



З. М. ХВОРОСТОВА

Т
ЕОМОРФОЛОГИЯ
БАССЕЙНА
ВЕРХОВЬЕВ
Р. КОЛЫМЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

З. М. ХВОРОСТОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ
БАССЕЙНА
ВЕРХОВЬЕВ р. КОЛЫМЫ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук О. В. Кашменская

Редактор
канд. геол.-мин. наук С. Л. Троицкий

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1970

В работе рассмотрена проблема поверхностей выравнивания, морфоструктурные и морфоскульптурные особенности территории, геоморфологическое районирование и история развития рельефа.

В истории развития рельефа выделяются четыре этапа: 1) собственно геосинклинальный (карбон — поздняя юра), 2) орогенный (ранний мел — сенон), 3) стабилизации тектонических движений и регионального выравнивания (даней — эоцен) и 4) неотектонического горообразования (олигоцен — современный век). Основные геоморфологические особенности территории возникли в неотектонический этап, во время которого на фоне регионального умеренного воздымания Яно-Колымской складчатой страны произошли деформация и расчленение датско-палеогеновой поверхности выравнивания, реликты которой представляют наиболее древние элементы рельефа. Кроме датско-палеогеновой выделяются плиоценовая и четвертичная поверхности выравнивания. Подчеркивается различное тектоно-геоморфологическое значение выделенных поверхностей выравнивания.

Геоморфологическое районирование проведено на основании детального прослеживания изменения в пространстве ледниковых, флювиальных и склоновых черт рельефа, описанных в специальных главах. Все геоморфологические особенности рассмотрены в связи с изучением условий формирования россей и их эволюции.

ВВЕДЕНИЕ

Бассейн верховьев р. Колымы входит в Яно-Колымскую горную область и является в геоморфологическом отношении одним из наиболее интересных районов Северо-Востока СССР. Умеренная амплитуда неотектонических сводовых движений выгодно отличает его от территорий весьма интенсивных поднятий или преимущественных опусканий тем, что обуславливает наилучшее сохранение реликтовых форм, изучение которых дает возможность выделить в истории развития рельефа отдельные этапы. Геоморфологически четкая выраженность дифференцированных движений, что также является следствием умеренного проявления тектонических движений, позволяет проследить изменение как скульптурной, так и аккумулятивной деятельности различных экзогенных рельефообразующих процессов от одного участка к другому.

Концентрация большого количества россыпей золота, многие из которых представляют уникальные месторождения, послужила причиной интенсивного геологического изучения района. Разномасштабная геолого-геоморфологическая съемка и многочисленные буровые и шурфовочные работы способствовали очень быстрому накоплению фактического материала по геологии рыхлых отложений и геоморфологии рассматриваемой территории.

Сочетание благоприятных тектоно-геоморфологических условий с хорошей геолого-геоморфологической изученностью делает бассейн верховьев р. Колымы одним из ключевых участков и позволяет решать на его примере ряд теоретических вопросов геоморфологии Северо-Востока СССР. Именно поэтому бассейн верховьев р. Колымы привлекал внимание многих исследователей и неоднократно рассматривался как в сводных работах, касающихся всей территории Верхояно-Колымской горной страны, так и в отдельных статьях, посвященных различным вопросам геоморфологии этого бассейна. Тем

не менее многие из них до сих пор окончательно не решены. Это прежде всего относится к проблеме количества и возраста поверхностей выравнивания, выделению основных этапов развития рельефа, определению возраста основных элементов рельефа, морфоструктурному анализу территории, определению количества оледенений и их роли в образовании рельефа и судьбе россыпей, а также другим более частным вопросам. Предлагаемая читателю работа носит характер регионально-геоморфологического исследования, в котором делается попытка решить эти проблемы на основании оригинального фактического материала.

Согласно общей теории геоморфологии рельеф земной поверхности образуется в результате непрерывного, исторически развивающегося взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. При этом эндогенная составляющая рельефообразования, как правило, не поддается непосредственному наблюдению, а может быть установлена лишь при помощи анализа исторического развития геологических структур и изучения проявления этих структур в рельефе. Поэтому для более полного понимания тенденции эндогенного рельефообразования в специальной главе рассмотрены основные этапы геологического развития, начиная с возникновения мезозойской геосинклинальной области.

Поскольку главные черты новейших тектонических движений земной коры восстанавливаются не только на основании изучения коррелятивных осадков, но и при познании основных черт строения рельефа, сведения о них приводятся одновременно с описанием рельефа: основные особенности колебательных движений — в главе о поверхностях выравнивания, а дифференцированных — при описании морфоскульптурных особенностей рельефа.

Большое место в работе отведено анализу ледникового, флювиального и денудационного рельефа с их региональными особенностями. Детальное изучение генетических типов форм и элементов рельефа чрезвычайно способствовало познанию общих закономерностей его формирования. В этом отношении большую роль сыграл анализ картографического материала, полученного при крупно- и среднемасштабном геоморфологическом картографировании бассейна верховьев р. Колымы, произведенном автором с участием Е. С. Ржеутской. Анализ пространственного распределения генетически однородных поверхностей рельефа, принятых основными единицами картографического изображения на упомянутых геоморфологических картах, позволил по-новому подойти к освещению геоморфологии территории.

По мнению автора, всякое изучение рельефа должно неизбежно начинаться с анализа всех сведений об элементарных формах рельефа. Поэтому элементы рельефа, а не их сочетания становятся основным объектом картирования на первой стадии изучения рельефа. Однако аналитические карты дают изображение не разрозненных поверхностей, а поверхностей, генетически связанных друг с другом, образующих определенные формы, комплексы форм и типы рельефа, т. е. такие карты содержат материал для более широких геоморфологических построений и выводов теоретического и прикладного характера. Генетическая классификация элементарных поверхностей рельефа выступает в роли синтетической основы, на базе которой изображенные на карте элементарные поверхности читаются как составные части естественных комплексов земной поверхности, генетически связанные между собой.

Составление карты генетически однородных поверхностей рельефа явилось не конечным результатом работы, а лишь положило начало более глубокому геоморфологическому анализу.

Использование геоморфологической карты, составленной по принципу выделения генетически однородных поверхностей, дало возможность точно определить границы морфогенетических типов рельефа, проводить геоморфологическое районирование, изучать современные геоморфологические процессы и некоторые вопросы палеогеоморфологии.

Следовательно, геоморфологическое районирование с элементами морфоструктурного анализа, последовавшее в работе за аналитическим рассмотрением общей тектонической обстановки и генетических типов рельефа, явилось выражением более высокой ступени обобщения материала, как бы синтезом исследования, позволившим понять рельеф как сложное, но единое явление природы.

Геоморфологическое районирование производилось по принципу выделения районов, морфологические и морфометрические свойства которых обусловлены разной интенсивностью, а главное, направленностью геоморфологического процесса.

Направленность геоморфологического процесса выступает в роли определяющего звена, познание которого дает возможность объяснить и объединить в единое взаимосвязанное целое все явления рельефообразования. Эта категория выражает соотношение между потенциальной возможностью подготовки рыхлого материала для переноса и потенциальной способностью экзогенных агентов выносить

Этот материал за пределы района, а тот или иной характер соотношения предопределяет направленность рельефообразования как отдельных форм, так и геоморфологических ландшафтов в целом.

Исходя из такого понимания направленности геоморфологического процесса, объясняются разновидности рельефа от денудационных сильно расчлененных гор до рельефа аккумулятивных равнин. Равновесность геоморфологического процесса определяет взаимную компенсацию процессов деструкции и аккумуляции и состояние динамического равновесия экзогенных процессов в пределах того или иного района. Нарушение равновесности приводит к изменению рельефообразующего процесса. Если направленность геоморфологического процесса изменяется в сторону восходящего развития (поступление материала меньше выноса), то деструкция начинает преобладать над аккумуляцией и наступает «омолаживание» рельефа. Если направленность геоморфологического процесса изменяется в сторону нисходящего развития, то аккумуляция начинает преобладать над деструкцией и наступает «одряхление» рельефа.

К сожалению, направленность геоморфологического процесса в настоящее время можно охарактеризовать только качественно. Переход к количественным характеристикам требует более совершенной методики исследований.

Причинами нарушений направленности геоморфологического процесса и наступления новой тенденции в рельефообразовании служат изменения геолого-географических условий, влияющих либо на силу экзогенных агентов, либо на интенсивность процессов выветривания и денудации. Среди них основное значение принадлежит тектоническим движениям, изменениям климата и литологическому характеру субстрата, на котором развивается рельеф.

Роль указанных элементов весьма различна в разных конкретных ситуациях, поэтому изучение рельефа прежде всего требует правильной оценки динамического взаимодействия этих элементов.

Современное существование районов разной направленности геоморфологического процесса на рассматриваемой территории определяется большей частью различием в пространстве тектонических условий рельефообразования и в меньшей степени литологической неоднородностью субстрата. Влияние климатического фактора не сказывается, так как бассейн верховьев р. Колымы находится в пределах единого климатического района.

На исторические изменения направленности рельефообразования наряду с переменной тектонической обстановкой могли оказывать большое влияние колебания климата. Установление зависимости между тектоникой, климатом и рельефообразованием прошедших эпох может явиться предметом самостоятельного палеогеоморфологического исследования. Автор ограничивается выделением этапов развития рельефа. Суждения относительно причин изменения направленности рельефообразования в прошлом могут рассматриваться как предварительные.

История развития рельефа бассейна верховьев р. Колымы, восстановленная на основании изучения рассмотренных в работе особенностей рельефа, приводится в заключении.

На протяжении большей части континентального периода развития территории верховьев р. Колымы с процессами формирования рельефа и континентальных осадков было неразрывно связано образование россыпных месторождений золота. Познание закономерностей формирования россыпей в значительной мере связано с изучением рельефа и восстановлением истории его образования. В связи с этим изложение каждого геоморфологического вопроса, будь то проблема поверхностей выравнивания, рассмотрение генетических типов рельефа, история рельефа или геоморфологическое районирование, преследовало также цель раскрыть общие закономерности процесса образования и эволюции россыпей.

Предлагаемая работа явилась результатом многолетних экспедиционных, картосоставительных и тематических исследований автора в бассейне верховьев р. Колымы (1950—1959 и 1965—1967 гг.). Чрезвычайно благоприятным обстоятельством послужило составление в соавторстве с Е. С. Ржеутской в 1956—1959 гг. крупно- и среднемасштабных геоморфологических карт территории бассейна верховьев р. Колымы в целом, а также крупномасштабной геоморфологической карты россыпей бассейна р. Берелех. Разработка легенды геоморфологических карт с использованием малоизвестных в то время принципов Д. В. Борисевича и А. И. Спиридонова заставила автора по-новому подойти к решению многих вопросов геоморфологии бассейна верховьев р. Колымы.

Кроме личных наблюдений, обобщен огромный фактический материал, накопленный при многих исследованиях, проводившихся с 1928 г. сотрудниками треста «Дальстрой», Северо-Восточного геологического управления и Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института

СО АН СССР. Нет возможности перечислить все имена геологов, результаты исследования которых обобщены в этой книге. Особенно помогли автору работы А. С. Агейкина, А. П. Башаркевича, Б. И. Беневоляского, Б. И. Вронского, Д. С. Голоты, А. С. Галуна, П. О. Генкина, Ю. Е. Дорт-Гольца, А. Г. Желамского, О. В. Кашменской, Б. Д. Комогорцева, Н. В. Кондратова, В. И. Крутоуса, Б. И. Пепеляева, А. И. Попова, И. Н. Скорины, Э. Г. Соколовской, А. А. Терновского, Э. Д. Титовой, Д. П. Филиппова, Л. А. Фурсикова, Д. М. Шаньгина.

Предпринятые исследования бассейна верховьев р. Колымы оказались возможными лишь потому, что в распоряжении автора имелись замечательные сводные работы по Северо-Востоку СССР П. И. Скорнякова и Н. В. Тупицына (1936), Ю. А. Билибина (1956), Д. М. Колосова (1947), В. Н. Сакса (1948, 1953), А. П. Васьковского (1959б, 1963б), Н. А. Шило (1960а, 1961б), И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного (1962), И. А. Резанова (1964), Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964), Б. С. Русанова, З. Ф. Бороденковой, В. Ф. Гончарова и др. (1967), Ю. П. Барановой (1967).

Решению теоретических вопросов способствовали научные концепции Ю. А. Билибина, И. П. Герасимова, В. В. Ламакина, Н. А. Флоренсова, С. С. Шульца, В. Н. Сакса, Н. А. Шило, А. П. Васьковского, И. П. Карташова, С. С. Воскресенского, К. К. Маркова, Ю. А. Мещерякова, Н. И. Николаева, В. А. Обручева, Е. В. Шанцера, Д. В. Борисевича и других.

Большое влияние на формирование взглядов автора оказали исследования, проводимые вместе с О. В. Кашменской в бассейне р. Индигирки (1960—1964 гг.), направленные на изучение роли геоморфологического анализа при поисках россыпей. Была возможность сравнить историю развития рельефа соседних бассейнов Колымы и Индигирки, а также проверить ряд положений на значительно большей территории. Выход за границы Колымского бассейна и увеличение площади исследования благотворно отразились на дальнейшей разработке вопросов, связанных с проблемой выравнивания, ледниковой деятельностью, изучением неотектонических впадин в связи с изменением степени дифференцированности движений во времени (Кашменская, Хворостова, 1965). Автор выражает признательность О. В. Кашменской за детальное обсуждение и постоянную дружескую помощь на всех стадиях работы, а также за научное редактирование рукописи.

Автор считает своим приятным долгом выразить также благодарность С. Л. Троицкому, взявшему на себя труд отредактировать рукопись, В. Н. Саксу, С. Ф. Бискэ, В. А. Николаеву, Н. Н. Соколову, В. В. Вдовину, прочитавшим рукопись и сделавшим ряд ценных замечаний, А. Н. Смирновой, А. Ф. Хлоновой, В. П. Никитину, П. И. Дорофееву, любезно выполнившим палинологические и палеокарпологические анализы и интерпретировавшим их данные, а также С. И. Есиковой, графически оформившей рукопись.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основная часть рассматриваемой территории расположена в пределах Верхне-Колымского нагорья, лежащего между юго-восточными отрогами горной системы Черского и хр. Сарычева. Как отроги горной системы Черского, так и хр. Сарычева входят в изученную площадь, но составляют меньшую ее часть (рис. 1).

Климат бассейна верховьев р. Колымы (Клюкин, 1959, 1960) континентальный и исключительно суровый. Это объясняется положением района в высоких широтах и влиянием северо-восточного отрога высокого атмосферного давления, отходящего от Байкальского антициклонального центра. Средние годовые температуры колеблются от -10 до -14° . Характерны очень низкие зимние температуры при устойчивой штилевой стратификации воздуха. Отрицательную среднесуточную температуру имеют 250 дней в году, причем в течение трех месяцев — в декабре, январе и феврале — температура воздуха падает ниже -45° ; 25—28 дней этих зимних месяцев характеризуются температурой ниже -50° . Средние положительные температуры от $+3$ до $+13^{\circ}$ присущи всего трем месяцам — от июня до августа включительно.

Летняя погода чрезвычайно непостоянна, и хотя средняя температура самого теплого месяца (июля) равняется $+13,5^{\circ}$, случается, что она достигает $(+25^{\circ})$ — $(+30^{\circ})$.

Осадков мало (230—300 мм в год), и выпадают они неравномерно, преимущественно летом. Снег ложится в сентябре и стаивает во второй половине мая. Высота снежного покрова колеблется около 30—35 см на междуречьях, а в распадках и долинах достигает 2 м.

Суровые климатические условия способствуют существованию вечной мерзлоты. Последняя, по-видимому, объясняется не только активным образованием современной, но и устойчивым сохранением реликтовой мерзлоты, возникшей в суро-

вую климатическую эпоху ледникового времени. Наличие вечной мерзлоты оказывает большое специфическое влияние на ряд процессов, определяющих характер физико-географичес-

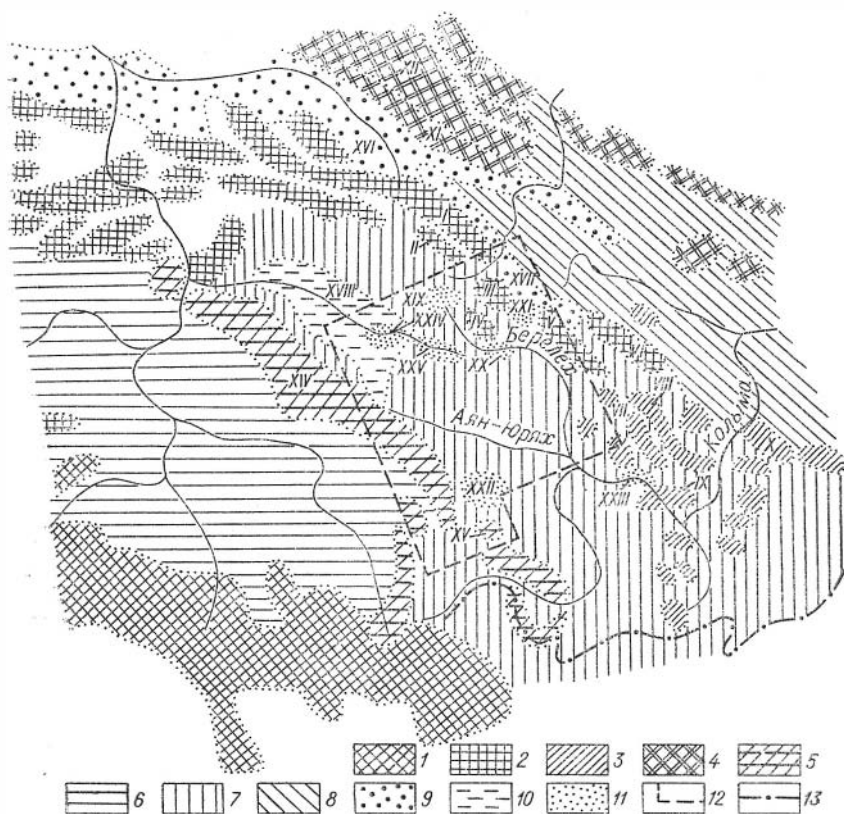


Рис. 1. Орографическая схема бассейна верховьев р. Колымы.

Ниже-Ленская горная система (1 — хр. Сунтар-Хаята). Горная система Черского: 2 — цепь Обручева: хр. Улахан-Чистайский (I); хр. Ачмолчанский (II), массив Оханджа (III), Бургандинский массив (IV), массив Чьорго (V), хр. Ненгеджек (VI); 3 — южные отроги цепи Обручева: хр. Большой Анначак (VII), хр. Малый Анначак (VIII), хр. Малых порогов (IX), хр. Больших порогов (X); 4 — цепь Библибина: хр. Гармычан (XI), хр. Ильин-Тас (XII), хр. Арга-Тас (XIII); 5 — цепь Матюшкина: хр. Тас-Кыстабыт (XIV), массив Харан (XV); 6 — Яно-Оймяконское нагорье, 7 — Верхне-Колымское нагорье; 8 — Средне-Колымское нагорье; 9 — Момосейманская впадина (XVI) и ее ответвление — Дарпирская впадина (XVII); 10 — Верхне-Нерская впадина, представленная низким (900—1100 м) плоскогорьем (XVIII); 11 — межгорные впадины: Верхне-Берелехская (XIX), Талонская (XX), Мамлык-Сиенская (XXI), Хиникенская (XXII), Тьяэлахская (XXIII), Нижне-Худжаская (XXIV), Верхне-Худжаская (XXV); 12 — граница рассматриваемого района; 13 — водораздел между бассейнами р. Колымы и рек Охотского моря.

ких ландшафтов. Глубина летнего оттаивания колеблется от 0,6—1,0 м на склонах северной экспозиции до 2—3 м в галечниках речных долин.

Речная сеть состоит из двух крупных истоков Колымы: рек Аян-Урях и Берелех с разветвленными притоками. Строевание бассейна р. Берелех асимметрично: его левые притоки значительно длиннее правых. Наиболее протяженные притоки — Бурганди, Малык-Сиен с Оханджей, Табога слевой и Правой Табогами, Сусуман. Наиболее протяженные притоки р. Аян-Урях: Элик, Хинике (правые) и Аркагала с Мянуджей (левый). Любопытно, что наиболее крупные притоки р. Аян-Урях характерны для верхнего течения, в то время как в нижнем притоки коротки и расположены симметрично.

Главные реки во второй половине октября, а их притоки в сентябре покрываются льдом, и только в конце мая — начале июня начинается ледоход. Речной сток неравномерный. Зимний расход воды крайне мал из-за недостаточного грунтового питания рек в условиях вечной мерзлоты. Основное количество годового стока падает на весенне-летние 4,5 месяца, когда сбрасываются все талые снеговые и летние дождевые воды. Водоупорный слой вечной мерзлоты препятствует просачиванию дождевых и талых снеговых вод вглубь и благоприятствует быстрому стоку их по склонам прямо в прилегающие водотоки. Это способствует возникновению бурных паводков, часто сопровождающихся наводнениями. Скорость течения рек значительно меняется от межени к паводкам. В паводки она может достигать величины в 2,5—3 раза превышающей скорость течения в межень.

Растительность относится к северной подзоне таежной зоны (Караваев, 1965). Она представлена главным образом редколесьем и редкостойными мохово-лишайниковыми кустарниковыми лесами. Наиболее широко распространены лиственница, кедровый стланик, кустарничковые береза и ива, а также различные вересковые, из которых особенно часто встречаются багульник, голубица и брусника. Основная часть трав представлена осоками и злаками. Широко развиты болота, где значительные площади покрыты сфагновыми мхами. Отчетливо наблюдается смена вертикальных поясов растительности. Значительные площади речных долин и нижние части их склонов покрыты лиственничными лесами с кустарничковыми березой и ивой в подлеске. Только в местах более глубокого сезонного оттаивания почвы встречаются заросли тальника и тополевые рощи с подлеском из черной и красной смородины. Однообразное лиственничное редколесье подни-

мается по склонам гор до высоты 900—1100 м. Далее до высоты 1300—1500 м простирается пояс подгольцовой растительности, состоящей из кедрового стланика, ольховника, березы Миддендорфа с единичными карликовыми лиственницами. Еще выше кустарники рedeют и уступают место горным тундрам (горно-тундровый пояс). На высоте более 1600—1700 м располагается пояс высокогорных холодных пустынь. Нередко вертикальная зональность прослеживается с трудом из-за быстрых смен группировок и типов горной растительности, зависящих от разнообразия местного климата и рельефа.

Основные черты орографии. Между юго-восточными отрогами горной системы Черского — цепью Чьорго и массивом Оханджа, содной стороны, и хребтом Сарычева — с другой, располагается широкая полоса Верхне-Колымского нагорья¹.

Горные сооружения системы Черского и хр. Сарычева вытянуты с юго-востока на северо-запад, превышают обычно 2000 м и резко возвышаются над горными группами и массивами Верхне-Колымского нагорья.

Для Верхне-Колымского нагорья характерно отсутствие определенной ориентировки орографических элементов. Исключение составляет лишь Берелехская гряда, расположенная на правом берегу р. Берелех в нижней трети его течения, да левобережное междуречье Аян-Уряха в его нижнем течении. Остальная часть Верхне-Колымского нагорья представляет мозаично чередующиеся горные группы. Абсолютные высоты вершин самых низких горных групп составляют 1000—1200 м, самых высоких достигают 2000—2150 м. Большая часть Верхне-Колымского нагорья — это горы с абсолютными высотами от 1300 до 1600 м.

Такие различия в высотах и принадлежность к указанным высотным интервалам определенных горных сооружений позволяют выделить на рассматриваемой территории высоко-, средне- и низкогорные участки. Подобное разделение гор близко к общепринятому среди исследователей Северо-Востока СССР.

К высокогорью относятся отроги горной системы Черского, хр. Сарычева и массивы Верхне-Колымского нагорья: Харанский, Бургандинский, Морджот, г. Серая. Наивысшие вершины расположены в северо-восточных частях цепи Чьорго

¹ Названия горных сооружений приводятся по А. П. Васильевскому (1956).

