Опыт геоморфологического районирования бассейна нижнего течения р. Енисей.— Труды Центр. научно-исслед. горно-развед. ин-та, 1958, вып. 25, кн. 2.
- Малиновский В. Ю. Геоморфология, кайнозойские отложения и алмазоносность бассейна реки Нижней Тунгуски. Канд. дисс. М., 1953.
- Малиновский В. Ю. Кайнозойские отложения и террасы бассейна Нижней Тунгуски. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956 г.)». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Малиновский В. Ю. К вопросу о происхождении рельефа бассейна Нижней Тунгуски.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1958, № 22.
- Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской изменности. В кн.: «Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., 1956.
- Мирчинк Г. Ф. Историческая геология. М.— Л., ОНТИ, 1935.
- Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР». Вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Мирчинк Г. Ф. Значение палеонтологии, археологии и новейших движений в обосновании стратиграфии и выяснении условий залегания четвертичных отложений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1940, 18, вып. 1.
- Михайлов Н. И. Геоморфологические наблюдения в западной части гор Пutorана.— Вопросы геогр., 1947, сб. 3.
- Михайлов Н. И. Физико-географические районы западной части гор Пutorана. В кн.: «Вопросы физической географии СССР», М., Изд-во МГУ, 1959.
- Москвитин А. И. 1. Ледяные клинья — клиновидные трещины и их стратиграфическое значение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1940, 18, вып. 2.
- Москвитин А. И. 2. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 14, геол. серия (№ 4).
- Москвитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости их распознавания. Мерзлотоведение, 1947, 2, № 1.
- Москвитин А. И. Об ископаемых следах вечной мерзлоты.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1948, № 12.
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Нейштадт М. И. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР». Вып. 3. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1952.

- Нейштадт М. И. Голоцен на территории СССР. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Одинцов М. М., Золотарев А. Г. Геоморфологический очерк восточной части Тунгусского бассейна.—Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1948, вып. 22.
- Одинцов М. М., Труфанова А. П. Древние вулканические кратеры в Тунгусском бассейне.—Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1948, вып. 22.
- Оффман П. Е. О строении центральной части Сибирской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. В кн.: «Тектоника СССР». Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пармузин Ю. П. Горы Путорана. В кн.: «Вопросы физической географии СССР». М., Изд-во МГУ, 1959.
- Плотникова М. И. О связи направлений изгибов долины р. Нижней Тунгуски с тектонической трещиноватостью. В кн.: «Материалы по геологии Сибирской платформы». М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Плотникова М. И. О находке древней коры выветривания в верховьях р. Нижней Тунгуски. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы». Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазность юга Тунгусского бассейна.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 22.
- Равский Э. И. К стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений юга и востока Сибирской платформы.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Равский Э. И. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири. В кн.: «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Равский Э. И., Алексеев М. Н. Четвертичный период в Восточной Сибири. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода» (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Рагозин Л. А. Особенности неотектоники долины р. Енисей от г. Красноярска до устья р. Большой Пит. В кн.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Расказова Е. С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 5.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.—Труды Аркт. научно-исслед. ин-та, 1948, 201.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.—Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1953, 77.
- Сахарова Е. И. Явления «отседания» склонов в Средней Сибири.—Вопросы геогр., 1950, сб. 25.
- Соколов Н. И. Геологическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене как основа инженерно-геологического районирования его территории.—Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1957, 14.
- Стрелков С. А., Дибнер В. Д., Загорская Н. Г., Соколов В. Н., Егорова И. С., Полькин Я. И. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики.—Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, 91.
- Тебеньков В. П., Гантман Д. С., Эйвор О. Л. Геологическое строение и угленосность р. Нижней Тунгуски от р. Северной до р. Чопкокото.—Труды Аркт. научно-исслед. ин-та, 1941, 126, вып. 1.
- Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые центральной части Тунгусского бассейна. Под ред. В. Н. Сакса. Л.—М., Изд-во Главсевморпути, 1941.
- Ушаков С. А. Реакция земной коры на нагрузку материковых оледенений.—Докл. АН СССР, 1960, 133, № 1.
- Фениксова В. В. Четвертичные отложения долины р. Енисей от г. Красноярска до устья р. Большой Пит. В кн.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Фениксова В. В., Дуброво И. А. Террасы р. Енисей в устье р. Кан и их геологический возраст.—Вестн. МГУ, 1959, № 1.
- Френцель Б., Тролль К. Растительные зоны Северной Евразии во время последнего оледенения. В кн.: «Вопросы геологии четвертичного периода». М., ИЛ, 1955.
- Хороших П. П. Археологические исследования на р. Нижней Тунгуске. Иркутск, 1949.
- Цейтлин С. М. О ледниковых отложениях бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски и их стратиграфическом положении.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Цейтлин С. М. 1. О некоторых закономерностях размещения алмазносных россыпей в центральной части Тунгусской синеклизы. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 4. Россыпи. М., Госгортехиздат, 1960.
- Цейтлин С. М. 2. Эоплейстоцен бассейна Нижней Тунгуски.—Докл. АН СССР, 1960, 133, № 5.