(2332 м) и массива Оханджа (2303 м), а также в хр. Сарычева в верховьях р. Правая Бячела (2307 м). Самой высокой вершиной среди массивов Верхне-Колымского нагорья является г. Серая (2142 м). Число вершин, превышающих 2150 м, крайне мало, в то время как подавляющее большинство господствующих высот имеет отметки 2000—2150 м.

Высокогорные участки часто представляют собой альпийские горы с зубчатыми гребневидными водоразделами и пирамидальными вершинами. Во многих местах крутые склоны высокогорья сочленяются с плоскими выровненными вершинами, резко контрастирующими с прилегающими склонами. Значительная крутизна склонов часто почти не уменьшается до самых подножий, где имеются лишь узкие шлейфы осыпей. Глубина расчленения высокогорья колеблется от 900 до 1200 м. Для всех высокогорных участков характерны следы ледниковой деятельности. Обрывистые склоны каров делают более диким и без того суровый ландшафт гор. Следы ледниковой деятельности выражены значительно ярче в северо-восточных частях хребтов и массивов.

Среднегорье представлено большим числом горных групп и массивов с преобладающей высотой 1300—1600 м. Среди них встречаются горные группы как с умеренно крутыми склонами, закономерно выполаживающимися к подножиям, так и с крутыми, по морфологии мало отличающимися от высокогорья. Местами выделяются участки среднегорья с плоскими вершинами, расположенными на одинаковой высоте. Такие плоскогорья часто занимают значительные площади. Особенно характерно плосковершинное среднегорье на междуречье Берелех — Худжах. Господствующие высоты среднегорья, как правило, либо связаны с выходом на дневную поверхность более устойчивых пород, либо приурочены к участкам, характеризующимся признаками более активного тектонического поднятия.

Низкогорные участки — это либо изометричные, либо долинообразно вытянутые, гипсометрически более низкие горные группы. Высоты вершин низкогорья колеблются от 1000 до 1300 м, но наиболее часто встречаются горы высотой менее 1200 м. Большая часть низкогорья состоит из горных групп с куполообразными вершинами и постепенно снижающимися к днищам речных долин склонами. Некоторые низкогорные участки характеризуются плоскими ровными междуречьями, сливающимися в единую равнину, поднятую в разных местах на высоту от 1000 до 1300 м и расчлененную современными реками на глубину 150—200 м. В некоторых местах

долины рек, разрезающих такие низкогорные равнины, узки, а сами равнины обширны. В подобных случаях низкогорные равнины, вложенные в среднегорье и высокогорье, представляют в орографическом отношении обширные выровненные понижения, называемые впадинами. В качестве примера можно привести Верхне-Нерскую впадину, которая в значительной своей части представляет плоскогорье с абсолютными высотами менее 1200 м, являющееся деструктивной равниной, срезающей верхоянский комплекс геосинклинальных осадков триаса.

Значительную часть рельефа составляют днища долин и террасы. Даже при беглом знакомстве с картой бассейна верховьев р. Колымы поражает почти геометрический рисунок его долин в плане. Характерным примером может служить р. Берелех. Впечатление геометричности усугубляется прямолинейностью большинства притоков и приуроченностью их к двум господствующим направлениям: северо-восточному и большей частью северо-западному. Чрезвычайно характерно широкое распространение открытых долин, которые обычно вытянуты в том же направлении. Это приводит к разделению междуречий на отдельные горные группы иногда прямоугольных очертаний.

Днища долин представляют равнинные полосы, вытянутые вдоль рек и ручьев. Над ними возвышаются серии террас, нижние из которых, с относительной высотой до 50 м, вместе с поймами участвуют в построении самых низких (придолинных) равнин. Наиболее распространенной, хорошо выраженной на всей территории является терраса высотой 25—40 м.

Ширина придолинных равнин большей частью колеблется между 4—7 км, уменьшаясь в долинах притоков до нескольких десятков метров.

В некоторых случаях придолинные равнины сильно расширяются, сохраняя вытянутые по простиранию реки очертания или приобретая изометричную конфигурацию. Такие расширения, порой превышающие 10 км, приурочены к молодым межгорным впадинам. Это Верхне-Берелехская, Талонская, Хиникенская, Худжахские и другие впадины.

В границах позднечетвертичного оледенения на поверхности придолинных равнин лежат ледниковые аккумулятивные образования в виде дуг конечных морен и холмистой основной морены, достигающие наибольшего распространения в пределах впадин.

Характер водораздела между верховьями р. Колымы и реками системы р. Индигирки разнообразен. На значительных расстояниях нет четко выраженных водораздельных гряд, а существуют открытые водоразделы на уровне низкогогорья. Такими, например, водоразделами между притоками Аян-Уреха и р. Худжах, а также между верховьями Аян-Уреха и Тымтея (реки Худжах и Тымтея относятся к системе р. Индигирки). Здесь реки различных систем берут начало на единой выровненной поверхности: сколько-нибудь возвышающегося гребня между ними нет. Во многих местах существуют также открытые долины между водотоками различных систем, усиливающие впечатление отсутствия на больших расстояниях водораздела между ними.

Наряду с этим большая часть водораздела между верховьями Колымы и Индигирки проходит по хр. Сарычева, с которого в разные стороны стекают реки различных систем. Однако и в этом случае водораздельная линия часто проходит внутри открытых долин. Существуют многие признаки расширения площади бассейна р. Колымы за счет бассейна р. Индигирки. Наиболее часто агрессивное наступление притоков р. Колымы наблюдается в случае отсутствия четко выраженных водоразделов.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Верхояно-Колымская область мезозойской складчатости, в которую входит бассейн верховьев р. Колымы, охватывает значительную часть азиатского материка, расположенную к востоку от р. Лены до берегов Охотского моря. Своеобразие тектонического развития областей мезозойской складчатости, в значительной степени отличных от других складчатых областей земного шара, с давних пор привлекало внимание многих исследователей. Изучению тектонического строения и геологического развития Верхояно-Колымской складчатой области посвящены труды В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. И. Тильмана, Н. А. Шило (1964), Н. И. Ларина (1955), В. Т. Матвеевко (1955), В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), Ю. М. Пушаровского (1960), И. А. Резанова (1964), И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного (1962), Л. А. Сняtkова (1957), Л. А. и Б. А. Сняtkовых (1958), К. Я. Спрингиса (1958), Н. П. Хераскова (1964) и многих других исследователей.

В качестве специфической особенности Верхояно-Колымской области мезозойской складчатости необходимо, прежде всего, отметить, что начало мезозойского цикла совпало с очень крупными перестройками более древних структур и со значительным вовлечением древних структур в новые геосинклинальные опускания (Херасков, 1964). Это дало основание Ю. А. Косыгину, К. В. Боголепову и Л. М. Парфенову (1965) относить складчатые комплексы Северо-Востока СССР к эпикратонным складчатым комплексам, которые располагаются на раздробленных и погруженных участках кратона. Они считают, что территория Северо-Востока СССР имеет весьма сложное складчато-блоковое строение. В ее пределах можно предполагать почти непрерывное распространение раздробленного архейского фундамента, глубина погружения отдельных глыб которого колеблется от 0 до 15 км и более. При этом внутренняя структура и общая морфология эпикратонных

складчатых комплексов определяется глубиной и степенью раздробленности древнего цоколя, а также конфигурацией заключенных среди них остаточных массивов.

Еще ранее К. Я. Спрингис (1958) и В. Т. Матвеев (1955) высказали предположение, что Верхояно-Колымская мезозойская геосинклиналь возникла вследствие тектонической перестройки Сибирской платформы, которая прежде простиралась гораздо восточнее, чем ныне. Ее следы они видят в срединных массивах, а также в районах с неглубоким залеганием фундамента. Неравномерное опускание отдельных блоков привело к тому, что в различных районах фундамент оказался лежащим на различной глубине. Это в значительной степени обусловило дальнейшую специфику развития отдельных частей территории. На участках с более глубоким залеганием фундамента установился геосинклинальный режим развития. Участки неглубокого залегания фундамента превратились в дальнейшем в районы слабых дислокаций. Срединные же массивы играли роль жестких глыб во вновь сформировавшейся структурно-тектонической области.

Бассейн верховьев р. Колымы располагается в близком соседстве с Колымским срединным массивом (рис. 2). Структура этого массива имеет определяющее значение для многих черт тектонического строения Верхояно-Колымской области. Складчатые структуры геосинклинального комплекса, окружающие Колымский срединный массив, как бы облекают этот массив, приспособиваются к его очертаниям. Значительное влияние на тектоническое строение рассматриваемого района оказала также зона глубинного разлома, ограничивающая Колымский срединный массив с запада и отделяющая его от Яно-Колымского складчатого пояса. Существование этого разлома проявилось также в развитии рельефа и определило в какой-то степени его строение.

ли-Дебинский, ВИ — Верхне-Индигорский, АГ — Армано-Гижигорский; 3 — Аян-Уряхский антиклинорий; 4 — Охотский срединный массив; 5 — глубинные разломы; 6 — северная граница Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; Магматогенные образования: 7 — главным образом позднерурские гранитоидные интрузии; 8 — главным образом меловые гранитоидные интрузии; 9 — Тарынский вулкан; 10 — меловой и кайнозойский покров эффузивов. Структуры второго и более низких порядков: синклинории: ТМ — Туостахово-Мылгинский, Бр — Берелехский, Бх — Бохапчинский; антиклинали: ЧО — Чьорго-Оханджинская, Тн — Тенькинская, Кл — Колымская, НЭ — Нерско-Эмтегейская; 11 — впадины и грабены позднерурские: Лг — Лыглыхтахская; меловые: Ар — Аркагагинская, Др — Дарпирская, СБ — Средне-Берелехская, Мм — Маймандинская; кайнозойские: ВН — Верхне-Нерские, Хд — Худжахская, Тл — Талонская, Хк — Хиникенская, Ор — Оротукская (включая Чукучаннахскую); 12 — брахисинклинали: ТР — Тарын-Юряхская, ТК — Тас-Кыстабытская, ВВ — Верхне-Булунгинская, ВК — Верхне-Кулинская, ТЭ — Тас-Эльбехская и др.; 13 — брахиантиклинали: Кр — Куранахская, Бч — Бячелинская, Эл — Эелинская, Хн — Хениканджинская, Дд — Дудыканская и др.; 14 — оси антиклиналей; 15 — оси синклиналей; 16 — разломы.

Характерной чертой Верхояно-Колымской складчатой области является сравнительно слабая подвижность земной коры, вероятно, обусловленная наложенностью геосинклинали на раздробленное платформенное основание (Резанов, 1964; Баранова, 1967). Эта особенность, по-видимому, проявлялась на протяжении всей геологической истории. Ею, скорее всего, объясняется неглубокое вскрытие антиклинорий, в результате чего породы нижних структурных этажей в ядрах антиклинорий залегают глубоко от поверхности среза и на огромных пространствах распространены породы близкого возрастного диапазона (Пушаровский, 1960).

Необходимо также отметить весьма однообразный состав пород, слагающих складчатый комплекс. Своеобразие геологического разреза заключается в том, что здесь практически нет осадочно-вулканогенных формаций, свойственных ранним этапам геосинклинального развития, и чрезвычайно ограничено распространение пород карбонатного состава. Весь складчатый комплекс почти нацело сложен терригенными образованиями, очень часто носящими флишоидный характер и представленными рассланцованными песчаниками, глинистыми и алевроитовыми сланцами, степень метаморфизма которых относительно невелика.

Наконец, широко известны металлогенические особенности области, заключающиеся в исключительно мощном проявлении золотой и редкометальной минерализации, связанной с интенсивным магматизмом в поздние этапы развития геосинклинали. Этому явлению обязано возникновение многочисленных россыпей золота, нередко уникальных по своим запасам, сформировавшихся в послегеосинклинальный период развития страны.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ БАССЕЙНА ВЕРХОВЬЕВ р. КОЛЫМЫ

Исследуемая территория является частью Яно-Колымского складчатого пояса, который наряду с другими складчатыми структурами, Колымским срединным массивом и несколькими остаточными массивами входит в Верхояно-Колымскую складчатую область.

Для Яно-Колымского складчатого пояса характерно резко асимметричное строение. Его внутренняя часть, прилегающая к Колымскому срединному массиву, значительно отличается от внешней, менее прогнутой, занимающей гораздо большую

территорию. Для внутренней части, называемой Инъяли-Дебинским синклиниорием, характерно глубокое прогибание, наибольшее погружение фундамента, проявление напряженной линейной складчатости и развитие мощнейших батолитоподобных интрузий гранитоидов.

Внешняя часть Яно-Колымского складчатого пояса представляет чрезвычайно широкую и плоскую структурную форму, состоящую из нескольких складчатых элементов меньшего порядка. В пределы рассматриваемой территории входят Верхне-Индигорский синклиниорий (юго-восточной частью) и Аян-Уряхский антиклинорий (северо-западной частью). Складчатость Инъяли-Дебинского синклинория и Аян-Уряхского антиклинория в этих частях имеет однородное северо-западное простирание, отвечающее направлению края Колымского срединного массива.

Верхне-Индигорский синклиниорий, располагающийся между Охотским остаточным массивом и Аян-Уряхским антиклинорием, составляет юго-западную часть исследуемой территории (см. рис. 2). Этот синклиниорий сложен осадками трех отделов триаса, образующими значительно более полный, чем в других местах, разрез. Породы собраны в простые пологие крупные брахискладки, и только мелкие структурные элементы имеют иногда сложное строение.

В центральной части территории расположены Аян-Уряхский антиклинорий, сложенный преимущественно верхнепермскими отложениями, а на крыльях — породами нижнего и среднего триаса. Он состоит из двух широких антиклиналей — Тенькинской и Колымской и длинной узкой Нерско-Эмтегейской антиклинали, отделенной от широкой части антиклинория разломом, скрытым под аллювием долины р. Аян-Урях (см. рис. 2). Верхнепермские отложения, слагающие Аян-Уряхский антиклинорий, смяты в спокойные прямые линейные складки северо-западного простирания с небольшой амплитудой. Оси складок постепенно погружаются в северо-западном направлении, и в бассейне р. Неры пермские породы перекрываются отложениями триаса. На нерском участке антиклинория наблюдается значительно большая дислоцированность отложений, чем в бассейне р. Колымы. Здесь породы образуют мелкие сложные и интенсивные складки с очень изменчивым падением крыльев и невыдержанным простиранием.

Северо-восточная часть описываемого района расположена в пределах Инъяли-Дебинского синклинория, который от Колымского срединного массива отделен системой крупных раз-

домов. Этот синклиниорий состоит из трех элементов более низкого порядка: Туастахско-Мылгинской и Берелехской синклиналей и разделяющей их Чьорго-Оханджинской антиклинали. Он построен главным образом из осадков ранне- и среднеюрского возраста и в меньшей степени из пород верхнего триаса и низов верхней юры. Выполняющие синклиниорий отложения сильно дислоцированы и образуют различные по величине линейные складки однообразного северо-западного простирания. Замки небольших складок узкие и острые, осложненные обычно разрывными нарушениями. Часто встречаются наклонные и опрокинутые складки.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Роль разрывных нарушений и магматических образований в геологическом строении Яно-Колымского складчатого пояса существенна. Поскольку на формировании рельефа сказались и влияние тектонических нарушений, их рассмотрение при геоморфологических исследованиях имеет определенное значение.

Количество разрывных нарушений в пределах Яно-Колымского складчатого пояса очень велико, морфологические особенности их разнообразны. Наиболее полно они описаны в работе В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), основные выводы которой использованы автором.

В рассматриваемой части бассейна р. Колымы самыми крупными являются глубинные разрывы или своего рода структурные швы, отделяющие окраинные глыбовые поднятия Колымского и Охотского срединных массивов от геосинклинальных образований Яно-Колымского складчатого пояса. Эти структурные швы, возникшие в позднекаменноугольное время, представляют широкие зоны тектонических нарушений, простирающиеся далеко за пределы изучаемой территории. На их протяжении в мезозойское время существовало большое количество зон интенсивной трещиноватости, развальцованности и раздробленности пород, образовались мощные ослабленные зоны повышенной проницаемости, «в которые под большим литостатическим давлением нагнетались магматические расплавы» (Матвеевко, Шаталов, 1958, стр. 190).

Объемы магматических расплавов, поднимавшихся к поверхности из глубоких очагов, были колоссальными, и их

застывание привело к образованию поясов батолитовых тел гранитоидного состава. Наиболее мощный и протяженный пояс батолитовых интрузий приурочен к структурному шву, отделяющему Колымский срединный массив от образований Яно-Колымского складчатого пояса. Этот батолитовый пояс повторяет изгиб юго-западного края Колымского срединного массива и состоит из нескольких десятков крупных и большого количества мелких гранитных массивов, вытягивающихся друг за другом в северо-западном направлении и образующих грандиозную цепь протяженностью 1100 км. В. Т. Матвееко и Е. Т. Шаталов (1958) назвали этот батолитовый пояс Главным. Он целиком располагается в Инъяли-Дебинском синклинии, причем несколько смещен от осевой части синклинии к его северо-восточному борту.

В рассматриваемый район Главный батолитовый пояс входит своей юго-восточной частью, представленной двумя крупными гранитными массивами: Оханджинским и Чьорго.

Другой пояс батолитовых интрузий имеет четко выраженную структурную позицию и проходит в Верхне-Индибирском синклинии вдоль северо-восточного края Эльгинского района слабых дислокаций и между Аян-Уряхским антиклинорием и Охотским срединным массивом. Это Таскыстабытский пояс интрузивных тел протяженностью 400 км, состоящий из нескольких крупных и ряда мелких интрузивов. Два крупных интрузива — Таскыстабытский и Харанский — находятся в пределах описываемого района. По мнению В. Т. Матвееко и Е. Т. Шаталова (1958), Таскыстабытский пояс интрузий и его южное продолжение фиксируют на поверхности значительный глубинный разрыв, приуроченный к ограничениям Охотского остаточного массива и Эльгинского района слабых дислокаций.

Глубинные разрывы, ограничивающие Охотский срединный массив, во многих случаях перекрыты ниже- и верхнемеловыми эффузивами. Поля таких эффузивов занимают большую юго-западную часть изучаемой территории.

Глубина заложения разрывов структурных швов достигает больших величин. Эти швы представляют глубинные разломы в понимании А. В. Пейве (1956) и, очевидно, связаны с тектоническими нарушениями метаморфического сиалического фундамента. Такие глубинные разрывы, несомненно, очень живучи и долго сохраняют тектоническую активность, неоднократно проявляясь на протяжении геологической истории. Так, например, к тектоническому шву, ограничивающему с юго-запада Колымский срединный массив,

приурочены цепочка верхнеюрских эффузивов, верхнеюрско-нижнемеловые гранитоидные батолитовые тела и, наконец, образовавшиеся вдоль него меловые, третичные и четвертичные впадины.

К весьма протяженным линейным тектоническим нарушениям относятся также разрывы, представленные на поверхности современного денудационного среза полосами малых интрузий длиной до 800 км. Первоначально эти разрывы, по мнению В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), существовали как открытые полости различной формы и величины. Позднее эти полости выполнялись магматическими расплавами или гидротермальными образованиями, в результате чего образовались дайки, силлы, штоки, некки, а также различные жильные тела, причем с резким преобладанием даек. В подавляющем большинстве случаев дайки на дневной поверхности располагаются в виде сближенных серий, состоящих из десятков, а иногда и сотен параллельных или кулисообразно расположенных тел. Часто дайки имеют длину в несколько километров при мощности менее 10—20 м.

По мнению В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова, разрывы, вмещающие дайки, нельзя считать глубинными в понимании А. В. Пейве, но они определенно связаны с разрывами кристаллического фундамента и представляют продолжение глубинных разрывов в верхнем структурном ярусе.

П. И. Скорняков в 1951 г. в пределах Яно-Колымского складчатого пояса выделил четыре полосы даек, согласных с северо-западным простиранием складчатых структур, назвав их Главной, Центральной, Юго-Западной и Адыча-Эльгинской золотоносными полосами. В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов (1958) соответственно называют эти полосы Инъяли-Дебинской, Чай-Урьинской, Тенькинской и Эльгино-Адычанской.

Три первых полосы даек в значительной части находятся в пределах рассматриваемой территории. Инъяли-Дебинская полоса расположена почти вдоль оси Инъяли-Дебинского синклинория и имеет длину около 800 км и ширину, достигающую десятков километров, причем наибольшее расширение этой полосы наблюдается в районе среднего и верхнего течения р. Берелех. Чай-Урьинская полоса даек приурочена к северо-восточному крылу Аян-Уряхского антиклинория и имеет длину 500 км при ширине 30—40 км. В среднем течении р. Берелех дайки Инъяли-Дебинской и Чай-Урьинской полос сливаются в одну зону, достигающую в ширину 80 км. Чай-Урьинская полоса почти целиком находится в пределах описы-

ваемой территории. Она приурочена к зоне разрывов, развившихся на месте сочленения двух складчатых структур верхнего структурного яруса: Аян-Уряхского антиклинория и Инъяли-Дебинского синклинория. Эта зона разрывов характеризуется длительным периодом тектонической подвижности.

Тенькинская полоса даек располагается вдоль юго-западного крыла Аян-Уряхского антиклинория и имеет длину 450 км. Эта полоса включает заметно меньшее количество даек. В ней основное значение приобретают гидротермальные образования — кварцевые жилы и окварцованные зоны дробления.

Все полосы даек и гидротермальных проявлений, приуроченные к крупным зонам разрывных нарушений, вытянуты вдоль складчатых структур и относятся к продольным нарушениям. Наряду с продольными нарушениями имеются и поперечные, но они обычно менее четко выражены и отличаются заметно меньшим протяжением. В пределах рассматриваемого района выделяется очень мощная поперечная полоса нарушений, заключающая около ста даек и кварцевых жил. Она прослеживается поперек Инъяли-Дебинского синклинория от гранодиоритового массива Морджот до Чай-Урьинского разрыва.

Таким образом, для изучаемой территории бассейна р. Колымы характерно чрезвычайно большое количество малых интрузий. Ни один другой район Яно-Колымского складчатого пояса не насыщен малыми интрузиями в такой степени, как Инъяли-Дебинский синклинорий в пределах бассейна верховьев р. Колымы.

С малыми интрузиями и дайками ассоциируются золото-рудные месторождения, причем прямой генетической связи золотого оруденения с упомянутыми интрузивными телами в большинстве случаев нет. «Связь эта скорее парагенетическая — оруденение и малые интрузии связаны лишь общностью глубинного источника питания и путей их проникновения в верхний структурный ярус (сначала магматических расплавов, а потом рудоносных растворов)» (Матвеевко, Шаталов, 1958, стр. 212). В связи с этим каждая из дайковых полос сопровождается интенсивной золотоносностью, обуславливающей возникновение богатых россыпных месторождений. Россыпные и рудные месторождения в совокупности образуют Яно-Индигино-Колымский золотоносный пояс регионального масштаба (Шило, 1960а). В нем отдельные скопления россыпных и рудных месторождений группируются в более или менее резко очерченные районы высокой или очень высокой металлоносности, разделенные участками пониженной или

слабой металлоносности. Бассейн р. Берелех является одним из самых богатых районов золотоносного пояса Северо-Востока СССР.

До сих пор описывались протяженные тектонические нарушения, определяющие размещение колоссальных по длине поясов эффузивных и интрузивных тел. Эти нарушения представляли системы магмавыводящих разрывов, связанные с разрывами кристаллического фундамента.

В рассматриваемой части бассейна верховьев р. Колымы существуют, однако, разрывы иного характера. Речь идет о большом количестве поверхностных разрывов, представленных кайнозойскими нарушениями, образовавшимися в результате растяжения земной коры, обусловленного общим воздыманием горной страны. Эти разрывы не выходят за пределы верхнего структурного яруса и не сопровождаются магматическими образованиями.

Многие поверхностные нарушения доступны непосредственному наблюдению в поле и легко дешифрируются по прямым признакам на аэрофотоснимках. На широких междуречьях такие нарушения представлены узкими линейными понижениями, на нешироких отрогах к ним приурочены ряды седловин и межребровых понижений. Во всех случаях существенных смещений пластов пород вдоль этих нарушений не наблюдается. По мнению В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова, поверхностные нарушения являются зонами и участками относительно мелкой и густой трещиноватости коренных пород, которые в результате сильной раздробленности приобрели свойство малой сопротивляемости денудационным процессам. Пониженная устойчивость тектонически ослабленных зон обусловила приуроченность к ним речной сети, многие участки которой имеют прямолинейные направления, свойственные зонам унаследованных тектонических нарушений. Именно этим объясняется геометрический рисунок речной сети во многих районах бассейна верховьев р. Колымы.

В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов предполагают, что поверхностные разрывы развиваются сверху вниз на небольшую глубину, не более чем на 3—5 км, и, по их образному выражению, являются «неглубокими царапинами на гористой поверхности Северо-Востока СССР». Несмотря на небольшую глубину заложения, протяжение поверхностных разрывов бывает весьма значительным. Некоторые из них прослеживаются на сотни километров и выявляются в различных частях по-разному. Местами они наблюдаются непосредственно на междуречьях, в других случаях о них можно судить по пря-

молиейным участкам речных долин, в некоторых частях к ним приурочены межгорные понижения. Поверхностные тектонические нарушения всегда имеют прямое выражение в рельефе и способствуют возникновению пониженных микро- и мезоформ. Этим они также отличаются от глубинных нарушений мезозойского возраста, которые в современном рельефе проявляются двояко.

В большей своей части глубинные разрывы, залеченные застывшими магматическими расплавами, образуют господствующие по высоте формы рельефа. Это особенно относится к цепям гранитоидных интрузий. Полосы даек зачастую также расположены на междуречьях. В то же время имеются участки глубинных разломов, на которых образуется пониженный рельеф. Это происходит в случаях, когда горные породы, ослабленные повышенной трещиноватостью, не были позднее спаяны магматическими образованиями. К таким участкам глубинных разломов и их зонам приурочен ряд речных долин, седловин и межгорных понижений современного рельефа.

Большой интерес представляют кайнозойские межгорные впадины, возникновение которых связано с тем, что некоторые участки зон глубинных разломов мезозойского возраста во время более поздних периодов возрастания тектонической напряженности испытали дифференцированное перемещение.

Многочисленное образование впадин вдоль глубинных разломов представляет явление в геоморфологическом отношении не менее важное, чем становление вдоль этих разломов магматических тел.

Расположение многих впадин в зонах разломов позволило Н. А. Шило выделять «единые семейства разновозрастных прогибов, которые сосредоточиваются в пределах обширных мобильных зон» (Шило, 1957б, стр. 3). В таких случаях более молодые (вплоть до четвертичных) впадины образуются вблизи более древних, но «чаще всего со значительным смещением оси прогибания земной поверхности» (там же).

Примечательно, что большая часть межгорных впадин Яно-Колымского складчатого пояса, в том числе и самые значительные из них, находятся в зоне глубинных разломов, ограничивающей с юга и юга-запада Колымский срединный массив. Многие из этих впадин расположены в пределах Яно-Колымского пояса, но не входят в рассматриваемую территорию. Более известными из них являются позднеюрская Лыглыхтахская, раннемеловые Балыгычано-Сугойская и Дарпир-

ская, третичная Эльгенская и, вероятно, четвертичная Сеймчано-Буюндинская впадины.

В непосредственной близости к упомянутой зоне разломов находятся поздне меловая Средне-Берелехская, третичная (?) Талонская и четвертичная Малык-Сиенская впадины, входящие в рассматриваемую территорию. Образование этих впадин, возможно, также связано с тектоническими напряжениями внутри упомянутой зоны глубинных разломов.

Вероятно, со второй крупной и очень протяженной зоной разломов, разделяющей Инъяли-Дебинский синклинорий и Аян-Уряхский антиклинорий, связано образование ряда впадин, цепочкой прослеживающихся в северо-западном направлении вдоль границы этих структур. Это Аркагалинская впадина, Верхне-, Средне- и Нижне-Худжахские впадины и сложная Верхне-Нерская впадина, состоящая из Делянкирской, Желканской, Охотничьей и Тагыньинской впадин.

Хиникенская впадина, расположенная на границе Аян-Уряхского антиклинория и Верхне-Индибирского синклинория, вероятно, образовалась в зоне разломов, разделяющей названные структуры.

Межгорные впадины часто возникают также в местах проявления поверхностных нарушений. Они представляют новообразованные структуры, независимые от более ранних разрывов, и характеризуются небольшими амплитудами опусканий, причем часто опускания бывают только относительными. Мощности осадков, выполняющих эти впадины, обычно невелики. К ним относятся многочисленные молодые впадины, выраженные в современном рельефе, такие, например, как Верхне-Берелехская.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ГОРНЫХ ПОРОД: СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Господствующая часть территории сложена осадками геосинклинального комплекса пермского, триасового и юрского возраста. Именно эти породы явились основным материалом, из которого экзогенными процессами создана современная скульптура рельефа. Морские песчано-глинистые породы геосинклинального комплекса распространены наиболее широко, магматические же тела составляют сравнительно небольшую часть исследуемой территории.

Значительно меньшие площади заняты выходами конти-

ментальных отложений мелового, третичного и четвертичного возраста.

Из них отложения межгорных впадин играют в рельефообразовании двойную роль. В одних случаях они вместе с осадками геосинклинального комплекса выступают как единый субстрат, на котором выработан современный рельеф, в других — осадки межгорных впадин слагают рельеф аккумулятивных равнин. Аллювиальные отложения террас и долин либо выходят в виде небольших пятен (на высоких террасах), либо расположены в виде узких лентообразных полос вдоль речных потоков.

Поскольку породы геосинклинального комплекса для настоящего исследования главным образом представляют интерес как геологический субстрат, на котором развивались геоморфологические процессы, здесь рассматриваются только их основные особенности, могущие отразиться на характере проявления денудационных процессов. Описание стратиграфии пород геосинклинального комплекса, интересное для детального восстановления истории развития геосинклинали, но мало дающее для познания условий рельефообразования континентального периода, опускается.

Напротив, при рассмотрении континентальных отложений межгорных впадин, речных террас и долин, являющихся осадками, коррелятивными рельефообразованию, большой интерес представляет их литологическое и стратиграфическое описание. Поэтому изложение стратиграфии континентальных отложений производится достаточно подробно.

Отложения геосинклинального комплекса

Следствием собственно геосинклинального развития Верхояно-Колымской складчатой области, начавшегося с пермского времени и продолжавшегося до поздней юры, явилось формирование осадочной толщи верхоянского комплекса общей мощностью 10—12 тыс. м. В течение этого времени складчатые движения, по-видимому, проявились слабо, колебательные же носили сложный характер. На фоне общего преобладающего опускания, приведшего к накоплению верхоянской толщи, состоящей из чередующихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, существовали движения более мелких ритмов, в результате которых образовались отдельные свиты с преобладанием то сланцев, то песчаников. Наконец, не эти движения накладывались еще более частые и мелкоамплитудные колебания, приведшие к чередованию

слоев с различной крупностью обломков. Все это усложняло процесс отложения осадков, приводя к их чрезвычайной литологической пестроте в отдельных разрезах.

К. Я. Спрингис, характеризуя осадки верхоянского комплекса, пишет: «С самого начала пермского периода началось накопление почти исключительно мелкозернистых кластических пород, представленных бесконечным чередованием обычно небольших линзовидных прослоев песчаников и глинистых сланцев. Ни один слой, даже наиболее мощный, не имеет сколько-нибудь выдержанного простираения и, как правило, не выявляется в соседних обнажениях. Количественное соотношение песчаников и сланцев в разных районах и в разных частях разреза различно» (Спрингис, 1958).

Вместе с тем для пород верхоянского комплекса в целом характерно однообразие состава отложений. В них практически отсутствуют осадочно-вулканогенные формации, свойственные ранним этапам геосинклинального развития, и чрезвычайно ограничено распространение пород карбонатного состава. Весь складчатый комплекс почти нацело сложен тер-



Рис. 3. Гранитный батолит «Серый» (на втором плане). На переднем — среднерогье, сложенное осадочными песчано-глинистыми сланцами верхоянского комплекса. Контакт гранитов с осадочными породами наблюдается отчетливо. Возвышение батолита над среднерогьем (на 300—350 м), объясняющееся избирательной денудацией.

Фото О. В. Кашменской.

ригенными образованиями очень часто флишеидного характера, представленными песчаниками, алевроитовыми и глинистыми сланцами.

Указанная особенность привлекает внимание геоморфолога в том отношении, что она обуславливает распространение литологически сравнительно однородных пород на значительной территории. Это во многих случаях облегчает геоморфологическое исследование, так как позволяет при рассмотрении геоморфологического процесса исключать фактор литологического влияния.

Из магматических пород при геоморфологических исследованиях наибольший интерес представляют батолитовые тела. Они состоят из гранитоидных пород очень часто порфировидной структуры, среди которых преобладают граниты. Интрузивные породы Верхояно-Колымской складчатой области противостоят денудационным процессам и размыву сильнее, чем осадочные породы верхоянского комплекса (рис. 3).

Более быстрое разрушение осадочных пород, вероятно, происходит из-за значительного кливажа. Песчаники, алевроитовые и глинистые сланцы разбиты многочисленными трещинами до такой степени, что легко распадаются на мелкие обломки. В пределах распространения пород верхоянского комплекса и интрузивных тел геоморфологические процессы протекают в различных условиях, что обуславливает принадлежность этих территорий к различным геоморфологическим районам.

Континентальные отложения межгорных впадин

Межгорные впадины выполнены континентальными отложениями молассоидного характера. От подстилающих пород верхоянского комплекса они резко отличаются литологическим составом, более слабым диагенезом и характерным для них быстрым изменением фациальных особенностей и мощности в разрезе. Возраст этих отложений различный, от мелового до четвертичного.

Наиболее древние отложения выполняют Аркагалинскую впадину (аркагалинская и долгинская свиты). Аркагалинская свита залегает с резким угловым несогласием на сильнодислоцированных триасовых отложениях верхоянского комплекса. Для нее характерна невыдержанность горизонтов как по мощности, так и по простиранию.

А. И. Тумаков (1959) аркагалинскую свиту делит на три горизонта: горизонт нижних конгломератов, продуктивный

горизонт и непродуктивный, мощности которых соответственно колеблются от 0 до 150 м, от 35 до 110 м и от 100 до 275 м. Общая мощность аркагалинской свиты не превышает 380 м.

Горизонт нижних конгломератов в одних случаях полностью сложен конгломератами, в других представлен различным сочетанием переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и углистых сланцев. Угли в этом горизонте залегают в виде невыдержанных линз непромышленного значения.

Продуктивный горизонт сложен главным образом песчаниками и алевролитами, аргиллиты и углистые аргиллиты встречаются реже, конгломераты образуют маломощные линзообразные тела. К этому горизонту приурочены три угольных пласта промышленного значения.

Непродуктивный горизонт состоит из алевролитов, песчаников, реже аргиллитов с маломощными линзами углистых аргиллитов и прослойками углей нерабочей мощности.

В породах аркагалинской свиты обнаружен комплекс ископаемой флоры: *Equisetum* sp. indet., *Cladophlebis frigidu* (Heer) Sew., *C. jelisejevii* Krysh., *Gleichenia* cf. *porsildii* (Sew.) Krysh., *Ginkgo laramiensis* Ward., *Baiera ikorfatensis* Sew., *Sequoia heterophylla* Velen., *S. obovata* Кнов., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. cf. intermedia* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *Podozamites* sp. indet., *Elatocladus kolymensis* Krysh., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. Флора аркагалинской свиты изучалась А. Н. Криштофовичем, В. И. Зиминым и А. Ф. Ефимовой (1959), которые высказывали мнение о ее сеноман — сеноман-туронском возрасте. Позднее В. А. Самылина (1962) изучила более полные сборы и нашла возможным рассматривать ее возраст в пределах сеномана. Такое определение возраста аркагалинской свиты согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа (Хайкина, 1959).

Долгинская свита несогласно залегает на различных горизонтах аркагалинской свиты (Тумаков, 1959). Она сложена конгломератами с прослоями и линзами мелко- и среднезернистого песчаника. Реже встречаются алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и маломощные прослои углей.

Растительные остатки из долгинской свиты, определенные В. А. Зиминым (*Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer., А. Д. Поповой (*Osmunda* sp.), А. Ф. Ефимовой (*Tumion* sp. или *Taxodium* sp.), казалось бы, позволяют определять возраст отложений как сенон-датский или даже палеоценовый (Тумаков, 1959). Однако В. А. Самылиной (1962) в этой свите удалось обнаружить только следующие растительные формы: *Equis-*

lites sp., *Phoenicopsis steenstrupii* Sew., *Protophyllocladus* sp., *Tumion* (*Torreya*) *gracillima* Holl., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Carpolithes* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Missidium* sp., из-за чего она полагает, что флора долгинской свиты является, по существу, той же, что и флора аркагалинской свиты, но сильно обеднена в связи с плохими условиями захоронения. Вероятно, перерыв в осадконакоплении между формированием обеих свит был небольшим и флора не успела претерпеть сколько-нибудь значительных изменений. Возраст долгинской свиты В. А. Самылина принимает как сеноманский, а определение В. А. Зиминым из этой свиты *Sequoia langsdorffii* считается ошибочным. А. Ф. Ефимова (Ефимова, Бычков, 1961) сочла возможным согласиться с А. В. Самылиной в определении возраста долгинской свиты.

Синхронны аркагалинским отложениям, возможно, осадки Хиникенской впадины. Она образовалась в зоне разломов, приуроченной к сочленению Аян-Уряхского антиклинория с Верхне-Индибирским синклиномием. Меловые отложения Хиникенской впадины обнажаются в левобережном обрыве р. Хинике близ ее левого притока — рч. Бурэнджи. Здесь выходит вулканогенно-осадочная толща видимой мощностью немногим более 250 м. Обобщенное схематическое описание разреза приводится по данным автора и В. А. Наталенко, посетившим это обнажение в 1964 г.

Бурэнджинский разрез начинается пачкой палево-серых тонкозернистых отложений, состоящей из часто- и тонкопереслаивающихся аргиллитов, песчаных и алевролитовых аргиллитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Встречаются прослои с ленточноподобной слоистостью и прослои, обогащенные углефицированными растительными остатками, а также тонкие (до 3 см) пласты углей. Мощность этой пачки составляет приблизительно 50—55 м.

На тонкозернистых отложениях залегает пачка желто-серых песчаников, в основном крупнозернистых, полимиктовых, туфогенных с редкими и тонкими прослоями аргиллитов. Мощность пачки около 25 м.

Выше по разрезу находятся ржаво-бурые туфоконгломератобрекчии, валуны и глыбы которых представлены исключительно андезито-базальтами. Размер валунов и глыб часто превышает 50 см. Мощность туфоконгломератобрекчий около 50—60 м. Они перекрываются андезито-базальтами мощностью до 4 м.

Выше снова наблюдается пачка тонкозернистых отложений мощностью около 20 м, по составу и характеру пере-

сланвания напоминающая самую нижнюю пачку. Она в свою очередь сменяется туфогенными полимиктовыми крупнозернистыми песчаниками с небольшим количеством маломощных прослоев аргиллитов. Мощность песчаников около 10—15 м. Над ними залегает покров трахидацитов (около 8 м), выше которого находится мощная (около 90—100 м) толща туфо-конгломератобрекчий, очень сходных с залегающими ниже.

В. А. Наталенко в Бурэнджинском обнажении нашел ископаемые остатки флоры, которые, по мнению Л. С. Вороновой и В. А. Самылиной, указывают на сеноманский возраст этих отложений. Это *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Ginkgo* ex. gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* sp. (cf. *steenstrupii*) Sew., *Sequoia* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Torreya* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (Наталенко, Хайкина, Белая, 1966).

В нижней части разреза преобладают споры, значительную роль играет пыльца голосеменных, и единично представлена пыльца покрытосеменных. В верхней части возрастает роль пыльцы голосеменных, уменьшается количество спор и все так же ничтожным остается содержание пыльцы покрытосеменных. Споровые растения представлены *Sphagnum*, семействами Selaginellaceae, Lycopodiaceae, папоротниками семейства Cyatheaceae, Dicksoniaceae (*Cibotium*), Polypodiaceae, Gleicheniaceae, Schizaeaceae (*Mohria* и *Aneimia*), а также семействами Osmundaceae и Ophioglossaceae. Голосеменные представлены *Ginkgo* sp., семействами Pinaceae, Taxodiaceae и Taxaceae. Спорово-пыльцевые комплексы и флора по составу похожи на флору аркагалинской угленосной свиты и формировались, скорее всего, в близкое время (Наталенко, Хайкина, Белая, 1966).

К верхнемеловым образованиям, синхронным только что рассмотренным осадкам, относится, по мнению В. А. Наталенко, также покров андезитов с трахиандезитами, андезито-дацитами и андезито-базальтами мощностью около 200 м, обнаруженный в Хиникенской впадине в бассейне нижнего течения рч. Иерогыл (правый приток р. Хинике). Как думает В. А. Наталенко, наличие крупных глыб андезитов в толще туфов и туфобрекчий Бурэнджинского разреза объясняется тем, что формирование осадков происходило в непосредственной близости к центру извержения, который находился в бассейне рч. Иерогыл.

Верхнемеловые отложения обнаружены также в Средне-Берелехской впадине. Образование их относится к позднему сенону (Хворостова, Хлонова, 1966).

Они изучены в Сарга-Юрьинском обнажении, где представлены красноцветной толщей молассоидного характера видимой мощностью немногим более 200 м, состоящей из многократно чередующихся слоев песчаников и конгломератов. Мощности первых колеблются от 0,05 до 1,20 м, вторых — от 0,50 до 4,50 м. Часть разреза, описанная вкрест простирания слоев на протяжении 86 м, включает 88 таких слоев. Среди них конгломератов 79%, песчаников около 20% и аргиллитов с примесью алевролитового материала менее 1%. Подробное описание разреза опубликовано ранее (Хворостова, Хлонова, 1966), и, по-видимому, нет необходимости останавливаться на нем более детально.

Вся толща песчанико-конгломератовых пород чрезвычайно бедна ископаемыми органическими остатками. Определенное суждение о возрасте сарга-юрьинских конгломератов, по мнению А. Ф. Хлоновой, можно высказать по наличию пыльцы нескольких видов: *Aquilapollenites*, *Fibulapollis* и *Elytranthe striatus*. Эти формы неизвестного систематического положения имеют очень своеобразный, но одинаковый план строения и входят в один и тот же морфологический тип *unica* (Хлонова, 1961), присутствие которого очень важно для суждения о возрасте исследуемой толщи. Кроме того, в сарга-юрьинском разрезе обнаружена пыльца, предположительно относимая к семейству Proteaceae типа *Protea hirta*, которая также свидетельствует о сенонском возрасте сарга-юрьинских отложений. В то же время пыльцевые зерна, которые определенно указывали бы на третичный возраст, отсутствуют. Таким образом, нет никаких обстоятельств, препятствующих отнесению сарга-юрьинских конгломератов к верхним горизонтам верхнего мела, возможно верхнему сенону (Хворостова, Хлонова, 1966).

Осадки более молодых межгорных впадин формировались уже во второй половине третичного и, возможно, в начале четвертичного времени. Это, прежде всего, отложения Верхне-Нерской впадины.

Верхне-Нерская впадина представляет обширную межгорную расчлененную равнину, абсолютная высота которой колеблется от 900 до 1100 м при относительном превышении 150—200 м над уровнем прорезающих ее рек. Впадина простирается от юго-западных отрогов горной системы Черского до северо-восточного склона хр. Сарычева и от юго-восточного подножия Инъяли-Нерского среднегорья до северо-западных окраин Нерско-Берелехского среднегорья (Шило, Орлова, 1958). Эта обширная равнина, которая, в сущности,

является невысоким плоскогорьем, только в нескольких отдельных разобщенных участках сложена рыхлыми отложениями. Эти участки Н. А. Шило и З. В. Орлова называют депрессиями.

В пределах Верхне-Нерской впадины известны четыре такие депрессии: Тагыншинская, Охотничья, Джелканская и Делянкиро-Худжакская, которые приурочены к зоне разломов, отделяющей Аян-Уряхский антиклинорий от Инъяли-Дебинского синклинория. Остальная часть поверхности Верхне-Нерской впадины срезает триасовые и юрские геосинклинальные осадки верхоянского комплекса.

Строение отложений Верхне-Нерских депрессий наиболее полно рассмотрено Н. А. Шило и З. В. Орловой (1958), которые составили сводные обобщенные разрезы всех депрессий. Из отложений Делянкиро-Худжакской депрессии упомянутые исследователи описывают только их верхнюю часть мощностью около 70 м. Она состоит из трех горизонтов галечников, залегающих сверху, и двух горизонтов песков, подстилающих галечники. Суммарная максимальная мощность тех и других около 35 м. Галечники и пески содержат прослой и линзы глин, илов и растительных остатков.

Джелканская депрессия представляет наиболее прогнутую часть Верхне-Нерской впадины. Здесь мощность рыхлых отложений, по данным ВЭЗ, в среднем 450—500 м, а местами достигает 615 м. Из этих отложений изучены только верхние 250—300 м, которые, по мнению Н. А. Шило и З. В. Орловой, состоят из четырех горизонтов (сверху вниз):

1. Галечники, содержащие растительные остатки . . . 26 м
2. Мелкозернистый песок с примесью гальки с мало-мощными линзами глины и большим количеством растительных остатков 90 м
3. Галечники 106 м
4. Супеси и глины, обогащенные спрессованными растительными остатками с линзами и пропластами лигнита и пластами бурого угля. Видимая мощность 27 м

Последний горизонт уходит под осыпь, и остальная часть разреза остается неизвестной.

Тагыншинская и Охотничья депрессии находятся за пределами рассматриваемой территории. Рыхлые отложения Охотничьей депрессии до сих пор изучены очень мало. Отложения Тагыншинской депрессии имеют мощность 120 м и состоят из пяти горизонтов (Шило, Орлова, 1958):

- | | |
|--|---------|
| 1. Песок серый разномерный с небольшим количеством гальки и глины, с линзами ископаемого льда и ила | 4—15 м |
| 2. Галечники с редкими остатками древесины | 3—5 м |
| 3. Иловатые углефицированные глины с суглинками, песками, линзами и пластинами бурого угля (до 25 м мощностью). В песке включения гальки | 13—80 м |
| 4. Галечник | 3—15 м |
| 5. Песок разномерный с примесью гальки и щебня | 3—7 м |

А. П. Васьковский (1959б) полагает, что растительные остатки, обнаруженные в верхней части Джелканской лигнитовой толщи, принадлежащие *Pinus monticola* Dougl., *P. Nagajevii* Vassk., *Picea anadyrensis* Kryscht., *Tsuga minuta* Vassk., позволяют относить формирование этой толщи к раннечетвертичному времени. В то же время А. П. Васьковский допускает, что нижняя часть джелканской толщи, содержащая пыльцу *Juglans* и хвойных из семейства Taxodiaceae, вероятно, относится еще к плиоцену.

Н. А. Шило и З. В. Орлова (Шило, Орлова, 1958; Шило, 1961б) считают, что спорово-пыльцевые характеристики отложений Верхне-Нерских депрессий очень сходны. Среди спор и пыльцы преобладают древесные формы, представленные главным образом хвойными породами. Основную роль в спорово-пыльцевых спектрах играют *Picea* sect. *Eupicea*, *P.* sect. *Omorica*, *P.* sp., *Pinus* подрода *Haploxyton*, *P.* подрода *Diploxyton* и *Tsuga*, содержание пыльцы которой иногда достигает 19%. Несколько менее многочисленны представители сережкоцветных: *Alnus*, *Betula* и *Corylus*. В небольшом количестве встречается пыльца *Larix* и *Abies*. Единично представлена пыльца *Myrica*, *Carpinus*, *Rhus*, *Ilex*, *Ulmaceae*, *Tilia*, *Pterocarya*, *Carya*, *Juglans*, Taxodiaceae, *Keteleeria*, Cupressaceae, Juglandaceae.