- Цейтлин С. М. 1. Озерно-ледниковые глины северо-запада Сибирской платформы и их возраст. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода». Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Цейтлин С. М. 2. Особенности развития плейстоценовых оледенений на северо-западе Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1961, 138, № 4.
- Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР». Вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135.
- Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Томск. ун-та, 1956 133.
- Эпштейн С. В. К вопросу о сопоставлении четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири» (1956) г.). М., Гостоптехиздат, 1957.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Труды ВСЕГЕИ, 1956, 17.
- Ян А. Воздействие рек в период ледниковой эпохи и стратиграфическое значение ископаемых эрозийных поверхностей в четвертичных отложениях.— Бюлл. Польской Академии наук, отд. 3, 1955, 3, № 10.
- Büdel J. Die periglazial-morphologischen Wirkungen der Eiszeitklima auf der ganzen Erde.— Erdkunde, 1953, 7, H. 4.
- Büdel J. Die Gliederung der Würmkaltzeit.— Mitt. Geogr. Gesellsch. Würzburg, 1960, H. 8.
- Bulla V. Bemerkungen zur Frage der Entstehung von Rumpfflächen.— Földt. ert, 1958, 7, № 3.
- Soergel W. Die deluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters. Iena, 1924.
- Soergel W. Deluviale Eiskeile.— Zs. Deutsch. Geol. Gesellsch., 1936, 88, № 3.
- Soergel W. Die Vereisungskurve. Berlin, 1937.
- Troll G. Strukturboden, Solifluktion und Frostklimata der Erde.— Geol. Rundschau, 1944, 34, H. 7/8.
- Troll G. Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung.— Erdkunde, 1947, 1, № 4—6.
- Woldstedt P. Saaleeiszeit, Wartestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland.— Eiszeitalter u. Gegenwart, 1954, 4/5.
- Woldstedt P. Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Losse in ihr.— Eiszeitalter u. Gegenwart, 1956, 7.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter, T. 1—2. Stuttgart, 1954—1958.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	5
<i>Глава I.</i> Основные особенности орографии и гидрографической сети . . . . .	7
<i>Глава II.</i> Краткие сведения о геологии дочетвертичных образований . . . . .	13
<i>Глава III.</i> Основные черты геоморфологии бассейна Нижней Тунгуски . . . . .	25
<i>Глава IV.</i> Стратиграфия четвертичных отложений ледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски . . . . .	45
Нижний плейстоцен (эоплейстоцен) . . . . .	47
Средний и верхний плейстоцен . . . . .	57
Голоцен . . . . .	90
<i>Глава V.</i> Стратиграфия четвертичных отложений внеледниковой зоны бассейна Нижней Тунгуски . . . . .	95
Нижний плейстоцен (эоплейстоцен) . . . . .	99
Средний и верхний плейстоцен . . . . .	103
Голоцен . . . . .	116
<i>Глава VI.</i> Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон . . . . .	120
Общие положения . . . . .	120
Особенности сопоставления четвертичных отложений ледниковой и внелед- никовой зон в бассейне Нижней Тунгуски . . . . .	131
<i>Глава VII.</i> Палеогеография территории бассейна Нижней Тунгуски в четвертич- ном периоде . . . . .	142
<i>Глава VIII.</i> Сопоставление основных стратиграфических схем четвертичных от- ложений Сибирской платформы . . . . .	149
Долина Енисея от устья Бахты до устья Турухана . . . . .	150
Долина Енисея от Красноярска до устья Большого Пита . . . . .	154
Долина среднего течения Ангары . . . . .	158
Долины Вилюя и Лены . . . . .	166
Некоторые выводы . . . . .	175
Заключение . . . . .	177
Литература . . . . .	181