Указанные авторы отмечают, что в Делянкиро-Худжахской депрессии вверх по разрезу происходит обеднение спорово-пыльцевого спектра. Среди хвойных уменьшается количество диплоидных сосен и елей секции *Omorica*, единичные экземпляры пыльцы более теплолюбивых хвойных *Tsuga*, *Abies* и *Keteleeria* встречаются только в средней и нижней частях разреза и полностью отсутствуют в верхней его части, хвойные же из семейств Taxodiaceae и Cupressaceae встречены только в самой нижней части разреза. В пыльцевом спектре сережкоцветных снизу вверх наблюдается обеднение теплолюбивыми формами *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Carpinus*, а также уменьшается разнообразие широколиственных форм.

Отложения рассмотренных депрессий Н. А. Шило (1961б) относят к нерской серии эоплейстоценового возраста, принимая, что эоплейстоцен включает в себя часть плиоцена и раннечетвертичное время.

В 1960 г. отложения Верхне-Нерской впадины изучались Ю. П. Барановой, собравшей из них большую коллекцию шишек хвойных деревьев, определенную П. И. Дорофеевым. Ю. П. Баранова (1962) пришла к иному выводу о возрасте этих отложений. Из ее коллекции, характеризующей тагынтинские слои, П. И. Дорофеев определил неизвестные здесь ранее *Pinus nagajevii* Vassk., *P. spinosa* Herbst, *P. oligolepis* Miki, *Picea* cf. *latibracteata* Miki и описал новые виды ископаемых лиственниц *Larix palaeosibirica* Dorof., *L. antiqua* Dorof. Кроме того, шишки, определенные А. П. Васьевским как *Pinus monticola* Dougl., П. И. Дорофеев считает возможным относить к ископаемому виду *Pinus itelmenorum* Vassk., близкому современной *Pinus monticola* Dougl.

В коллекции шишек из джелканских слоев П. И. Дорофеев обнаружил *Pinus itelmenorum* Vassk., *Larix* cf. *olgensis* Henry и описал новые виды *Picea pacifica* Dorof. и *Larix palaeosibirica* Dorof. В джелканских слоях П. И. Дорофеевым обнаружены масса укороченных побегов *Larix* sp., семена *Picea* sp., *Menyanthes* sp., эндокарпы *Potamogeton* sp., *Caldesia provenititia* Nikit из семейства Alismataceae, *Rhododendron* sp., крупное дерево из семейства Styracaceae.

В делянкирских слоях найдены Ю. П. Барановой и определены П. И. Дорофеевым шишки *Picea pacifica* Dorof., *P. sp.*, *Larix* cf. *olgensis* Henry, *L. minuta* (Vassk.) Dorof. и *Larix dahurica* Turcz. Палеокарпологические исследования образцов из делянкирских слоев, выполненные В. П. Никитиным, показали, что во время отложения осадков преобладали хвойные леса, состоящие из лиственницы, ели и сосны с участием ольхи и березы. Кроме того, в составе растительности определены: *Bryales*, *Sphagnum*, *Filicales* gen. indet., *Azolla* sect. *Rhizosperma*, *Selaginella* sp., *S.* aff. *selaginoides* Lk., *Najas marina* L., *Eriophorum* sp., *Epipremnum crassum* C. et E. Reid., *Potamogeton* cf. *polygonifolius* Pourr., *P.* cf. *nodosus* Poir., *P. malainus* Mig., *Carex* sp., *Scirpis* cf. *supinus* E., *S.* sp., *Salicaceae* gen. indet., *Ranunculus* aff. *sceleratus* L., *R.* cf. *repens* L., *R.* sp., *Viola* sp., *Cornus* sp., *Andromeda polyfolia* L., *Menyanthes trijoliata* L., *Sambucus* sp., *Polygonum lapathifolium* L., *P.* aff. *hydropiper* L., *Dierovilla* sp., *Sparganium* cf. *affine* Schnirl., *Cruciferae* gen. indet., *Ceratophyllum* aff. *oryzeterorum* Kom., *Calla palustris* L., *Comarum palustre* L., *Heleocharis* sp.,

Potentilla sp., *Prunus* sp., Solanaceae gen. sp., Alismataceae gen. indet., *Decodon gibbosus* E. M. Reid., *Campanula* sp.

Как полагают Ю. П. Баранова, П. И. Дорофеев и В. П. Никитин, приведенные карпологические остатки свидетельствуют о том, что формирование отложений Верхне-Нерских депрессий относится к неогену. При этом самыми древними осадками являются отложения Тагыннинской депрессии, более молодыми — изученная часть джелканских слоев, флора которых не может быть моложе миоцена (Баранова, 1962; Баранова, Бискэ, 1964) и наиболее молодыми — отложения Делянкирской депрессии. Делянкирская флора, по мнению этих исследователей, свидетельствует о значительном обеднении растительности за счет исчезновения ряда сосен и ели при возросшем значении рода *Larix*, для которого стала характерной дифференцированность видов с появлением *Larix dahurica*. Учитывая наличие современных видов, Ю. П. Баранова считает, что верхний возрастной предел делянкирских слоев можно относить к границе неогеновой и четвертичной систем, причем галечники, вероятно, являются уже нижнечетвертичными.

Степень сохранности и состав флоры наиболее древних (тагыннинских) слоев, как думают Ю. П. Баранова и П. И. Дорофеев, свидетельствуют об их раннемиоценовом возрасте. Возраст неизученной части верхненерской толщи, захороненной на дне Джелканской впадины, по мнению этих исследователей, должен оказаться более древним.

Недостаточно полная изученность стратиграфии отложений Верхне-Нерских впадин не позволяет с уверенностью присоединиться к мнению какой-либо группы исследователей. Вероятно, потребуются дополнительные сборы палеонтологического материала, прежде чем возраст этих осадков будет определен окончательно.

Н. А. Шило (1961б), описывая общую особенность отложений нерской серии, представляет возможным предположительно коррелировать эти осадки с почти неизученными отложениями Талонской и Сеймчано-Буюндинской впадин (первая располагается на рассматриваемой территории, вторая — за ее пределами). Эта особенность выражается в двухъярусном строении осадков: верхняя часть представлена отложениями красновато-бурого цвета, нижняя — синева-серого, что, по мнению Н. А. Шило, является результатом разнотипного выветривания в эпохи формирования этих осадков.

Сходное двухъярусное строение характерно для отложений Талонской впадины. С помощью бурения в этой впадине на глубине 50 м обнаружены синева-серые галечники,

сцементированные плотной глиной, мощность которых осталась неизвестной. Эти отложения оконтуриваются в виде полосы протяженностью более 5 км и шириной около 1 км (Шило, 1961б). Они перекрываются красновато-бурыми галечниками, сцементированными плотной красной глиной.

По мнению Н. А. Шило, обе пачки галечников сопоставляются с соответствующими отложениями Верхне-Нерской впадины и относятся к нерской серии осадков. Нужно отметить, однако, сугубую предположительность такого сопоставления.

К юго-востоку от Верхне-Нерской впадины, по всей вероятности, в той же зоне разломов, разделяющей Аян-Уряхский антиклинорий и Инъяли-Дебинский синклинорий, располагаются еще две впадины, которые, по-видимому, также можно считать отдельными депрессиями, входящими в Верхне-Нерскую впадину. Это Нижне- и Верхне-Худжахская впадины (Желамский, Воронов, 1964).

Образование отложений Нижне- и Верхне-Худжахской впадин, как думают А. П. Башаркевич, А. Г. Желамский, Э. Д. Титова и И. И. Воронов, относится к раннечетвертичному времени. Эти отложения представлены либо уплотненными конгломератами, в составе которых местами встречается большое количество кварцевой гальки, либо уплотненными озерными осадками. В пределах этих впадин нижнечетвертичные отложения заметно отличаются от перекрывающих верхнечетвертичных не только по степени цементации, но и по петрографическому составу, а также по их своеобразной окраске, то синевато-серой, то красно-бурой.

Нижнечетвертичные отложения Худжахских депрессий непосредственно подстилают 10—20-метровый горизонт верхнечетвертичного аллювия р. Худжах (рис. 4) и только в единственном месте между устьями его правых притоков (Соколиный и Утиный) в Нижне-Худжахской депрессии выходят на поверхность в естественном обнажении, где ими сложен цоколь 10-метровой террасы. Там они изучались А. Г. Желамским и И. И. Вороновым (1964). Отложения представлены красно-бурым конгломератом, обогащенным кварцевой галькой. В них преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы, среди которых основную роль играют хвойные: гаплоидные сосны (32,9—44,4%), ели (4,2—11,3%), тсуга (2,7—5,6%), пихта и лиственница встречены единично. Сережкоцветные представлены березой, ольховником и древесной ольхой. В одном образце обнаружено по одному зерну представителей экзотической для верховьев р. Колымы флоры: *Carpinus*, *Ilex*, *Ulm*

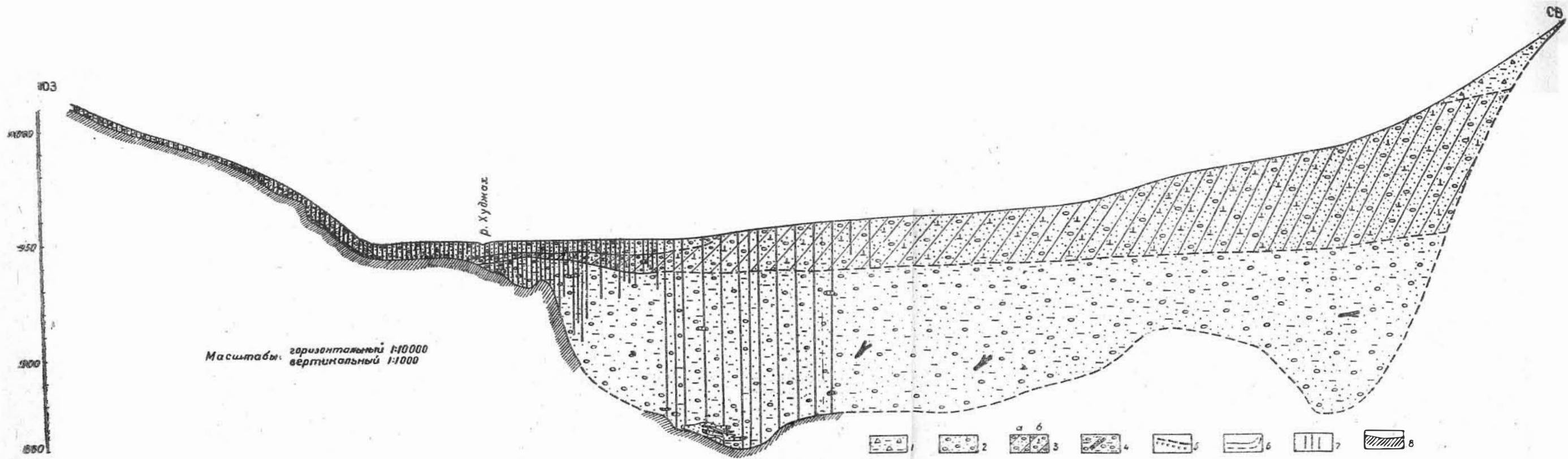


Рис. 4. Литологический разрез по шурфовочной линии 606 и буровой линии 615 р. Худзах (по А. П. Башаркевичу).

Современные отложения: 1 — делювиально-солифлюкционные; 2 — аллювиальные; 3 — верхнечетвертичный аллювий: а) без ледяных линз и прожилок; б) с линзами и прожилками; 4 — предположительно нижнечетвертичные аллювиальные, местами, возможно, оверные отложения; 5 — россыпи: а) яeproмышленные, б) знаки; 6 — контуры поперечного профиля: а) установленные, б) предполагаемые; 7 — шурфы и скважины; 8 — коренные породы.

сеае; в другом — одно зерно *Pterocarya*. Среди спор преобладают сфагновые мхи, хотя и в небольшом количестве, но систематически встречаются представители чистоустовых (*Ostundaceae*). Среди недревесной группы пыльцы подавляющий процент составляет *Ericales* (42,6—94,6%) (Желамский, Воронов, 1964).

В Верхне-Худжахской депрессии нижнечетвертичные отложения, вскрытые шурфовочными работами на водоразделе Бургаг — Согласный, изучались в 1963 г. А. П. Башаркевич, А. Г. Желамским и А. Я. Андреевым. Они представлены синевато-серыми уплотненными мелкогалечными конгломератами с заполнителем из глины, суглинков и реже песка. Галька в основном из осадочных, реже дайковых пород. Спорово-пыльцевые анализы, выполненные Э. Д. Титовой, показали преобладание пыльцы разнообразной древесной растительности с примерно равным количеством лиственных и хвойных пород. Среди лиственных больше сережкоцветных мелколистных форм *Betula*, кустарниковой и древесной ольхи (*Alnaster, Alnus*), ивняка (*Salix*). В двух образцах обнаружена единичная пыльца *Carpinus* и *Corylus*. Хвойные породы представлены главным образом гаплоидными соснами, кроме того, встречаются ели обеих секций (*Omorica* и *Eupiceae*), сосна обыкновенная, в небольшом количестве обнаружены лиственница, тсуга, единично пихта. Пыльца недревесной группы в основном состоит из *Ericales*, *Gramineae*, *Syringaceae*, *Cruciferae*, *Leguminosae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Onagraceae*, *Compositae*, *Artemisia* и др.

В рассматриваемых отложениях обнаружена шишка омикондной ели, относящаяся, по определению А. П. Васьковского, к виду *Picea Komarovii* v. *Vassk*.

Все перечисленные признаки отложений: степень цементации, своеобразная окраска и палинологическая характеристика, как полагают А. П. Башаркевич, А. Г. Желамский и Э. Д. Титова, позволяют относить их формирование к раннечетвертичному времени.

Мощность нижнечетвертичных отложений Худжахских впадин колеблется в значительных пределах. Местами она составляет всего 5—10 м, в наиболее же прогнутых частях депрессий, по данным геофизической разведки, — 100 м (Желамский, Воронов, 1964). Более или менее изучены только 10 м самой верхней части нижнечетвертичных отложений.

Нужно заметить, что отложения как третичных, так и раннечетвертичных впадин в бассейне верховьев р. Колымы изучены крайне слабо. Их стратиграфическое положение до сих

пор остается в значительной степени условным из-за недостаточной палеонтологической характеристики.

Кроме рассмотренных выше впадин имеются молодые блоковые погружения, к которым приспосабливаются современные реки. Такие участки накопления аллювия повышенной мощности можно рассматривать как самые молодые впадины горной части бассейна р. Колымы, временем заложения которых является, по-видимому, позднечетвертичное межледниковье (Кашменская, Хворостова, 1965).

Примером могут служить Верхне-Берелехская впадина, участок долины р. Берелех в месте впадения ручьев Небуха и Улахан-Юрюе и др. Мощность отложений Верхне-Берелехской впадины не установлена, в районе руч. Небуха, по данным шурфовочных работ, она достигает 50 м. Верхний горизонт их сложен галечником, обогащенным галькой магматических пород, главным образом биотитовых гранитов и различных гранитоидов. Нижний горизонт имеет небольшую мощность, порядка нескольких метров, и представляет сильно-ожелезненный галечник, состоящий преимущественно из галек осадочных пород. Граница между ними очень четкая.

Стратиграфическое положение отложений, выполняющих впадины этой группы, определено не выяснено. По существу изучены в какой-то мере лишь верхние горизонты, спорово-пыльцевые характеристики которых близки к современным. Литологические особенности отложений позволяют думать, что их верхние горизонты являются перемытыми ледниковыми отложениями позднечетвертичного возраста. Формирование же ожелезненных галечников, лежащих в основании разреза, можно предположительно относить ко времени позднечетвертичного межледниковья. Размеры площадей, охваченных позднечетвертичным опусканием, колебались в больших пределах. Площади крупных впадин, упомянутых выше, достигали нескольких сотен квадратных километров, однако существовали очень мелкие и, что особенно характерно, очень узкие впадины, совпадающие с контурами речных долин, приспособившихся к тектоническим опусканиям. И если крупные впадины прекрасно выражены в рельефе как обширные межгорные понижения, зачастую неожиданно охватывающие самые верховья рек, то небольшие узкие депрессии с приуроченными к ним долинами распознаются труднее. Иногда в таких случаях необходимо проведение горных работ для установления повышенных мощностей верхнечетвертичных отложений.

Позднечетвертичные впадины выполнены аллювиальными, делювиально-солифлюкционными и вблизи центров оледене-

ния, ледниковыми огложениями. Мощности их, однако, невелики и, вероятно, очень редко превышают 100 м. Во многих же мелких впадинах они едва достигают 30—50 м.

Аллювиальные отложения террас и долин

Все известные автору материалы, полученные при изучении аллювиальных отложений в бассейне верховьев р. Колымы, как будто свидетельствуют о четвертичном возрасте этих отложений. Однако необходимо заметить, что стратиграфическая изученность отложений террас еще далеко не полная, и поэтому безоговорочное принятие такого вывода преждевременно, а отнесение отложений какой-либо конкретной террасы к более дробному стратиграфическому подразделению зачастую носит условный характер. В большой степени это объясняется тем, что палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения аллювиальных отложений основано главным образом на изучении спорово-пыльцевых характеристик, в то время как находки семенной флоры и микроостатков растений, а также руководящей фауны млекопитающих редки.

К группе высоких террас, отложения которых в той или иной степени изучены, относятся левобережные террасы низовьев р. Берелех высотой 255 и 225 м, одна из которых расположена между притоками Солнечным и Мелким, вторая — между притоками Талон и Морджот. Эту последнюю террасу А. П. Васьковский (1961) назвал Ельгалинской.

О. В. Кашменская в 1951—1952 гг. отметила, что аллювиальные отложения 255-метровой террасы р. Берелех характеризуются значительной цементацией галечного материала. Приводим описание разреза отложений этой террасы в шурфе 51 линии 221 (по О. В. Кашменской):

1. Почвенно-дерновый слой с мелкой щебенкой и песком 0,2 м
2. Щебенка различного размера и хорошо окатанная галька осадочных пород. Небольшая примесь песка и глинистой примазки темно-серого цвета 1,2 м
3. Галька, валуны, песок, гравий. Обломочный материал в основном из осадочных пород, но небольшое количество гальки гранитов 0,8 м
4. Галька разных размеров осадочных и магматических пород с редкими валунами преимущественно осадочных пород, заполнитель — гравий 2,0 м
5. Галька разных размеров осадочных и магматических пород с большим количеством валунов (до 15—20%). Глинистая примазка темно-серого цвета 0,8 м
6. Конгломерат, представленный крупными валунами биотитовых гранитов и осадочных пород, галькой

разных размеров осадочных и магматических пород, гравием и песком. Конгломерат довольно плотно сцементирован песчано-глинистым цементом темно-серого цвета с голубоватым оттенком. И галька и цемент ожелезнены 0,6 м

7. Элювий — щебенка темно-серых алевритовых сланцев

В конгломератах обнаружено всего 60 зерен пыльцы и спор, причем большинство зерен относится к древесной группе. В древесной группе наряду с современными представителями флоры встречается пыльца более теплолюбивых видов сосен (*Pinus* подрода *Diploxylon*, *P. sibirica*, *P. silvestris*), а также пыльца ели.

Отложения Ельгаинской террасы в 1949 г. впервые описаны А. И. Поповым по шурфу 406 линии 564:

1. Почвенно-дерновый слой	0,4 м
2. Глина желтоватая с большим количеством растительных остатков	0,6 м
3. Глина зеленоватая с щебенкой алевролитов	1,4 м
4. Торф желтовато-бурый с глиной	0,6 м
5. Мелкий галечник, гравий с прослойками торфа мощностью до 0,4 м	2,6 м
6. Ил пепельно-серый с растительными остатками	0,6 м
7. Ил серый с растительными остатками	0,6 м
8. Торф темно-серый с илом	0,8 м
9. Ил темно-серый	1,0 м
10. Песчаная глина темно-серая	0,4 м
11. Илистый песок темно-серый	0,6 м
12. Элювий алевролитов	

Спорово-пыльцевой анализ образцов показал, что в них преобладает пыльца древесных растений (35—85%) при значительном количестве спор (10—64%) и заметном количестве пыльцы кустарников (1—12%). Пыльца трав встречается в небольшом количестве. Состав древесной растительности меняется с глубиной. Если до глубины 2,7 м от поверхности встречается лишь пыльца местной современной древесной растительности (лиственницы, кедрового стланика, сержкоцветных), то глубже 3,3 м обнаружены пыльцевые зерна ели (0,5—0,38%), пихты (0,5—4%), тсуги (0,5—8%), лещины (0,5—3,5%). Встречена пыльца грецкого ореха (0,5—2%) и лапыны (0,5—3%), которая, по заключению палинологов СВГУ, является переотложенной из третичных отложений.

В 1960 г. А. А. Калинин из отложений Ельгаинской террасы собрал большую коллекцию шишек хвойных деревьев. Эту коллекцию обработал и определил А. П. Васьковский (1961), которому в числе ее видов удалось установить *Tsuga minuta* Vassk., *Pinus monticola* Dougl., *Picea anadyrensis* Krysht., *P. cf. wollosowiczii* Suk., *P. Bilibinii* Vassk., *P. aspe-*

rata Mast. А. П. Васьковский полагает, что «возраст ельгалинских аллювиальных отложений определяется как эоплейстоцен, и почти, наверное, как верхние его части» (Васьковский, 1961, стр. 40—41).

Близкие относительные высоты Ельгалинской террасы и 255-метровой террасы, расположенной между ручьями Солнечным и Мелким, делают возможным предположение об одновременном их образовании. Следовательно, можно думать, что отложения 255-метровой террасы между Солнечным и Мелким образовались также в раннечетвертичное время.

К более молодым аллювиальным отложениям высоких террас относятся осадки 110-метровой террасы р. Сусуман (левый приток р. Берелех), названной А. П. Васьковским (1963б) Еврашкалахской террасой. В них найдены остатки довольно теплолюбивой флоры, отличной от эоплейстоценовой флоры и обнаруживающей иные географические связи.

Из торфянистых суглинков, заключенных среди аллювиальных песков и галечников Еврашкалахской террасы, А. П. Васьковским определены остатки *Picea canadensis*, *P. obovata*, *P. anadyrensis*, *P. engelmannii*, *P. praeajanensis* и *Populus* sp. (Васьковский, 1963б). Характеризуя эту флору, А. П. Васьковский отмечает, что она существенно отличается от флоры Ельгалинской террасы. Если главные виды хвойных деревьев из отложений Ельгалинской террасы принадлежат к балкано-аппалачскому родству, то флора Еврашкалахской террасы, скорее всего, относится к растительной зоне, сходной с современной гудзоно-сибирской зоной. Она характеризуется более бедным составом и, вероятно, формировалась в температурных условиях, гораздо менее благоприятных, чем условия обитания эоплейстоценовых лесов. Однако эти условия были «гораздо лучше современных температурных условий долины р. Берелех, главным образом, за счет меньшей суровости зим» (Васьковский, 1963б, стр. 33).

Эта флора, названная А. П. Васьковским гудзоно-сибирской (1959б), как полагает этот исследователь, является руководящим флористическим комплексом для ранне-средне-четвертичных отложений верховьев р. Колымы.

К нижней половине среднечетвертичного отдела, вероятно, относятся также отложения 195- и 170-метровых террас р. Колымы между ее правыми притоками Неча и Тастах, изученные автором вместе с О. В. Кашменской в 1952 г. Верхняя часть отложений 195-метровой террасы представлена чередующимися прослоями алевритовых глин, алевритов и среднезернистых песков общей мощностью 10,8 м. Ниже залегает слой

хорошо окатанной гальки осадочных и магматических пород с примесью крупнозернистого серого песка мощностью 2,6 м. Р. А. Баскович установила, что в спорово-пыльцевом спектре наибольшее количество составляет пыльца древесных пород (64—82%). Количество пыльцы кустарников и травянистых растений колеблется от 6 до 30%, спор — от 4 до 21%. В составе древесной части спектра, кроме пыльцы современных для Северо-Востока видов (кедрового стланика, ольхи, березы, ивы), достаточно полно представлена пыльца группы более теплолюбивых сосен *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *P. sect. Pseudostrobus* (до 5% древесной пыльцы) и группы елей *Picea* sect. *Eupicea*, *P. sect. Omorica* (до 28%), приуроченная к нижним горизонтам разреза. Кроме того, в нижней и средней частях разреза обнаружена пыльца лещины (до 1,5%). В нижних горизонтах встречены три зерна пыльцы тсуги, а также единичные зерна пыльцы широколиственных пород, признанные переотложенными из третичных отложений.

Очень близка к описанной палинологическая характеристика отложений 170-метровой правобережной террасы р. Колымы. В спорово-пыльцевом спектре этих отложений также преобладает древесная пыльца, среди которой в нижней части разреза заметную роль играет пыльца ели (до 21%) и пыльца более теплолюбивых, чем ныне растущие на Северо-Востоке, видов сосен (до 30%).

В. И. Крутоус к началу среднечетвертичного отдела условно отнес также аллювиальные галечники левобережных террас р. Аян-Урях высотой от 150 до 250 м.

Беспорные отложения второй половины среднечетвертичного отдела достоверно не известны. В 1952 г. О. В. Кашменской и автором к среднечетвертичной ледниковой эпохе отнесено формирование отложений 115-метровой левобережной террасы р. Колымы против устья р. Большой Хатыннах.

Эти отложения в шурфе 348 линии 133 характеризуются приведенным ниже разрезом:

- | | |
|---|-------|
| 1. Почвенно-дерновый слой | 0,2 м |
| 2. Слоистая алевроитовая глина, серо-желтая с тонкими глинистыми прослоями | 1,6 м |
| 3. Лед с редкими и тонкими песчано-алевритовыми прослоями | 7,2 м |
| 4. Алевроит серый с немногочисленными тонкими прослоями голубовато-серой глины | 0,6 м |
| 5. Слоистая алевроитовая глина, серо-желтая, со значительной примесью мелкого однородного хорошо сортированного песка | 2,0 м |
| 6. Коренные породы — туфогенные алевролиты | |

В верхней части разреза пыльца древесных пород составляет 54%, пыльца кустарничков и трав — 31% и споры 15%, в нижней части увеличивается содержание спор за счет пыльцы древесных и недревесных пород (древесных — 34%, недревесных — 15%, спор — 51%).

Древесная часть спектра представлена пыльцой кедрового стланика (до 56%), более теплолюбивых, чем ныне растущие, хвойных (единичные зерна сосны и пыльца ели секций *Eurpicea* и *Omorica*, составляющая в сумме до 20%), а также пыльцой сережкоцветных (ольха — 10% и береза — до 54%). Среди пыльцы недревесных преобладают вересковые (70—80%). Пыльца трав встречается в небольшом количестве и малом разнообразии. Среди спор преобладают споры сфагновых мхов, селягинелл и папоротников при незначительном количестве спор зеленых мхов. В отложениях этой же террасы (отн. высота 110 м), несколько выше по рч. Ухамыт обнаружен спорово-пыльцевой спектр, очень близкий к описанному. Добавляются лишь единичные зерна пыльцы пихты и тсуги.

Отличие спорово-пыльцевых спектров отложений террас, расположенных стратиграфически ниже и выше 115-метровой террасы р. Колымы, от спорово-пыльцевых спектров последней (в частности, отсутствие в отложениях 115-метровой террасы пыльцы широколиственных пород деревьев) как будто бы указывает на более холодоустойчивый характер растительности времени формирования 115-метровой террасы р. Колымы. Это позволило О. В. Кашменской и автору в 1952 г. предположить, что отложения описываемой террасы относятся ко времени среднечетвертичного оледенения.

В настоящее время представляется, что спорово-пыльцевой спектр аллювия этой террасы, хотя и свидетельствует о некотором похолодании по сравнению со спектрами отложений расположенных ниже и выше террас, не может рассматриваться как спектр растительности, синхронной среднечетвертичному оледенению. Этому противоречит присутствие в отложениях 115-метровой террасы пыльцы более теплолюбивых видов сосен, не растущих ныне на Северо-Востоке, и в особенности значительное количество пыльцы ели. Отсутствие же пыльцы широколиственных пород деревьев ничего не доказывает, так как теперь укрепляется представление, что эта пыльца может находиться в четвертичных отложениях лишь в переотложенном состоянии. Однако следует отметить, что А. П. Васильковский (1963б) продолжает считать аллювиальные отложения этой террасы синхронными по времени образования среднечетвертичному оледенению.

Не представляется бесспорным, как было замечено ранее (Хворостова, Кашменская, 1962), и мнение Н. А. Шило (1960б, 1961б), относившего формирование аллювия 22-метровой террасы р. Аркагалы вблизи устья руч. Знатного к эпохе среднечетвертичного (нижнеплейстоценового, по Н. А. Шило) оледенения.

В связи с характеристикой отложений эпохи среднечетвертичного оледенения большой интерес представляет изучение Онгкачанского обнажения (Хворостова, Смирнова, Никитин, 1968).

В 52-метровом обрыве правобережной террасы р. Онгкачан выходят (сверху вниз до уреза реки) (рис. 5):

А — суглинки, в сыром состоянии палево-серые, в сухом — светло-палевые, неслоистые, с включением гравия и гальки, распределенной равномерно, но без всякой ориентировки. Окатанность обломочного материала разная, преобладает галька средней окатанности.

Б — галечники ярко-ржаво-бурого, местами охристого цвета, очень рыхлые, чрезвычайно сыпучие, в заполнителе преобладают грубый песок и мелкий гравий. Плоские хорошо окатанные и одинаково ориентированные гальки плотно улакованы относительно друг друга. Преобладают гальки осадочных пород, встречаются округлые или овальные гальки крупнокристаллических гранитов. Характерна горизонтально-линзовидная слоистость, обусловленная чередованием прослоев с различными размерами галек. Крупногалечные слои мощностью около 0,5 м с размером гальки от 5 до 10 см чередуются с мелкогалечными, размер гальки в которых в основном составляет 2—3 см, а мощность слоев 3—15 см. Слоистость еще более подчеркивается наличием прослоев крупнозернистых, хорошо сортированных песков с четкими контактами, мощность которых в местах наблюдения изменялась от 3 до 15 см. По всему разрезу галечников встречаются редкие, хорошо окатанные валуны гранитоидов Харанского массива размером до 30 см.

В — уплотненные суглинки, в сыром состоянии палево-серые с ржавыми лимонитизированными подтеками, в сухом — желтовато-палевые, с включением гравия и неориентированной гальки, размер которой в большинстве случаев не превышает 5 см. Преобладающая часть гальки хорошо и среднеокатана. В нижней части появляется большое количество гумусиро-

ванного вещества, окрашивающего суглинки в серый и темно-серый цвет. У подошвы — линза лигнитизированного торфа толщиной 20 см, сильно выветрелого, черного в сыром состоянии и шоколадно-коричневого — в сухом. Мощность 0,9 м.

Г — уплотненные галечники, желтовато-бурые, в общей массе плохо сортированные, с неориентированными гальками. Окатанность обломочного материала хорошая. Преобладающий размер галек не пре-

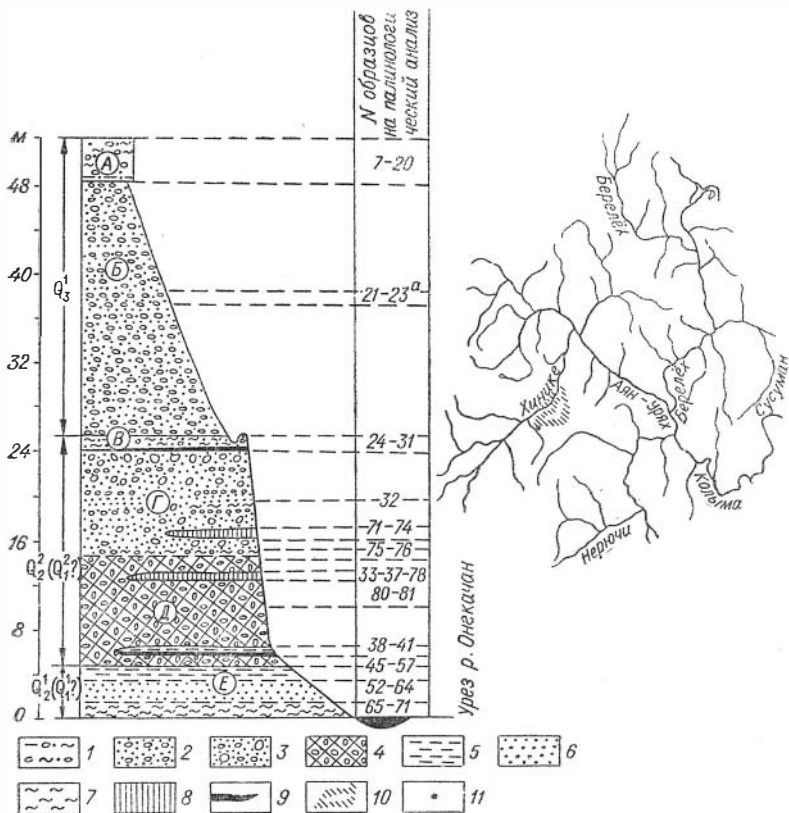


Рис. 5. Географическое положение и схематичное изображение строения Онгкчанского обнажения.

1 — суглинки с включением гальки; 2 — слоистые галечники; 3 — неслоистые галечники; 4 — конгломерат; 5 — глины; 6 — супеси; 7 — алевроитовые глины; 8 — алевроиты; 9 — лигнитизированный торф (крестик расположен против слоев, из которых произведены палеокарпологические анализы); 10 — Хиникенская впадина; 11 — положение Онгкчанского обнажения.

вышает 5 см, но встречаются гальки до 15 см. Заполнитель — гравий, песок, суглинок. Более или менее равномерно встречаются тонкие (не более 30 см) слои мелких, хорошо сортированных галечников, мелкозернистых, хорошо сортированных бурых песков, галечников с большим количеством светло-бурого суглинка и однородных буро-коричневых сильногумусированных алевритов с включением хорошо окатанной гальки и гравия. Мощность около 9 м.

Д — мелкогалечно-гравийный конгломерат с железистым цементом, красно-бурый, местами зеленовато-сизый. Плоская галька хорошо окатана, но не сортирована и упакована без всякой ориентировки. Размер гальки в большинстве случаев не превышает 2—3 см. Заполняющий материал — гравий, песок, глина. Грубообломочный материал состоит из обломков пород верхоянского комплекса, часто ороговкованных. Среди конгломератов встречено два линзовидных прослоя. Верхний представлен сильногумусированными исключительно однородными алевритами, шоколадно-бурыми, мощностью 63 см, при ударе раскалывающимися на мелкие плоские или остроугольные обломки. В середине слоя количество гумуса возрастает. Контакты четкие, ровные. Нижний прослой неоднородный по составу, состоит из двух пропластов. Вверху залегают серые неясно слоистые уплотненные суглинки с растительными остатками мощностью 35 см. Внизу — 30-сантиметровый слой слаболигнитизированного коричнево-бурого тонкослоистого торфа. В торфе встречаются обуглившиеся обломки древесных ветвей. Слой очень похож на торф, залегающий у подошвы суглинков В. Отличие состоит в большей выветрелости последнего. Общая мощность горизонта Д около 10 м.

Е — уплотненные глинистые и супесчаные отложения, представленные тремя слоями:

1. Уплотненные однородные сизо-серые глины с жирным блеском на свежем срезе. Многочисленные трещины, наклонные и разнонаправленные, зацементированы железистыми растворами; по плоскостям трещин более сильная цементация. По всему слою в большом количестве встречаются гнезда вивианита. У кровли глины становятся алевритистыми. Мощность 1 м.
2. Супеси, темно-серые, местами буровато-серые, нечетко

слоистые. Слоистость обусловлена наличием более светлых слойков мелкозернистого песка мощностью 1—2 мм, переполненных растительными остатками. В средней части слоя количество этих слойков заметно увеличивается. Сучки деревьев и шишки сильно сплющены. По всему слою встречается вивианит. Мощность около 2,5 м.

3. Уплотненные алевролитистые глины, сизо-серые, с жирным блеском на свежем срезе, с многочисленными выцветами и гнездами вивианита. Встречаются сильно разложившиеся обломки древесины. Видимая мощность 1,4 м. Общая мощность горизонта Е около 5 м.

Более подробное описание структурных, текстурных особенностей отложений Онгкачанского разреза, степень диагенетических преобразований их, а также генетическая характеристика опубликованы ранее (Хворостова, Смирнова, Никитин, 1968). Вероятно, нет необходимости вторично останавливаться на этих вопросах.

Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 6) Онгкачанского разреза¹ четко делится на три части: нижняя совпадает с озерными отложениями Е, средняя включает конгломераты Д, уплотненные галечники и уплотненные суглинки В, а верхняя часть обнимает рыхлые галечники Б и суглинки А.

В спектрах нижней и верхней частей разреза преобладают пыльца и споры теплолюбивых растений, хотя они и отличны друг от друга. Средняя часть разреза характеризуется в общем холодоустойчивыми спорово-пыльцевыми спектрами.

Остатки наиболее термофильной флоры найдены в озерных слоях Е. Это видно на спорово-пыльцевой диаграмме, детальное описание которой можно найти в статье З. М. Хворостовой, А. Н. Смирновой, В. П. Никитина (1968). Такой вывод следует также из рассмотрения данных палеокарпологического анализа.

Из озерных супесей Е В. П. Никитин определил семена и остатки вегетативных частей растений: *Chara* sp., *Sphagnum* sp., *Bryales*, *Salvinia* sp. (cf. *S. natans* All.), *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *S* cf. *sibirica* (Milde) Hieron., *Picea* cf. *obovata* Ldb., *Pinus pumila* (Pall.) Rgl.?, *Larix* sp. (cf. *L. dahurica* Turcz.), *Potamogeton obtusifolius* Mert. et Koch., *Graminae* gen. indet., *Luzula* sp.?, *Carex* sp. sp., *Salix* sp. sp., *Alnus* sp. (aff. *A. glutinosa* Gaerth.), *Betula pubescens* Ehrh., *B.* sect. *Nanae*, *B.* sp. sp., *Urtica dioica* L., *Rumex* cf. *acetosella* L., *Ra-*

¹ Палинологические исследования и интерпретация данных спорово-пыльцевого анализа проведены А. Н. Смирновой в ЛГУ.

nunculus sp., *Nasturtium (Roripa)* sp., *Chriosplenium alter-nifolium* L., *Comarum palustre* L., *Potentilla* sp. sp., *Rubus ida-eus* L., *Empetrum* cf. *androgynum* V. Vassil., *Hypericum* sp., *Viola* sp. sp., *Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spreng., *Vaccinium vitis idaea* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Sambucus sibirica* Nakai.

Половина видов ископаемой флоры является древесными или кустарниковыми растениями. Весьма показательно, что остатки ели и орешки высокоствольной березы в количественном отношении составляют большую часть всех остатков, а между тем ни ель, ни высокоствольная береза сейчас в верховьях р. Колымы не встречаются. В составе флоры не обнаружены также ярко выраженные холодолюбые. Почти все определенные виды отличаются умеренностью в своих климатических требованиях.

Ископаемая семенная флора с р. Онгкачан была захоронена, по мнению В. П. Никитина, в отложениях застойного водоема, скорее всего небольшого пойменного озера с заболоченными берегами, располагавшегося в зоне елово-лиственнично-березового леса; ива и ольха, вероятно, росли вдоль узкой приречной полосы. Остатки мезофильных трав, по-видимому, вносились в водоем полыми вешними водами. Климат этого времени был ощутимо более мягким, нежели современный климат верховьев р. Колымы. Существование вечной или хотя бы многолетней мерзлоты в то время представляется весьма маловероятным.

Для рыхлых галечников Б и суглинков А также характерны спорово-пыльцевые спектры теплолюбивой растительности. Климат того времени был, по-видимому, менее благоприятен, чем при формировании озерных осадков Е. Наиболее теплолюбивая растительность существовала во время отложения средней части галечников Б. Спектры этой части свидетельствуют о климате заметно более теплом, чем современный. Вверх по разрезу спорово-пыльцевые спектры изменяются, свидетельствуя о появлении несколько холодоустойчивой растительности. Тенденция ухудшения климата сохранялась и во время формирования суглинков А. В то же время преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы, содержание которой в большинстве образцов превышает 50%, и относительно большое количество зерен высокоствольных форм березы и ольхи свидетельствуют о том, что климатические условия времени формирования суглинков А были, вероятно, не более суровы, чем современные, а в некоторые интервалы времени лучше современных.

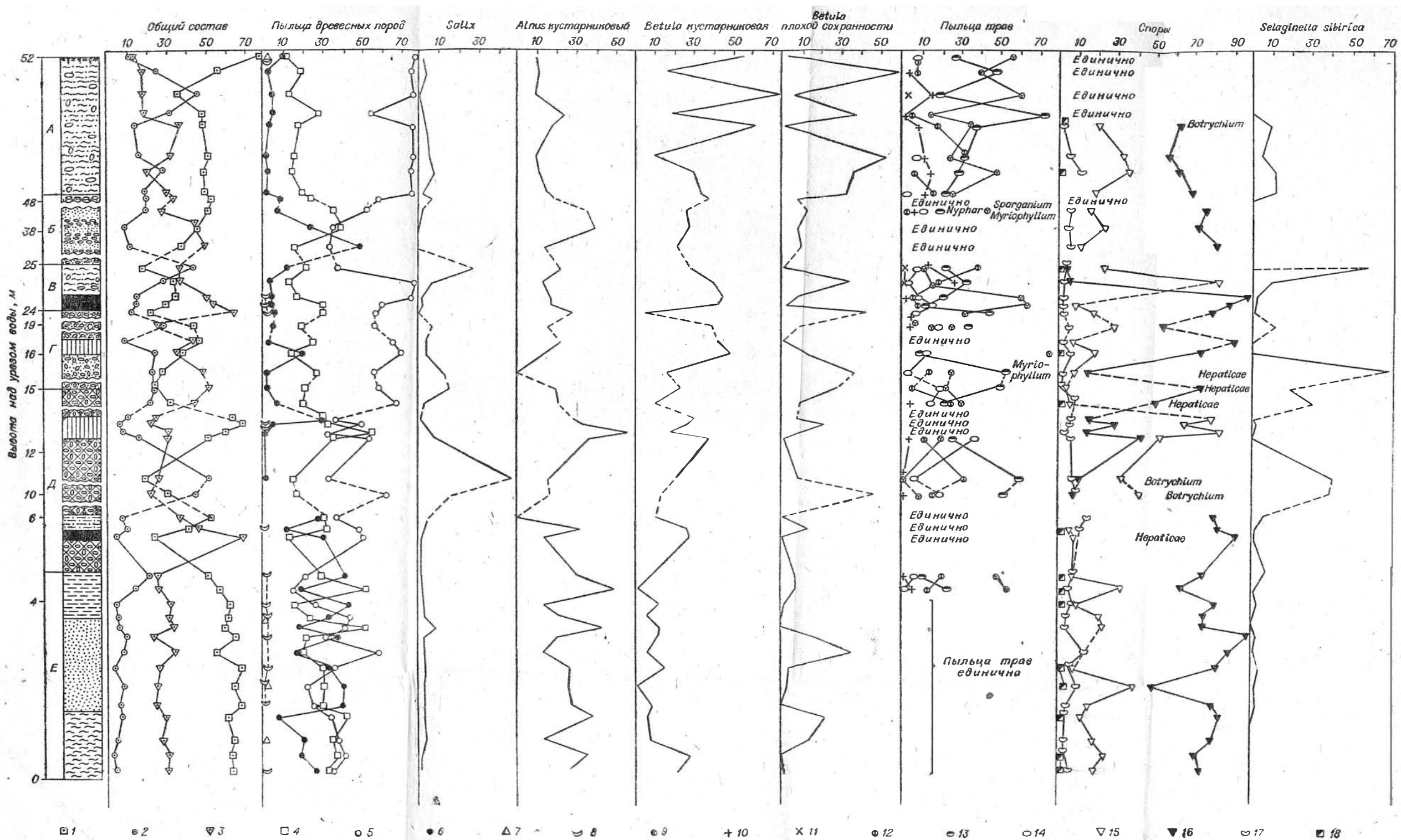


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений Онгкачанского обнажения (составила А. Н. Смирнова).

Долячество пыльцы: 1 — древесных пород, 2 — трав; 3 — количество спор; количество пыльцы: 4 — ольхи; 5 — березы; 6 — сосен; 7 — елей; 8 — лиственницы; трав: 9 — верескоцветных, 10 — полынн 11 — лебедовых (маревых), 12 — разнотравья, 13 — злаков, 14 — осок; споры: 15 — зеленых мхов, 16 — сфагновых мхов, 17 — папоротниковых, 18 — плаунов. Литологические обозначения см. на рис. 5.

Спорово-пыльцевая характеристика средней части Онгчанского разреза, представленной пластами В, Г, Д, значительно отличается от только что описанных. Она свидетельствует о растительности, произраставшей в климатических условиях более суровых, чем современные. Это был холодный суровый климат, при котором на водоразделах существовали безлесные пространства. В то же время можно предположить, что в защищенных местах сохранялись заросли кустарниковых форм ольхи, березы и ивы.

Выдержанный характер спорово-пыльцевых спектров мощной толщи конгломератов, уплотненных галечников и суглинков говорит о длительном периоде суровых климатических условий. Однако этот период не был на всем протяжении одинаково холодным. О некотором потеплении говорят спектры, полученные из маломощных прослоев и линз тонкозернистых «садков и торфа среди уплотненных галечников и конгломератов. В них отмечено повышение содержания пыльцы древесно-кустарниковой группы и постоянное присутствие единичных пыльцевых зерен лиственницы; сокращение процентного содержания спор *Selaginella sibirica* и преобладание спор сфагновых мхов. О более теплолюбивом характере растительности свидетельствует и состав семениной флоры из линзы лигнитизированного торфа (обр. 41), определенный П. И. Дорофеевым: *Bryales* gen., *Pinus* sp., *Larix* sp., *Potamogeton pusillus* L., *Carex* sp., *Aracites johnstrupii* (Hartz) Nikit., *Betula* sect. *Costatae*, *Comarum palustre* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Andromeda polifolia* L., *Chamaedaphne colyculata* (L.) Moench., *Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spr.

Причины изменения растительности могут объясняться как кратковременными улучшениями общих климатических условий, так и локальными потеплениями, которые вызывались сменой микроклиматов, обусловленных характером рельефа.

Сравнение спорово-пыльцевых спектров алевритовых и торфяных линз и прослоев говорит о том, что каждая вышележащая линза содержит спектры, соответствующие растительности более холодоустойчивой по сравнению с растительностью нижележащей линзы. Это свидетельствует об общей тенденции нарастания похолодания по мере накопления толщи конгломератов и уплотненных галечников. Максимум похолодания наступает при формировании уплотненных суглинков В. Значительная мощность отложений со спорово-пыльцевыми спектрами холодоустойчивой растительности и нарастание признаков похолодания вверх по разрезу заставляют

предполагать формирование горизонтов В, Г и Д в суровых климатических условиях ледникового времени. Характер оледенения и его размеры остаются пока совершенно неизвестными.

Изучение и сопоставление всех особенностей верхней части разреза, включающей суглинки А и рыхлые галечники Б позволяют относить ее к верхнему отделу четвертичной системы. О молодости отложений говорит полное отсутствие какой-либо цементации галечников. Геоморфологическое положение горизонтов А и Б определяет время их формирования как предшествующее позднечетвертичному оледенению, так как поверхность рассматриваемой террасы являлась дном троговой долины позднечетвертичного оледенения.