---

---

## CONTENTS

Introduction . . . . .	5
<i>Chapter I.</i> Main specific features of orography and the river drainage . . . . .	7
<i>Chapter II.</i> Brief notes on the geology of pre-Quaternary deposits . . . . .	13
<i>Chapter III.</i> Main features in the geomorphology of Nizhniaia Tunguska basin . . . . .	25
<i>Chapter IV.</i> Stratigraphy of Quaternary deposits in the glacial zone of Nizhniaia Tunguska basin . . . . .	45
Lower Pleistocene . . . . .	47
Middle and upper Pleistocene . . . . .	57
Holocene . . . . .	90
<i>Chapter V.</i> Stratigraphy of Quaternary deposits in the extra-glacial zone of Nizhniaia Tunguska basin . . . . .	95
Lower Pleistocene . . . . .	99
Middle and upper Pleistocene . . . . .	103
Holocene . . . . .	116
<i>Chapter VI.</i> Comparison of Quaternary deposits in the glacial and extra-glacial zones . . . . .	120
General . . . . .	120
Specific features in a comparison of Quaternary deposits the glacial and extra-glacial zones of Nizhniaia Tunguska basin . . . . .	131
<i>Chapter VII.</i> Paleogeography of the territory of Nizhniaia Tunguskabasin during the Quaternary period . . . . .	142
<i>Chapter VIII.</i> Comparison of the main stratigraphic schemes of Quaternary deposits on the Siberian platform . . . . .	149
Enissei valley from the mouth of Bakhty river to the mouth of Turukhan river . . . . .	150
Enissei valley from Krasnoyarsk to the mouth of Bolshoy Pit river . . . . .	154
Valley of Angara midstream . . . . .	158
Valleys of Viliui and Lena rivers . . . . .	166
Certain deduction . . . . .	185
Conclusion . . . . .	177
Bibliography . . . . .	181

*С. М. Цейтлин*

**Сопоставление четвертичных отложений ледниковой  
и внеледниковой зон центральной Сибири  
(бассейн Нижней Тунгуски)**

Труды Геологического института, вып. 100

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом  
Академии наук СССР*

Редактор издательства *А. И. Имшенецкий*  
Контрольный редактор Трудов ГИН 1—100 вып. *С. Т. Попова*  
Технический редактор *В. И. Зудина*

Сдано в набор 5/VIII 1963 г.

Подписано к печати 4/II 1964 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Печ. л. 11,75 + 2 вкл. Усл. печ. л. 16,09 + 2 вкл.

Уч.-изд. л. 16,4 (15,6+0,8 вкл.) Тираж 1000 экз.

Т-01987. Изд. № 2001. Тип. зак. № 5825. Темплан 1964 № 729.

*Цена 1 р. 14 к.*

Издательство «Наука»  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

---

2-я типография Издательства «Наука».  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

1 р. 14 к.