Данные палинологического анализа вполне согласуются с этим определением возраста и свидетельствуют о том, что для времени отложения средней части галечников характерна растительность позднечетвертичного межледниковья.

Стратиграфическое положение отложений нижней части обнажения, поднимающихся над урезом воды до подошвы рыхлых галечников Б, не вполне ясно, так как данные, позволяющие судить о возрасте этих отложений, противоречивы.

Палинологические характеристики этих отложений хорошо согласуются с эталонными спектрами, принятыми в настоящее время на территории Северо-Востока СССР для среднечетвертичного времени (Баскович, 1959). Данные палеокарпологического исследования озерных супесей слоя Е и торфа из слоя Д говорят о том, что растительные остатки в супесях сравнительно слабо гумифицированы, а относительно теплолюбивая ископаемая флора практически лишена региональных экзотов, хотя и содержит значительное количество экзотов локальных. В. П. Никитин (Хворостова, Смирнова, Никитин, 1968) считает, что если исходить из сравнения с теперь уже достаточно хорошо изученными ископаемыми флорами Западной Сибири, флора подобного типа не может быть ниже- или даже среднечетвертичной: она хорошо отвечала бы позднечетвертичному времени, особенно времени казанцевского межледниковья. Но, естественно, нет никакой уверенности в приложимости западносибирских мерок к стратиграфии антропогена Восточной Сибири. В частности, нельзя отрицать возможности того, что относительная свежесть фитодетрита объясняется консервирующим воздействием вечной мерзлоты, развившейся вскоре после погребения ископаемой флоры. Приведенный же выше состав флоры, полученный с помощью палеокарпологических анализов, вполне согла-

судется с составом флоры Северо-Востока СССР для первой половины среднечетвертичного времени (Васьковский, 1959б). Таким образом, палеофитологическая характеристика отложений горизонтов В, Г, Д и Е свидетельствует об их среднечетвертичном возрасте. В таком случае образование суглинков В, галечников Г и конгломератов Д должно быть синхронно среднечетвертичному ледниковью, а формирование озерных отложений Е — среднечетвертичному межледниковью.

Сомнение относительно среднечетвертичного возраста отложений нижней части Онгкачанского разреза возникает из-за того, что эти отложения претерпели значительные вторичные изменения и имеют древний облик. Значительная цементация конгломератов Д и степень изменения заключенных среди них торфяников позволяют предполагать, что эти осадки могут иметь более древний возраст, так как в верховьях р. Колымы в отложениях среднечетвертичного возраста такой тип цементации и подобная степень вторичных изменений нигде не отмечаются. Вместе с тем конгломераты Онгкачанского разреза очень сходны с описанными выше нижнечетвертичными конгломератами 255-метровой террасы р. Берелех и с нижнечетвертичными конгломератами Худжахских впадин.

Учитывая перечисленные факты, вряд ли можно судить окончательно о возрасте нижней части отложений Онгкачанского разреза. Представляется, что состав флоры этих отложений выявлен недостаточно полно, потребуются дополнительные сборы палеонтологического материала, прежде чем стратиграфическое положение отложений нижней части Онгкачанского разреза будет вполне определено.

К сожалению, ископаемые флоры антропогена Восточной Сибири до сих пор исследованы чрезвычайно слабо; общее направление и темпы эволюции как отдельных видов, так и целых ландшафтных зон, более или менее изученные в европейской части СССР и в Западной Сибири, на обширной территории Северо-Востока СССР пока еще далеко не ясны, и по этому вопросу, как можно было убедиться при знакомстве с отложениями Верхне-Нерских впадин, существуют различные мнения.

Несмотря на то, что на территории Западно-Сибирской низменности флоры позднего плиоцена содержат до 30% чувствительных видов, в том числе реликтов теплолюбивой растительности прошлых геологических эпох, а отдельные региональные экзоты дожили до времени среднечетвертичного (самаровского) оледенения, в Восточной Сибири темпы эволюции могли быть совершенно иными и уже в конце плиоцена рас-

тельность Северо-Востока могла существенно приблизиться к ее современному составу.

Здесь уместно напомнить об описанном выше заметном обеднении состава ископаемой флоры плиоценовых деланкирских слоев Верхне-Нерской впадины по сравнению с тем составом растительности, который получен при изучении более древних плиоценовых слоев, обнаруженных по соседству. Особенно важно то обстоятельство, что в плиоценовых слоях появляется ряд современных видов растений.

Р. Е. Гитерман (1963) на территории Якутии установила эоплейстоценовые спектры, относящиеся даже к нижнему эоплейстоцену (имеется в виду четвертичный период в границах, принятых по схеме В. И. Громова, 1957), очень похожие на спектры, полученные из озерных отложений Онгкочанского разреза. Напомним также, что исследования в бассейне р. Лены (Алексеев, Равский, Цейтлин, 1965), прилегающем к территории Северо-Востока СССР, показали, что на протяжении эоплейстоцена климатические условия испытывали неоднократные колебания. Это привело к тому, что на грани с поздним эоплейстоценом исчезли тропические экзоты, а леса обогатились современными видами деревьев. Можно предполагать, что сходные закономерности в изменении климата и растительности могли быть присущи также верховьям р. Колымы, и тогда станет понятным отсутствие экзотических форм растений в озерных отложениях Онгкочанского разреза даже в случае их формирования в раннечетвертичное время, а именно, в самом конце раннечетвертичного доледникового.

Приведенные суждения показывают, что принятие категорического решения о возрасте нижней части отложений Онгкочанского разреза сейчас преждевременно. В дальнейшем может оказаться справедливым предположение об их ранне- и среднечетвертичном возрасте. При подтверждении последнего предположения слои В, Г и Д будут относиться к среднечетвертичному ледниковью.

Аллювиальные отложения террас позднего возраста, входящих в комплекс средневысотных террас, в бассейне верховьев р. Колымы распространены наиболее широко. Их высоты над уровнем воды в реках колеблются в значительных пределах. Верхней гипсометрической границей этих террас, очевидно, следует считать поверхность, по которой распространялись льды среднечетвертичного оледенения и в которую позднее была врезана позднечетвертичная межледниковая речная сеть. Точное наиболее низкое положение дна среднечетвертичных ледниковых долин

пока неизвестно. Условно можно считать, что к верхнечетвертичному отделу относятся отложения террас, расположенных гипсометрически ниже описанных среднечетвертичных Евраш-калахской, а также 195- и 170-метровых террас р. Колымы и уж во всяком случае ниже поверхности низкогорного яруса рельефа.

Наиболее низкие позднечетвертичные террасы имеют относительную высоту 20—60 м, распространены повсеместно и вблизи центров оледенения перекрыты позднечетвертичными моренами.

Верхнечетвертичные межледниковые отложения террас описаны в работах А. П. Васьковского (1959б, 1963б), Н. А. Шило (1961б), О. В. Кашменской (1958, 1961), З. М. Хворостовой (Кашменская, Хворостова, 1964б) и многих других. В этих отложениях найдены кости и части скелетов животных мамонтового комплекса (*Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta (Rhinoceros) antiquitatis* (Blum.) и др. Из растительных остатков обнаружены различные шишки, часть которых принадлежит представителям флоры более теплолюбивой, чем современная растительность Северо-Востока СССР (*Picea obovata* Ldb., *P. anadyrensis* Kryscht., *Pinus silvestris* L., *Larix sukaczewii* Djil., *L. sibirica* Ldb.).

В спорово-пыльцевых спектрах, наряду с пыльцой растительности холодолюбивого облика, присутствует пыльца елей (*Picea obovata*, *P. sect. Omorica*), составляющая иногда до 30% древесной пыльцы, сосны (*Pinus silvestris*, *P. sect. Cembra*) — до 40%, пихты — до 4%, изредка тсуги — до 1,5%, а также пыльца лещины — до 4%.

Как считает А. П. Васьковский, такой состав растительности отвечает примерно современным лесам Южной Якутии, где сходятся ареалы западных и восточных видов. А. П. Васьковский назвал эту флору учуро-киренской (Васьковский, 1959б, 1963б).

К верхнечетвертичным межледниковым отложениям относятся охарактеризованные выше осадки 115-метровой террасы р. Колымы против устья р. Хатыннах и верхняя часть отложений Онгкачанского разреза (слои А, Б).

Нужно сказать, что аллювиальные отложения позднечетвертичной эпохи в отличие от более древних отложений распространены очень широко. Они обнаружены и в различной степени изучены во многих пунктах, кроме названных выше. Это, главным образом, отложения 20—60-метровых террас, существующих повсеместно. Описания отложений позднечетвертичных межледниковых террас опубликованы (Кашмен-

ская, 1958; Шило, 1961б). Их палеонтологические характеристики сходны с вышеприведенными.

В некоторых случаях разрезы верхнечетвертичных отложений по их палинологической характеристике, а часто и по литолого-петрографическим особенностям отчетливо делятся на две части. Нижняя характеризуется спорово-пыльцевыми комплексами теплолюбивой, а верхняя—холодоустойчивой растительности. Такие отложения установлены, например, в долине р. Берелех в районе устьев ручьев Кеменджа и Далекий. Спорово-пыльцевой анализ проб, взятых из этой толщи в долине руч. Далекого, произведенный С. Л. Хайкиной, показал присутствие в нижней части разреза (с глубины 35,5 м) редких зерен пыльцы более теплолюбивых хвойных—сосны и ели. Лежащие выше отложения характеризуются пыльцой растительности тундрового типа. Очевидно, нижние галечники отложились в более благоприятных климатических условиях (Кашменская, 1958).

Двухъярусное строение верхнечетвертичного аллювия наблюдается также в погребенной долине, расположенной на 20—30-метровой левобережной террасе рч. Команды, описанной в 1954 г. О. В. Кашменской и автором. В нижней части отложений наряду с пыльцой кедрового стланика установлена пыльца различных видов сосен и елей при большом количестве пыльцы сережкоцветных (березы, ивы, ольхи). Среди недревесной части спектра преобладают вересковые, однако состав трав также богат (злаки, осоки, лютиковые, гречишные, зонтичные и разнотравье). Среди спор подавляющее значение имеют сфагновые мхи.

Спорово-пыльцевая характеристика верхней части отложений заметно отличается более обедненным составом флоры. Древесная часть спектра представлена пыльцой только холодоустойчивых форм растений: кедрового стланика и мелколистных форм березы, ивы и ольхи. Среди спор большое место занимают споры сфагновых мхов и селягинелл. В недревесной части спектра преобладает пыльца вересковых, хотя травы также довольно многочисленны.

Напомним, что постепенное обеднение состава флоры наблюдалось также в верхнечетвертичных отложениях Онгкачанского разреза, рассмотренных выше (слои А, Б). Очевидно, что завершающая часть верхнечетвертичной эпохи осадконакопления характеризовалась значительным ухудшением климатических условий. Если учесть, что 20—50-метровые террасы верховьев р. Колымы часто перекрываются ледниковыми отложениями, то наиболее естественно связать отме-

ченное похолодание с позднечетвертичным оледенением, а отложения, охарактеризованные теплолюбивыми комплексами растительности,— с позднечетвертичным межледниковьем.

К ледниковым отложениям позднечетвертичной эпохи в рассматриваемом районе В. И. Крутоусом в 1962 г. отнесены осадки, подстилающие дно долины рч. Эхбы (левого притока р. Ухамыт), в которых обнаружены коренные зубы шерстистого носорога и остатки мамонта (*Mammontus primigenius* Blum.) (определения А. П. Васьяковско-го). Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из этих отложений, отвечают тундровым растительным сообществам, что послужило основанием для отнесения их к ледниковой эпохе.

Голоценовые аллювиальные отложения слагают поймы долин, а также террасы, возвышающиеся над урезами воды рек обычно не более чем на 15—20 м. Нужно заметить, что граница между голоценовыми и более древними отложениями проводится условно, большей частью она малообоснована. Палеонтологическая характеристика голоценовых отложений верховьев р. Колымы

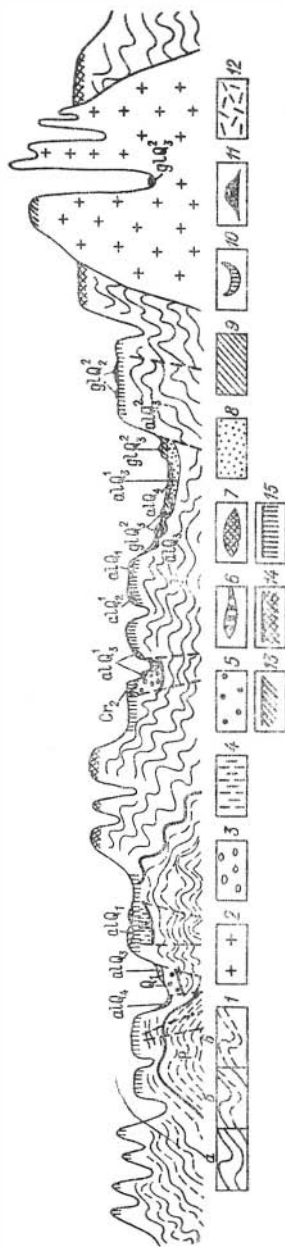


Рис. 7. Принципиальная схема строения рельефа и рыхлых отложений. 1 — геосинклинальные отложения верхоянского комплекса; а) юрские, б) триасовые, в) пермские; 2 — граниты; отложения межгорных впадин; 3 — верхнемеловые, 4 — неогеновые, 5 — нижнечетвертичные; аллювиальные отложения; 6 — нижнечетвертичные, 7 — среднечетвертичные, 8 — верхнечетвертичные (междениковые), 9 — верхнечетвертичные (ледниковые), 10 — голоценовые; 11 — ледниковые отложения; 12 — склоновые отложения; реликты поверхностей выравнивания; 13 — датско-палеоненовой, 14 — среднеплистоценовой, 15 — позднечетвертичной — ранне-среднечетвертичной.

установлена только с помощью разрозненных палинологических анализов, в результате которых обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, не отличающиеся от комплексов современных растительных ассоциаций, если не учитывать наличие отдельных зерен переотложенной пыльцы (Шило, 1961б; Васьковский, 1963б). Нет сомнения, что история развития растительности верховьев р. Колымы в голоцене была более сложной. Вероятно, голоценовый этап включал в себя эпохи похолодания, разделенные климатическим оптимумом, следы которых на Северо-Востоке СССР установлены в Западной Чукотке и в верховьях р. Индигирки (Орлова, 1964; Ложкин, 1967). Стратиграфическое расчленение голоценовых отложений верховьев р. Колымы станет возможным лишь при дальнейшем более детальном их изучении.

Голоценовые аллювиальные отложения представлены главным образом грубозернистыми крупнообломочными осадками с небольшим количеством тонких прослоев песков и алевролитов. Окатанность обломочного материала самая различная. Она зависит от водности и длины речного потока, а также от его продольного уклона. Петрографический состав обломочного материала большей частью однообразен: это песчаники, алевролиты и глинистые сланцы верхоянского геосинклинального комплекса с небольшой примесью магматических микрокристаллических пород преимущественно кислого состава. Вблизи гранитных батолитов аллювий обогащается галькой биотитовых гранитов. Местами, особенно в пределах межгорных впадин, в голоценовых осадках встречаются пласты торфяников мощностью до 2—3 м. Изучение этих торфяников с целью выяснения условий голоценового осадконакопления является делом будущего и представляется чрезвычайно перспективным.

Мощность голоценового аллювия колеблется в больших пределах и может достигать 20—30 м.

Принципиальную схему соотношения рыхлых отложений и основных элементов рельефа см. на рис. 7.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Начало развития Яно-Колымского складчатого пояса, входящего в Верхояно-Колымскую мезозойскую складчатую область, относится к позднему карбону. В то время на территории Северо-Востока СССР заложились геосинклинали, знаменовавшие начало нового мезозойского цикла развития этой территории (Сакс, 1940). Возникнув в конце каменноугольного периода, Яно-Колымская мегасинклиналь пережила длительный период геосинклинального развития, на протяжении которого четко различаются два этапа: главный геосинклинальный и заключительный геосинклинальный (орогенный) (Муратов, 1963, 1964; Баранова, Бискэ, 1964; Баранова, 1965, 1967).

Главному геосинклинальному этапу, длившемуся до поздней юры, посвящены многие исследования, направленные на изучение основных геологических событий и характерных особенностей структур, созданных в это время. Напротив, об орогенном этапе развития до самого последнего времени имелись лишь отрывочные сведения, не позволяющие представить последовательную смену геологических событий на протяжении всего этапа. Только в 1964 и 1965 гг. появились упомянутые работы Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ, направленные на детальное и всестороннее рассмотрение орогенной стадии развития Верхояно-Колымской складчатой области. А между тем суждения различных исследователей об особенностях поздне- и послегеосинклинального развития рассматриваемой области разноречивы.

Достаточно напомнить об исследованиях И. А. Резанова (1964), который, считая позднелюрскую и раннемеловую эпохи заключительными моментами геосинклинального этапа развития, вообще не выделяет самостоятельного орогенного эта-

па, а полагает, что после завершения геосинклинальной стадии, в позднемеловую эпоху и палеогеновый период Верхояно-Колымская область обладала чертами, присущими платформам.

Как и И. А. Резанов, платформенную стадию развития Верхояно-Колымской области выделил в 1966 г. Б. А. Онищенко. В отличие от И. А. Резанова, Б. А. Онищенко так же, как и Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ, выделяет позднеюрский — меловой орогенный этап развития, а существование платформенного режима относит к датскому — миоценовому времени. Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ высказывают мнение об отсутствии платформенного этапа развития Верхояно-Колымской складчатой области. Весь период поздне- и послегеосинклинального развития эти исследователи делят на два этапа: орогенный (волжский век — середина олигоцена) и новейший (вторая половина олигоцена — современный век), — подразделенных «на два законченных геоморфологических цикла (из которых первый длился с конца поздней юры до олигоцена, а второй — с олигоцена до позднего плиоцена) и третий геоморфологический цикл, начавшийся в позднем плиоцене и продолжающийся в настоящее время» (Баранова, 1967, стр. 77). Оба законченных цикла состоят из двух стадий. Начинаются циклы с усиленного поднятия и увеличения контрастных дифференцированных движений, а заканчиваются ослаблением тектонических движений, уменьшением контрастности рельефа и его нивелированием. Все геоморфологические циклы характеризуются незавершенностью, прерывистостью развития, свойственной орогенным областям, а двукратное выравнивание рельефа происходило при компенсации денудационными процессами ослабленных тектонических движений восходящего характера. Учитывая приведенные факты. Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ не находят возможным признать существование платформенной стадии развития Верхояно-Колымской складчатой области.

Как представляется автору, история геологического развития рассматриваемой области состоит из четырех этапов: собственно геосинклинального (поздний карбон — поздняя юра); орогенного (поздняя юра — сенон), характеризовавшегося интенсивным магматизмом, горообразованием и отчетливым проявлением унаследованности рельефа от складчатого строения; этапа относительной тектонической стабилизации (датский век — палеоцен), знаменовавшего завершение мезозойского геосинклинального режима, и неотектонического (олигоцен — современный век), характеризовавшегося новым

интенсивным горообразованием, слабым магматизмом и не отчетливым проявлением в новом морфоструктурном плане мезозойских складчатых структур подчиненных порядков.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

Изучению геосинклинальной стадии развития Верхояно-Колымской складчатой области посвящены многие исследования, среди которых в первую очередь необходимо назвать обобщающие работы Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964), Ю. П. Барановой (1967), С. И. Гаврикова (1960), В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), Ю. М. Пушаровского (1960), Л. А. Сняtkова (1957), К. Я. Спрингиса (1958), Н. П. Хераскова (1964) и др.

Начало геосинклинального развития Верхояно-Колымской области связано с образованием крупных геосинклинальных прогибов на месте раздробленного и перестроенного восточного продолжения Сибирской платформы. По существу, в позднекаменноугольное время здесь возник новый структурный план, при котором отдельные части платформы оказались погруженными на различную глубину. В зависимости от глубины погружения частей фундамента вся территория разделилась на участки типично геосинклинального развития, районы неглубокого погружения фундамента и срединные массивы*. Свойства, размеры и очертания образовавшихся структурных элементов играли важную роль в дальнейшем развитии территории. Так, на тектоническое строение бассейна верховьев р. Колымы существенное влияние оказали такие структурные элементы, как Колымский и Охотский срединные массивы, а также Эльгинский район неглубокого погружения слабо переработанного фундамента.

Особое значение имел Колымский срединный массив, который в конце палеозоя и в мезозое стал настолько обособленным и жестким, что явился определяющим в расположении основных тектонических элементов и направлений складчатости геосинклинального пояса. Границы этих структурных элементов определены глубинными разрывами, возникшими на самых ранних этапах геосинклинального развития. Возник-

* См. рис. 2.

новение этих тектонических швов обусловило распад кристаллического фундамента на отдельные блоки, участки и полосы. Существованием глубинных разрывов, ограничивающих Колымский и Охотский срединные массивы, объясняются прямолинейные очертания последних, являющиеся своеобразной чертой тектонического строения Верхояно-Колымской складчатой области. Разрывы этого времени распространялись лишь в пределах сиалического слоя и очень редко достигали базальтовой постели, что обусловило незначительное развитие эффузивных формаций и основных интрузий.

Дальнейшее развитие состояло в широком разрастании геосинклинальных прогибов, значительных опусканиях в их пределах, заполнении прогибов осадочной толщей терригенного верхоянского комплекса общей мощностью 10—12 км. Эта стадия охватывала большой период от перми до начала поздней юры. В течение этого времени, по мнению К. Я. Спрингиса (1958), складчатые движения, по-видимому, были развиты слабо, колебательные же носили сложный характер. На фоне общего преобладающего опускания, приведшего к накоплению верхоянской толщи, проявлялись движения более мелких ритмов, на которые, вероятно, накладывались еще более частые и мелкоамплитудные колебания.

Развитие геосинклинальной зоны было сложным. Структурные элементы возникали и развивались разновременно. Прогибы эволюционировали во времени, превращаясь местами в валы при общей миграции области накопления к северо-востоку. Раньше других (как области осадконакопления) закончили свое развитие внешние районы мезозоид. Внутренние же районы, примыкающие к Колымскому срединному массиву, начали прогибаться позднее и существовали более длительное время.

В пермское время осевая зона Яно-Колымской мегасинклинали располагалась на правобережье р. Колымы, где сформировалась толща морских терригенных отложений мощностью не менее 8 км. В течение всего триасового периода в этом геосинклинальном прогибе также господствовал морской режим. Однако наряду с общим погружением Яно-Колымского геосинклинального прогиба в пермское и раннетриасовое время проявлялась тенденция к местным поднятиям. В это время на месте современного правобережья р. Колымы возникла Аян-Уряхская внутренняя геоантиклиналь, которая при дальнейшем разрастании в поздне триасовую эпоху разделила геосинклинальный прогиб в продольном направлении на две

части — Верхне-Индибирский и Инъяли-Дебинский синклинории. Последующее разрастание Аян-Уряхской геоантиклинали обусловило образование на ее северо-восточном крыле крупного Чай-Урынского разрыва, по которому произошло опускание этого крыла.

Геосинклинальный режим в позднеюрскую и ранне- и среднеюрскую эпохи был неустойчивым. Колебания морского дна Яно-Колымской геосинклинали сопровождались возникновением небольших и недолговечных островов. Такие острова являлись участками местного кратковременного размыва, быстро возникавшими и столь же быстро исчезающими (Спрингис, 1958). Можно предполагать, что в среднеюрскую эпоху происходило воздымание Аян-Уряхского антиклинория, в результате которого галечный материал, образовавшийся при разрушении этого антиклинория, сносился в прилежащие районы Инъяли-Дебинского синклинория (Бычков, 1961). Об этом, по мнению Ю. М. Бычкова, свидетельствует присутствие в верхнеюрских отложениях бассейнов рек Аркагалы, Мянуджи и Хевканди галек, содержащих позднеюрскую фауну.

На современном денудационном срезе юрские отложения выходят лишь в пределах Инъяли-Дебинского синклинория, испытавшего в юрское время наиболее сильное прогибание. По всей вероятности, чехол юрских отложений существовал также во многих других частях Яно-Колымской мегасинклинали, но он в настоящее время в значительной степени эродирован (Пушаровский, 1960).

Магматизм на этой стадии развития проявлялся очень слабо. «Спилитов и ультраосновных пород в Яно-Колымской складчатой области практически нет, и этим она существенно отличается от других складчатых зон» (Матвеевко, Шаталов, 1958).

Завершение главного геосинклинального этапа относится к позднеюрскому и, возможно, к началу раннемелового времени. В позднеюрское время произошло замыкание геосинклинальных прогибов, сильное разрастание геоантиклинальных поднятий и значительное сокращение площади осадконакопления. Это период наиболее активных фаз мезозойской складчатости и разрывных нарушений, период наиболее напряженного магматизма, обусловившего основные черты металлогении Яно-Колымского складчатого пояса. Складчатые и разрывные дислокации этого времени определили, в сущности, структурные особенности Яно-Колымского складчатого пояса.

Разрывные нарушения, сопровождавшие складчатость, были заложены еще в начале развития геосинклинальной области на стыках участков фундамента разного погружения. Позднее они были закрыты отложениями верхоянского комплекса, а в период интенсивной складчатости снова проявились как зоны глубинных разломов, окаймлявшие срединные массивы и контролировавшие магматическую деятельность.

Магматизм поздней стадии проявился исключительно интенсивно и многообразно. С главными фазами складкообразования поздней юры связаны излияние эффузивов среднего и кислого состава в Туостахско-Мылгинской зоне складчатого пояса, внедрение огромных объемов магматических масс, образовавших полосы малых интрузий (даек и штоков), а также пояса очень крупных гранитоидных батолитов.

До последнего времени считалось, что на значительной части юго-западного крыла Инъяли-Дебинского синклинория геосинклинальное осадконакопление закончилось в средней юре, и на этой территории не выделялись осадки геосинклинального типа, более молодые, чем среднеюрские. Однако исследованиями Ю. М. Бычкова (1963) в широких и узких синклинальных понижениях установлены отложения келловейского яруса верхней юры. Вероятно, в пределах бассейна верховьев р. Колымы геосинклинальное осадконакопление прекратилось к оксфордскому времени. Нужно думать, что исчезновение морского режима на всей территории Инъяли-Дебинского синклинория произошло неодновременно. Так, в близком соседстве, в районе Лыглыхтахской впадины, морской режим периодически восстанавливался на протяжении всего позднеюрского времени. Однако и там было несколько перерывов в накоплении морских толщ. Г. Ф. Гуриным установлено три таких перерыва, вероятно, большой продолжительности, так как в течение одного из них перед отложением ауцеловой свиты позднеоксфордского возраста успела образоваться кора выветривания (Гурин, 1959).

После позднеюрских и раннемеловых фаз складкообразования, явившихся заключительными в мезозойском тектогенезе, общего погружения территории ниже уровня моря больше не происходило, и накопление осадков геосинклинального типа прекратилось. Область морского осадконакопления переместилась в юго-западную часть Колымского срединного массива, где в позднеюрское время заложилась обширная Момо-Зырянская впадина. В эту впадину сносилось колоссальное количество обломочного материала, образовывавшегося при размыве соседних поднимавшихся горных областей.

ОРОГЕННЫЙ ЭТАП

Позднеюрские и раннемеловые фазы складчатости превратили Яно-Колымскую геосинклинальную область в складчатую зону и положили начало орогенному этапу ее развития, образованию обширных горных поднятий, межгорных и предгорных впадин в условиях континентального развития. Впадины накладывались несогласно на различные более древние структурные элементы и одновременно с прогибанием выполнялись осадками молассоидного типа. Образование многих впадин связано с разломами в земной коре: тектоническими швами, возникшими еще в начале геосинклинального этапа, и разрывами относительно очень молодыми, появившимися одновременно с зарождением самих впадин. В некоторых случаях с разломами, ограничивающими впадины, связаны позднеюрские и меловые вулканические излияния.

Как известно, наиболее характерными для орогенного этапа развития являются молассоидные отложения, выполняющие межгорные впадины, а также особые тектонические структуры — краевые прогибы. Распространение отложений, синхронных орогенному этапу, по сравнению с собственно геосинклинальным комплексом осадков сильно ограничено. Это объясняется не только последующим размывом осадков, синхронных этому периоду, но также ограниченным в пространстве осадконакоплением, приуроченным к небольшим разобленным впадинам.

В Яно-Колымском складчатом поясе начало орогенного этапа, по-видимому, соответствует позднеюрскому времени, когда образовался Приверхоянский краевой прогиб, а в юго-западной части Колымского срединного массива начали отлагаться осадки, выполняющие Момо-Зырянскую впадину. Однако наиболее яркие проявления этого нового этапа связаны с раннемеловой эпохой, со временем завершения складчатости в Яно-Колымской геосинклинальной области. В это время формируется орогенный структурный ярус. Его осадки выполняют краевые прогибы и межгорные впадины. Он соответствует эпохе окончания геосинклинального режима и горнообразованию и выделяется совершенно отчетливо (Яншин, 1965).

Орогенный этап, длившийся до конца сенона, в целом отличался ярко выраженной тенденцией к тектоническому воздыманию молодой складчатой страны. О нараставшем тектоническом напряжении свидетельствуют многие геологические события, происходившие между концом позднеюрской эпохи и датским веком.

К важнейшим событиям этого времени относится становление колымских гранитоидных интрузий. Их абсолютный возраст охватывает промежуток времени между 170 и 125 млн. лет (Фирсов, 1960, 1962). В этом интервале Л. В. Фирсов выделяет два максимума, отвечающих двум фазам магматизма.

Ранняя фаза (от 160 до 150 млн. лет) относится к концу средней — началу позднеюрской эпохи (Фирсов, 1962; Шило, 1960а). В это время образуются крупные интрузии, сложенные преимущественно однородными биотитовыми гранитами. «Их формирование, по-видимому, было связано с проникновением крупных порций недифференцированной палингенной магмы в осадочные породы геосинклинали в начальные этапы развития складчатости» (Фирсов, 1960, стр. 16). В пределах рассматриваемого района такими интрузиями являются гранитные массивы Чьорго и Оханджа. Абсолютный возраст образцов, отобранных из этих массивов В. А. Серебряковым, 130, 151, 156, 164 и 125, 142, 146, 147, 149, 152, 154, 162 млн. лет (определения Магаданской лаборатории ВНИИ-1 под руководством Л. В. Фирсова).

Следует отметить, однако, что в определении времени становления батолитовых гранитных интрузий нет единого мнения. В. А. Серебряков (1960, 1961) считает, что результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют об образовании массивов между средней юрой и началом раннего мела. На основании же изучения соотношения этих массивов с другими магматическими и осадочными породами В. А. Серебряков склонен относить их формирование к раннемеловому времени.

Вторая фаза магматизма (140—130 млн. лет), по мнению Л. В. Фирсова, проявилась в конце юрского — начале раннемелового времени. Как считает Л. В. Фирсов (1960), образование интрузий второй фазы происходило скорее всего на границе юры и мела (около 135 млн. лет). К этой фазе относятся либо самостоятельные небольшие массивы, также в большинстве случаев конкордантные складчатым структурам, либо небольшие тела, рвущие крупные батолитические интрузии первой фазы. Магматические породы второй фазы представлены преимущественно лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и гранитами с повышенной щелочностью (Фирсов, 1960).

Проявление первой и второй фаз магматизма, обусловивших образование батолитовых тел Колымского комплекса, вероятно, сопровождалось общим поднятием Яно-Колымского складчатого пояса, так как для формирования интрузивных и

палингенных гранитоидов необходимым тектоническим условием является процесс поднятия (Яншин, 1965).

Необходимо напомнить, что, по мнению Н. И. Ненашева (1965), в Верхояно-Колымской области четко выраженных этапов проявления магматизма не устанавливается. Возможно лишь выделение определенных максимумов и минимумов в магматической деятельности. Учитывая, что магматический процесс в целом — это становление как штокообразных и батолитоподобных массивов, так и даек, Н. И. Ненашев выделяет четыре максимума: на границе юры и мела; в середине раннего мела; в начале позднего мела и на границе мела и палеогена. Самое слабое проявление магматической деятельности относится к палеогену.

Не менее важным событием было заложение в раннемеловое время Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Этот гигантский вулканический пояс «возник в особой тектонической обстановке на границе областей мезозойской и кайнозойской складчатости» (Белый, Тильман, Шило, 1966, стр. 282). В результате позднеюрской — раннемеловой складчатости произошло смещение области прогибания на восток в пределы современной Камчатско-Курильской геосинклинальной зоны. Между возникшим континентом и зоной геосинклинального прогибания образовался мобильный пояс со специфическими формами тектонических движений и магматизма. «Таким образом, Охотский вулканический пояс, подобно островным дугам нашего времени, располагался на границе складчатой области и геосинклинали. Соответственно этому его геологическая история обнаруживает ясную зависимость от развития сопредельных структурных элементов. В частности, этапы его эволюции были близки к завершающим тектоническим движениям в Верхояно-Чукотской области и к ранним фазам складкообразования в формирующейся геосинклинали» (Устиев, 1963, стр. 7). Следовательно, несмотря на удаленность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса от рассматриваемой территории, как нам кажется, можно предположить, что его главные тектонические события в какой-то степени сопоставимы с основными этапами геологического развития верховьев р. Колымы.

Для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характерна необыкновенная интенсивность магматических и тектонических явлений в меловое время. Значительное геодинамическое напряжение, вероятно, было вызвано не только растрескиванием коры в зоне перегиба у границы с формирующимся геосинклинальным трогом (Устиев, 1963), но также, возмож-

но, и большой динамичностью Верхояно-Чукотской складчатой области, не успевшей за это время окончательно консолидироваться. Как считает Г. Г. Попов (1962г), наибольшие тектонические напряжения испытывали части Верхояно-Колымской складчатой области, прилегавшие к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Г. Г. Попов заключает это по сосредоточению межгорных впадин в юго-восточной части Яно-Колымского складчатого пояса, непосредственно прилегающей к Охотско-Чукотскому поясу.

Некоторые из этих впадин находятся на рассматриваемой территории бассейна верховьев р. Колымы.

Учитывая магматизм Яно-Колымского складчатого пояса, основные этапы тектогенеза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и используя известные данные о строении осадков межгорных впадин, мы постараемся в общих чертах восстановить геологическое развитие изучаемой части бассейна р. Колымы в позднеюрско-меловой орогенный этап.

В начале позднеюрско-мелового этапа дифференцированность тектонических движений наиболее сильно проявилась в Колымском срединном массиве, который претерпел значительное раздробление, особенно в юго-западной части, где образовался глубокий Момо-Зырянский прогиб (Баранова, 1965, 1967). В Яно-Колымском складчатом поясе дифференцированность тектонических движений была, по всей вероятности, значительно слабее. В пользу этого предположения свидетельствует отсутствие наложенных впадин почти на всей его территории. Известна лишь одна позднеюрская впадина — Лыглыхтахская, расположенная к юго-востоку от района исследования.

В начале раннего мела на фоне продолжавшегося поднятия усилились дифференцированные движения. В пределах Яно-Колымского складчатого пояса впервые образовались несогласные складчатым структурам наложенные межгорные впадины, которые выполнялись молассовыми толщами. Попов (1959) считает, что континентальные отложения нижнего мела, находящиеся в пределах Яно-Колымского складчатого пояса, вероятно, являются аналогами ожогинской, силапской и буоркемюссской свит Момо-Зырянского передового прогиба.

Осадки нижнего мела несогласно залегают на отложениях различного возраста. Перед их образованием на большей части территории Северо-Востока СССР существовал перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся значительными колебательными движениями и размывом более древних отложений (Попов, 1959). Раннемеловая эпоха на Северо-Востоке

СССР резко отличалась от предыдущих эпох мощным угленакоплением. «Среди средне- и верхнеюрских отложений наблюдаются только незначительные признаки угленосности вследствие неблагоприятной палеографической и геотектонической обстановки для развития процесса угленакопления. Необходима была серьезная перестройка земной поверхности, глубокое изменение всей палеогеографии Северо-Востока, новая геотектоническая обстановка, которые обусловили бы возможность угленакопления. Такие условия создались на границе юрского и мелового времени, когда на описываемой территории произошли крупные тектонические движения, которые привели к существенному изменению палеогеографической обстановки» (Попов, 1962г, стр. 369). По-видимому, к этому времени воздымание молодой складчатой страны достигло большой интенсивности, а сама страна претерпела значительную консолидацию и на поднятия реагировала расколами и опусканиями блоков различных размеров. В пределах Яно-Колымского складчатого пояса возникли небольшие межгорные впадины — дарпирская, Омсукчанская, Черноозерская и немногие другие. Все раннемеловые впадины расположены за пределами рассматриваемой территории, на изучаемой же площади осадки раннемелового возраста не обнаружены.

О большой интенсивности тектонических напряжений и резких контрастах тектонических движений в раннемеловое время говорят максимальные мощности молассоидных отложений, выполняющих раннемеловые впадины. Мощность осадков в Дарпирской впадине, например, превышает 1000 м, а в Омсукчанской впадине колеблется от 1500 до 2900 м.

Возраст нижнемеловых отложений многих межгорных впадин определяется в очень широких пределах, так как до сих пор не существует достаточно полных систематических сборов и монографического изучения раннемеловой флоры, собранной на территории Северо-Востока СССР. Отложения Хасынской впадины, например, относятся к неокм-апту, а Дарпирской — вообще к нижнему мелу (Попов, 1962а, 1962б). Возраст омсукчанской свиты, как считает Н. Ф. Бречанская (1962), определяется апт-альбом; по найденным в этой свите растительным остаткам более точно его установить нельзя.

Большая тектоническая активность, вероятно, была характерна также для всей территории Яно-Колымского складчатого пояса на границе ранне- и поздне меловой эпох. Она, по-видимому, была связана с диастрофизмом середины мела, выделенным Е. К. Устиевым (1959, 1963). Активизация тектонических движений способствовала внедрению интрузий. по-

лучивших название охотских (Устиев, 1959; Матвеевко, 1958). Усиление тектонических движений на границе ранне- и поздне-меловой эпохи устанавливает также Ю. М. Пушаровский (1960) на основании изучения особенностей строения отложений Приверхоянского краевого прогиба. По его мнению, в центральных частях мезозойской складчатой области это усиление привело к еще большему усложнению глыбово-складчатой структуры, а местами и к излиянию лав.

Вероятно, с этим тектоническим напряжением связано образование Аркагалинской и Хиникенской впадин, расположенных в пределах описываемой территории и выполненных осадками сеноманского возраста. Литологическая характеристика нижней части аркагалинской свиты свидетельствует о том, что во время ее формирования рельеф прилегающей территории был интенсивно расчлененным. В сравнительно напряженной тектонической обстановке, очевидно, формировались в туроне и отложения долгинской свиты, сложенной конгломератами и залегающей несогласно на аркагалинской свите в южной части этой впадины.

Не возникает сомнения, что грубообломочные верхнесенонские отложения Средне-Берелехской впадины формировались также в условиях интенсивных тектонических напряжений, вызвавших в отдельных районах опускание блоков земной коры и обусловивших возникновение значительных контрастов в рельефе. Интересно заметить, что на территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с тектоническими движениями конца позднего мела сопряжен комплекс гипабиссальных гранитных интрузий (Устиев, 1959, 1963). Следовательно, в позднесенонское время устанавливается общее оживление тектонической активности как на территории Яно-Колымского складчатого пояса, так и в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, хотя оно было заметно слабее, чем ранне- и среднемеловое.

ЭТАП ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТАБИЛИЗАЦИИ

В самом конце позднемелового времени, по мнению Е. К. Устиева (1959), Ю. М. Пушаровского (1960), Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ (1964) и Ю. П. Барановой (1967), тектоническая активность в значительной степени ослабевает. Как установлено исследованиями Ю. М. Пушаровского, к концу позднемеловой эпохи интенсивность сноса обломочного материала со стороны Верхоянской области уменьшается, что,

по его мнению, предположительно связывается с выравниванием областей сноса. Выровненный рельеф способствовал усилению процессов корообразования, которые привели к широко развитой каолинизации зерен полевых шпатов в песках Приверхоянского краевого прогиба (Пушаровский, 1960).

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, как об этом пишет Е. К. Устиев, в конце мелового и начале третичного периода также начался новый этап тектоно-магматического развития. Он сопровождался резким изменением характера магматических явлений. На смену сложной ассоциации пород кислого и щелочного состава, характерной для нижне- и верхнемеловых магматических образований, пришли чрезвычайно монотонные и мощные (до 1 и 1,5 км) толщи базальтов и андезито-базальтов — классических образований вулканической формации базальтоидного типа. «Обширные базальтовые и андезито-базальтовые трещинные покровы этого типа могут служить первым признаком возросшей жесткости многоэтажной структуры Охотского пояса. Они отмечают, следовательно, не только окончание мелового тектоно-магматического цикла, но и начало длительного преобразования этой подвижной области в устойчивую» (Устиев, 1959, стр. 17).

Третичная вулканогенная толща, по Е. К. Устиеву, залегает почти горизонтально, причем ее основание нивелирует неровности мелового рельефа, а поверхность образует высокое вулканическое плато. В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на протяжении третичного этапа развития еще продолжались дифференцированные движения масс, но масштабы этих движений по сравнению с меловым этапом развития значительно сократились (Устиев, 1959).

По-видимому, датская эпоха и первая половина палеогена и для Яно-Колымского складчатого пояса явились временем наименьших тектонических напряжений. Вероятно, впервые тектоническая стабилизация охватила большие площади этого пояса.

Здесь необходимо заметить, что эпохи ослабления тектонической напряженности, уменьшения дифференцированности движений и замедления общего воздымания территории, вероятно, периодически возникали и на протяжении предшествующего орогенного этапа. Об этом можно судить по редким находкам остатков кор выветривания, обнаруженным в погребенном состоянии в некоторых межгорных впадинах. Коры выветривания встречены в Лыглыхтахской впадине, где позднеюрская кора выветривания подстилает ауцелловую свиту позднеоксфордского возраста (Гурин, 1959), и в Аркагалин-

ской впадине, в которой сеноман-туронские отложения залегают на сохранившейся в некоторых местах коре выветривания (Валпетер, 1965).

Обнаруженные коры выветривания наводят на предположение о существовании в позднеюрско-меловом этапе периодов значительного замедления тектонического поднятия и выравнивания рельефа. Можно думать, однако, что выравнивание рельефа не распространялось на большие площади, так как общий анализ тектонических и магматических процессов Яно-Колымского складчатого пояса в целом и прилегающего Охотско-Чукотского вулканогенного пояса заставляет предполагать, что в течение позднеюрского времени и почти всего мела эта территория характеризовалась значительными тектоническими напряжениями и общим поднятием.

В датско-палеогеновое же время возникли условия для образования региональной поверхности выравнивания и были широко распространены процессы образования кор выветривания, сохранившихся в настоящее время во впадинах в погребенном состоянии. Впервые кора выветривания предположительно позднемелового — раннетретичного возраста описана Д. М. Колосовым (1952) в Северо-Восточной Якутии. Погребенные коры выветривания обнаружены во многих впадинах Охотского побережья (Московченко, 1959; Трибунский, 1959), а также в Эльгенской впадине.

Коры выветривания на Северо-Востоке СССР изучены далеко не достаточно. Имеются лишь отрывочные сведения, систематизированные Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ (1964) и А. П. Валпетером (1965). Существует единодушное представление об их позднемеловом — раннетретичном возрасте, несмотря на то, что до сих пор не обнаружен палеонтологический материал, позволяющий говорить об этом уверенно. По-видимому, это мнение справедливо и в будущем найдет подтверждение.

Датско-палеогеновому периоду стабилизации тектонических движений разные исследователи придают неодинаковое значение. И. А. Резанов (1964), полагая, что Верхояно-Колымская геосинклинальная область в течение всего позднего мела обладала платформенными чертами, считает, что в палеогене тектоническая подвижность складчатой страны стала еще меньшей, а сходство с платформенными областями усилилось.

К платформенной стадии развития датско-палеогеновый этап стабилизации отнес в 1966 г. и Б. А. Онищенко. Однако в отличие от И. А. Резанова он считает, что этот платформен-

ный этап пришел на смену орогенному поздне- и послегеосинклинальному этапу, длившемуся с конца юры до сенона.

Отнесение датско-палеогенового этапа стабилизации к платформенной стадии развития заставляет предполагать значительное отличие последующего (послеплатформенного) этапа развития Верхояно-Колымской области от предыдущего геосинклинального или орогенного. И действительно, Б. А. Онищенко, например, последующую стадию развития характеризует как стадию образования возрожденных гор или эпиплатформенного орогенического пояса по В. Е. Ханну (1965).

Иного мнения придерживаются Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (Баранова, Бискэ, 1964; Баранова, 1967), которые полагают, что датско-палеогеновый период уменьшения тектонической напряженности не представлял самостоятельной стадии развития, а входил в этап поздне- и послегеосинклинального умеренного горообразования как его завершающая часть. Принятое указанными авторами деление послегеосинклинального периода развития на три геоморфологических цикла как бы говорит о небольшом принципиальном различии между этапом эпигеосинклинального орогенеза и следовавшим за ним этапом новейшего горообразования. И естественно, упомянутые исследователи между этими этапами не выделяют платформенной стадии развития.

Автору также представляется, что выделение платформенной стадии развития Верхояно-Колымской области обосновано мало. Об этом свидетельствуют отсутствие платформенного чехла, характерных структур платформенной стадии развития, а также значительная остаточная тектоническая активность рассматриваемой области. Правда, необходимо заметить, что платформенная стадия развития Верхояно-Колымской области обычно выделяется с оговорками: либо рассматриваемую область относят к «молодым платформам», либо характеризуют ее как платформу в понимании А. В. Пейве (1956).

Этот вопрос имеет не только терминологическое значение. Верхояно-Колымская складчатая область обладает чертами тектонического строения, глубоко отличными от платформ. Наиболее приемлемым, как кажется, является рассмотрение ее как области мезозойской завершенной складчатости (Шейнманн, 1959).

Датско-палеогеновый период стабилизации тектонических движений, по мнению автора, явился переломным моментом в истории развития Верхояно-Колымской области. Наступление сравнительно долговременного стабильного тектонического

режима, приведшего к региональному выравниванию горной страны, свидетельствовало об окончании формирования геосинклинальной области. Однако консолидация этой области не зашла достаточно глубоко, чтобы превратить всю страну в жесткую платформенную структуру, и рассматриваемая область не перестала обладать большими потенциальными возможностями тектонической подвижности. Это проявилось в последовавшем неотектоническом этапе горообразования.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП ГОРООБРАЗОВАНИЯ

Датско-палеогеновая стабилизация тектонических движений означала завершение длительного геосинклинального развития Верхояно-Колымской складчатой области. Позднее началась новейшая история тектонического развития, повлиявшая на формирование особенностей рельефа современной земной поверхности.

В неотектонический этап на территории Яно-Колымского складчатого пояса вновь возродилась тенденция интенсивного поднятия. Вместе с тем тектоническая обстановка на протяжении новейшего этапа была неодинаковой. Интенсивные напряжения, проявлявшиеся в быстром общем воздымании горной страны, в усилении дифференцированных движений и в образовании межгорных впадин, заполнявшихся более или менее мощными толщами осадков, периодически сменялись эпохами ослабления этих процессов и замедления поднятия. Это приводило к развитию процессов выравнивания и образованию равнинного рельефа, причленявшегося к базисной поверхности денудации.

Дифференцированность движений в эти эпохи проявлялась крайне слабо. Прогибание впадин либо значительно уменьшалось, либо прекращалось вообще. Проявление процессов аккумуляции заметно сокращалось, в то время как денудационное выравнивание играло первостепенную роль. Выравнивание охватывало тем большие площади, чем продолжительнее был перерыв в поднятии.

На смену выравнивания вновь приходили этапы ускорения поднятия, что обуславливало воздымание равнин и их уничтожение в результате более или менее интенсивного расчленения. Однако, вследствие ограниченной продолжительности периодов восходящего развития рельефа, эти равнины не исчезали полностью, а сохранились в современном рельефе в виде разновысотных ярусов.

Справедливо суждение Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964), что с началом неотектонического поднятия связано заложение межгорных впадин и образование толщи осадков в Эльгенской впадине (Баранова, Бискэ, 1964; Баранова, 1967), расположенной к юго-востоку от изучаемой территории.

Как пишет Л. А. Глазунов (1962), отложения Эльгенской впадины представлены свитой древних галечников и эльгенской угленосной свитой, мощности которых соответственно составляют 150—200 м и не менее 500 м. Свита древних галечников сложена рыхлыми олигоценовыми конгломератами с линзовидными прослоями дресвы, песков и песчаных глин. Угленосная эльгенская свита сложена главным образом озерными отложениями. Литологический состав свиты разнообразен как по разрезу, так и по площади, преобладают песчано-глинистые разности пород, и особенно алевролиты. Имеются линзы конгломератов и пласты бурых углей, причем количество угольных пластов значительно больше в нижней части эльгенской свиты. По мнению Л. А. Глазунова (1962), эльгенская свита имеет миоценовый возраст, но, возможно, ее нижняя часть относится к верхнему олигоцену. На рассматриваемой территории к позднему олигоцену, возможно, относится заложение ряда Верхне-Нерских депрессий (Баранова, Бискэ, 1964), если справедливо предположение этих исследователей об олигоценовом возрасте погребенной части верхненерской толщи.

Поднятие территории и расчленение датско-палеогеновой поверхности выравнивания продолжалось и в течение миоценовой эпохи, так как в это время в межгорных впадинах продолжали накапливаться более или менее мощные толщи осадков молассоидного характера. Мощные толщи миоценовых отложений обнаружены не только в Эльгенской впадине, но также и на рассматриваемой территории. Так, например, Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964), как показано в одной из предыдущих глав, к осадкам миоценового возраста относят почти весь разрез отложений, слагающих несколько депрессий Верхне-Нерской впадины. Напомним, что в Джелканской депрессии эти отложения достигают мощности 600 м. Если вопрос о возрасте верхненерских слоев остается дискуссионным, так как существует представление Н. А. Шило и А. П. Васьяковского об эоплейстоценовом и раннечетвертичном возрасте осадков Верхне-Нерской впадины, то миоценовые отложения Эльгенской впадины, несомненно, свидетельствуют о том, что в миоценовую эпоху продолжалось поднятие

горной страны и расчленение датско-палеогеновой поверхности выравнивания.

Перерыв в поднятии и сильное замедление скорости осадконакопления имели место в плиоценовую эпоху. Об этом хоть и с большой долей условности позволяет думать отсутствие плиоценовых отложений сколько-нибудь значительной мощности. Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964) к плиоцену относят верхние слои изученной части разреза Делянкирской депрессии Верхне-Нерской впадины. Нижние же слои Делянкирской депрессии, как считают упомянутые исследователи, сопоставляются с джелканскими слоями и имеют миоценовый возраст. Мощность же всей изученной части делянкирских слоев не превышает 40 м, следовательно, плиоценовые отложения этой впадины составляют ничтожную часть неогеновых осадков Верхне-Нерской впадины.

Заметное сокращение количества впадин, а также уменьшение интенсивности их прогибания позволяют думать, что в плиоценовую эпоху произошло сильное уменьшение дифференциации движений. Эти явления могли быть тесно связаны со значительным замедлением поднятия, и, следовательно, в плиоценовую эпоху могли существовать условия для выравнивания горной страны.

Предположению о сокращенном осадконакоплении в первой половине плиоцена не противоречит и представление Н. А. Шилов и А. П. Васильковского об эоплейстоценовом — раннечетвертичном возрасте отложений Верхне-Нерских впадин.

Начало четвертичного периода всеми исследователями связывается с интенсивным воздыманием горной страны и новым усилением дифференцированности тектонических движений. К этому времени относится заложение раннечетвертичных Худжакских впадин, выделенных А. П. Башаркевичем, А. Г. Желамским, Э. Д. Титовой, И. И. Вороновым, С. А. Лебедевым (Желамский, Воронов, 1964; Лебедев, 1965). В случае дальнейшего подтверждения мнения Н. А. Шилов и А. П. Васильковского об эоплейстоценовом и раннечетвертичном возрасте отложений Верхне-Нерских депрессий образование последних, видимо, можно будет относить к этому же периоду. Восходящее развитие территории в конце плиоцена — начале раннечетвертичного времени повлекло за собой врезание рек в поверхность среднеплиоценового выравнивания и расчленение этой поверхности.

Тектоническая обстановка на протяжении четвертичного периода была неодинаковой. Интенсивные тектонические напряжения, проявлявшиеся в быстром воздымании горной

страны, в усилении дифференцированных движений и образовании межгорных впадин, сменялись замедлением поднятия и относительной стабилизацией тектонических движений. Эта смена приводила к образованию локальных поверхностей выравнивания только в местах с наиболее благоприятными условиями для развития процессов выравнивания.

Такая кратковременная эпоха затухания тектонической напряженности имела место в конце раннечетвертичной — первой половине среднечетвертичной эпох. Это можно предположить, исходя из гипсометрической близости высоких террас, аллювиальные отложения которых формировались как в конце раннечетвертичного, так и в среднечетвертичное время (см. рис. 7). Об уменьшении дифференцированности тектонических движений в среднечетвертичную эпоху свидетельствует также резкое сокращение процесса образования впадин.

Нужно сказать, что выровненные поверхности на высоте, близкой к ранне- и среднечетвертичным террасам (например, к Ельгалинской и Еврашкалахской), встречаются на сравнительно обширных территориях. Они часто, как это будет показано далее, образуют низкогорный ярус рельефа. Рыхлые отложения на них размыты почти полностью, но нет основания думать, что эти широкие выровненные поверхности отличаются от Ельгалинской и Еврашкалахской террас по возрасту.

Высотное положение террас позднечетвертичного межледниковья свидетельствует о поднятии территории и значительном врезании рек за это время. Об этом говорят также и особенности позднечетвертичного расчленения низкогорного яруса рельефа. В самом деле, высоты позднечетвертичных террас колеблются от 150 (местами 200) до 25—40 м. Это означает, что для позднечетвертичного межледниковья была характерна постоянная тенденция к углублению речных долин, исчезающая лишь ненадолго во время образования обычных, а местами аномально узких речных террас.

Об увеличении тектонической напряженности в это время свидетельствует также образование ряда позднечетвертичных впадин (Верхне-Берелехской, Малык-Сиенской и др.).

Возможно, поднятие территории продолжалось и во время формирования поверхности 25—40-метровых террас. Однако врезания речной сети в этот период не происходило. Замедлению врезания и расширению речных долин могло способствовать сокращение расхода рек, значительная часть водного запаса которых была сосредоточена в позднечетвертичных ледниках. Новый период врезания начался во время таяния этих ледников и продолжался в течение голоцена.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Ярусность — одна из наиболее характерных особенностей рельефа верховьев р. Колымы. Она обнаруживается даже при беглом знакомстве с территорией и отмечалась многими исследователями, выделявшими высокогорье, среднегорье и низкогорье. Каждый ярус выражен отчетливо благодаря приуроченности к нему большого количества вершин. Впечатление ярусности усиливается тем, что в пределах каждого яруса имеются обширные выровненные, иногда совершенно плоские участки, переходящие с одного междуречья на другое.

При геоморфологических исследованиях эти выровненные поверхности прежде всего обращают на себя внимание благодаря поразительному контрасту между рельефом водораздельных равнин и расчленяющих их крутых склонов.

Наиболее широко распространен средний ярус, к которому относится едва ли не половина всех вершин междуречий. Этот ярус срезает породы различного возраста, относящиеся к верхоянскому геосинклинальному комплексу осадков.

Над средним ярусом в виде громадных изометричных или линейно вытянутых останцов возвышаются участки батолитовых гранитоидных интрузий, образующие высокий ярус рельефа.

Низкий ярус вложен в средний и представляет широкие долинообразные или обширные межгорные понижения неправильных очертаний. Этот ярус кроме пород верхоянского комплекса срезает более молодые отложения межгорных впадин.

К высокому ярусу относятся отроги горной системы Черского (см. рис. 1), для большинства господствующих вершин которой характерна высота 2000—2150 м. Исключение составляют самые северо-восточные части цепи Чьорго и массива Оханджа, абсолютные высоты которых достигают и иногда немного превышают 2300 м. Большая часть

вершин цепи Чьорго, массива Оханджа и южной цепи хр. Сарычева высотой 2000—2150 м представлена выровненными поверхностями. Эти плоские приводораздельные равнины, со всех сторон ограниченные крутыми, часто скалистыми склонами, простираются на 3—6 км в длину при ширине от 1 до 3 км. На южном окончании цепи хр. Сарычева они несколько обширнее.

Высокий ярус от среднего отделяется большей частью четким уступом. Вблизи цепи Чьорго, массива Оханджа и Улахан-Чистайского хребта равнины среднего яруса играют роль пьедесталов для высокогорных массивов. Средний ярус во многих местах представлен выровненными участками, которые в ряде случаев достигают 20—35 км в длину при ширине до 5 км. Особенно хорошо плосковершинные поверхности сохранились на междуречье Берелех — Худжах. Абсолютные высоты среднего яруса колеблются в пределах 1300—1500 м.

Низкий ярус рельефа, образованный широкими и протяженными долинообразными понижениями с абсолютными отметками 1050—1300 м, вложен в средний ярус. Для него больше, чем для первых двух, свойственна хорошая сохранность выровненных междуречий. Значительные участки представлены всхолмленными равнинами, в которые современные долины врезаны на глубину от 150—200 до 300 м. Протяженные долинообразные очертания низкого яруса лучше всего выражены в Дарпирской впадине, в том числе в ее южном продолжении, расположенном восточнее и севернее цепи Чьорго. Пожалуй, не менее характерно долинообразное очертание поверхности низкого яруса в верховьях р. Худжах.

Межгорные равнины низкого яруса особенно хорошо выделяются в пределах Верхне-Нерских впадин. Ярусное строение рельефа и пространственное соотношение поверхностей выравнивания показаны на профилях и картах в работах, опубликованных ранее (Хворостова, Кашменская, 1964; Кашменская, Хворостова, 1965), к которым отсылается читатель.

Проблема происхождения ярусности рельефа тесно связана с проблемой поверхностей выравнивания. Общепринято представление о том, что описанные выровненные поверхности, создающие ярусность рельефа, являются реликтами древнего выровненного рельефа, который в настоящее время перерабатывается речными и денудационными процессами при ином, качественно отличном, тектоническом режиме. Вместе с тем вопросы о количестве, возрасте и происхождении поверхностей выравнивания в горах Северо-Востока СССР наиболее дискуссионны.

Часть исследователей считает, что в течение послегеосинклинального развития выравнивание происходило только однажды. Следы его наблюдаются в современном рельефе в виде единой поверхности выравнивания, деформированной и поднятой на разную высоту. Это предложение, высказанное Д. М. Колосовым, разделяет также И. П. Карташов (Валпетер, Карташов, 1964).

Д. М. Колосов (1947) полагал, что в горах Северо-Востока СССР имеются следы лишь одной поверхности выравнивания, но одновременно допускал, что вопрос о единстве или множественности поверхностей выравнивания не может считаться окончательно решенным. Что касается ярусности рельефа, то в работе Д. М. Колосова описаны среднегорный, высокогорный и низкогорный рельеф, хотя вопрос о происхождении этих ярусов не рассматривается.

А. П. Валпетер и И. П. Карташов (1964) в истории развития тектонических движений Яно-Колымского пояса выделяют лишь одну эпоху стабилизации. Как они полагают, в результате была образована поверхность выравнивания, отдельные участки которой, поднятые на разную высоту, присутствуют в современном рельефе. В пределах же кайнозойских тектонических впадин эта поверхность захоронена под толщей рыхлых отложений. Эти исследователи отрицают какую-либо закономерность в распределении выровненных поверхностей по высоте, поскольку считают, что «одновысотное положение остатков поверхностей выравнивания на огромных расстояниях или крайне медленное увеличение этих высот в действительности совсем не свойственно Яно-Колымскому поясу». Нужно сказать, что А. П. Валпетер в последнее время пришел к другому мнению и на территории Яно-Колымского складчатого пояса выделяет теперь две поверхности выравнивания (Валпетер, 1967, Валпетер, Лебедев, 1967а, б).

Другая часть исследователей полагает, что описываемая горная страна подвергалась выравниванию дважды или даже многократно, но в рельефе сохранилась поверхность лишь последнего этапа выравнивания. Так, Н. А. Шило (1961б) считает, что в современном рельефе Яно-Колымского золотоносного пояса имеются следы только одной поверхности выравнивания, сформировавшейся в последний этап тектонической стабилизации складчатой зоны. Однако он допускает существование нескольких этапов выравнивания, поскольку пишет: «Преимущественно грубокластический состав отложений, выполняющих впадины, и интенсивный вулканизм в области современного Охотского склона указывают на нали-

че в это время горообразовательных процессов, которые сменялись периодами выравнивания поверхности, когда в условиях теплого и влажного климата происходило формирование коры выветривания с широким проявлением каолинизации» (стр. 18). Рассматривая геоморфологические черты Яно-Колымского золотоносного пояса, Н. А. Шило выделяет зоны высокогорного, среднегорного и мелкогорного рельефа и отмечает, что вершины этих зон находятся на более или менее одинаковых уровнях и нередко представляют собой выровненные площади, а в «северо-восточном секторе области мелкогорный рельеф постепенно сменяется равниной Верхне-Нерской впадины». Однако различие гипсометрических уровней этих ярусов Н. А. Шило объясняет тем, что остатки единой поверхности выравнивания в результате интенсивных тектонических деформаций в течение четвертичного времени выведены на разную высоту.

К этой группе исследователей можно отнести также Ю. П. Баранову и С. Ф. Бискэ (1964), которые в истории развития рельефа Полоусненско-Верхнеколымской горной области выделяют два этапа выравнивания. Однако поверхность первого этапа, по их мнению, не сохранилась, поверхность же второго этапа выравнивания в современном рельефе распространена чрезвычайно широко. К реликтам этой поверхности упомянутые исследователи относят выровненные участки всех ярусов рельефа.

И, наконец, третья группа исследователей, в которую входит и автор (Хворостова, Кашменская, 1962, 1964), допускает, что за время континентального развития существовало несколько этапов выравнивания страны, и следы их сохранились в виде ярусов современного рельефа.

Так, например, Б. С. Русанов с группой исследователей в 1961 г. (Русанов, Бороденкова и др., 1967) предположили, что история развития рельефа Восточной Якутии находилась в теснейшей зависимости от фаз динамической активности Тихоокеанского пояса, сменявшихся периодами ослабления тектонической деятельности. За время континентального развития Б. С. Русанов выделяет пять этапов относительно спокойного тектонического развития. Первый, раннемеловой, в современном рельефе не выражен. В течение палеогенового, неогенового и четвертичного периодов горная страна четыре раза подвергалась выравниванию, и следы его сохранились в современном рельефе. К первому из них — палеогеновому — относятся реликты поверхности, расположенные в обрамлении хр. Черского. Ко второму — миоцен-раннеплейстоценовому —

относится поверхность выравнивания, врезанная в палеогеновую поверхность. Она сохранилась в современном рельефе значительно лучше и расположена на высоте около 1200 м. Формирование третьей поверхности выравнивания приходится на начало среднечетвертичного оледенения, развитие же ее продолжалось во время этого оледенения, вплоть до проявления новой фазы тектогенеза в самом начале позднего плейстоцена. После этой фазы наступило новое ослабление тектонических напряжений, относящееся ко второй (ледниковой) эпохе позднего плейстоцена. Можно думать, что к этой эпохе Б. С. Русанов относит формирование широкой террасовой поверхности, находящейся сейчас на высоте около 30 м. 30-метровый врез относится к началу голоцена, когда наблюдалось последнее усиление тектонической активности.

В бассейне р. Колымы три поверхности выравнивания, отчетливо выраженные в современном рельефе, выделяют И. А. Резанов и Н. Н. Зарудный (Резанов, Зарудный, 1962; Резанов, 1964). Первая, самая древняя из них, представлена выровненными площадками на вершинах наиболее крупных интрузивов. Вторая поверхность выравнивания распространена на Северо-Востоке наиболее широко. И, наконец, третья поверхность наложена на вторую иногда в виде днищ долин. Как видно, выделенные И. А. Резановым и Н. Н. Зарудным поверхности выравнивания вполне соответствуют высокому, среднему и низкому ярусам рельефа. Представлениям автора более всего близка точка зрения этих двух исследователей.

По мнению автора (Хворостова, Кашменская, 1962, 1964), высокий, средний и низкий ярусы существуют в рельефе как свидетели трех былых эпох выравнивания.

Следы первой эпохи сохранились в современном рельефе в виде высокого вершинного уровня лишь в местах вскрытия наиболее устойчивых, преимущественно гранитоидных, пород. По-видимому, этот период был настолько длителен, что выравниванию подвергались не только горы, сложенные породами верхоянского комплекса, но и гранитоидные интрузии. В результате, вероятно, образовалась регионально развитая слабовсхолмленная равнина.

Второй этап был менее продолжительным. В это время пологая, слегка всхолмленная равнина была выработана, вероятно, только в пределах распространения осадочных пород верхоянского комплекса. Над этой равниной возвышались на 500—800 м отпрепарированные денудацией цепи гранитных интрузий горной системы Черского. Это были останцы первой поверхности выравнивания, сложенные более устойчивыми

породами. В современном рельефе поверхность второго этапа выравнивания сохранилась в виде среднего яруса.

Еще менее продолжительным был третий этап выравнивания, который начался после того, как речная сеть врезалась в поверхность среднего яруса на глубину 200—300 м. В рельефе следы третьего этапа выравнивания сохранились в виде низкого яруса. Тектонические условия, определявшие развитие процессов выравнивания, изменились раньше, чем выравнивание смогло распространиться на все междуречья, даже в пределах пород верхоянского комплекса. Поэтому выработанная в конце третьего этапа поверхность была приурочена к участкам с наиболее благоприятными для развития процессов выравнивания условиями.

Таковыми участками были либо районы ослабленной тектонической активности, либо площади распространения наименее устойчивых пород. В первом случае — за счет уменьшения интенсивности поднятия, во втором — за счет усиления денудации создавались условия для возникновения равновесия между поступлением рыхлого материала в речные долины и выносом его за пределы долин. Это равновесие обеспечивало зарождение и развитие процессов педиplanationи. Вот почему низкая поверхность выравнивания широко распространена в местах выхода наиболее податливых пород и на участках с менее активными тектоническими движениями.

Суждение о высокой, средней и низкой поверхностях выравнивания как о разновозрастных небесспорно, так как возраст ни одной из них непосредственно не определен. Как известно, ярусность рельефа может быть объяснена несколькими причинами: она может возникнуть при тектонической деформации единой поверхности выравнивания, явиться следствием избирательной денудации, когда каждая ступень рельефа связана с распространением пород разной устойчивости, и, наконец, выражать существование в рельефе нескольких разновозрастных поверхностей, возникших во время кратковременных эпох выравнивания на фоне устойчивого регионального поднятия территории. Тогда каждый более низкий ярус рельефа является более молодым.

Геоморфологические особенности ярусности рельефа бассейна верховьев р. Колымы могут быть понятны только в случае происхождения ярусов в разное время. Прежде всего, между отдельными ярусами на больших расстояниях отсутствуют тектонические контакты. Более низкие ярусы часто имеют извилистые границы и заходят в более высокие в виде заливов и долинообразных понижений. Очертания грани

таковы, что трудно представить ярусность рельефа как следствие нарушения единой поверхности выравнивания дифференцированными тектоническими движениями.

Границы между ярусами во многих случаях совпадают с литологическими границами. Каждый, более высокий ярус сложен более устойчивыми породами. Высокий ярус представлен батолитовыми интрузиями гранитоидов. Если в состав высокого яруса и входят местами осадочные породы, то большей частью они метаморфизованы. Средний ярус сложен преимущественно массивными равномернозернистыми плотно сцементированными слабобассланцованными песчаниками, в то время как низкий ярус чаще всего сформирован на тонко переслаивающихся глинистых сланцах, алевролитах и песчаниках, разбитых кливажем на тонкие плитки, легко поддающиеся выветриванию.

Совпадение меньших абсолютных высот с участками пространства пород слабой устойчивости в бассейне верховьев р. Колымы нельзя объяснить закономерным проявлением избирательной денудации при расчленении поднимающейся горной страны, так как два более низких яруса увенчаны выровненными поверхностями, хорошо сохранившимися в современном рельефе. И в самом деле, избирательная денудация единой поверхности выравнивания должна была привести не только к быстрому разрушению и интенсивному снижению участков, сложенных слабоустойчивыми породами, но также к уничтожению поверхности выравнивания в пределах этих участков. Однако наблюдается обратное явление: на значительных протяжениях низкого яруса поверхность выравнивания сохранилась гораздо лучше, чем в пределах среднего и высокого ярусов.

Это легко понять, если представить поднимающуюся горную страну, расчленение которой прерывалось более или менее длительными эпохами выравнивания. Выравнивание прежде всего начиналось в пределах распространения более податливых пород и, если оно продолжалось долго, распространялось и на более устойчивые породы. Лучшая сохранность нижних выровненных поверхностей по сравнению с более высокими объясняется тем, что первые моложе вторых.

Интересна еще одна особенность рельефа, которая заставляет считать, что его ярусность обусловлена существованием следов по крайней мере трех поверхностей выравнивания. Речь идет об одинаковом количестве ярусов рельефа в различных частях рассматриваемой территории, что отмечает большинство исследователей. В результате новейшей деформации

поверхностей выравнивания в различных частях территории изменяются их абсолютные высоты и превышения относительно друг друга, но везде сохраняется сочетание вложенных друг в друга высокой, средней и низкой равнин.

Перечисленные геоморфологические особенности заставляют предполагать, что ярусы рельефа являются разновозрастными поверхностями выравнивания.

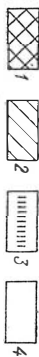
Нам представляется, что образование поверхностей выравнивания обусловлено особенностями (общими закономерностями) формирования современных морфоструктур. Последние развивались в результате проявления колебательных движений, для которых при отчетливо выраженной общей тенденции к поднятию были характерны периодические изменения в скорости поднятия. В периоды относительного замедления поднятия создавались благоприятные условия для широкого развития процессов выравнивания. Чем длительнее был период уменьшения активности тектонических движений, тем большие площади охватывались выравниванием.

Еще большие разногласия существуют по возрасту поверхностей выравнивания. На таблице видно, что различные исследователи к одному и тому же геохронологическому интервалу относят то активизацию тектонических движений и энергичное расчленение рельефа, то затухание тектонических процессов и формирование поверхностей выравнивания. Такое разнообразие мнений о возрасте поверхностей выравнивания объясняется чрезвычайной сложностью проблемы, связанной как со слабой изученностью стратиграфии коррелятивных отложений, так и с недостаточнó четким выявлением тектоно-геоморфологической сущности этих форм рельефа.

Поверхности выравнивания, как правило, срезают осадки верхоянского комплекса пермского, триасового и юрского возраста. Исключение представляет лишь низкая поверхность выравнивания, которая в пределах Верхне-Нерской впадины, включающей Тагыншинскую, Охотничью, Джелканскую, и Делянкирскую тектонические впадины, срезает более молодые рыхлые отложения. Если справедливо мнение Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ о формировании этих отложений в миоцен-плиоценовое время, то, следовательно, образование низкорной равнины относится ко времени более позднему, чем плиоцен. Если в дальнейшем окажется правильной точка зрения Н. А. Шилов и А. П. Васьяковсого о более молодом возрасте отложений Верхне-Нерских впадин, то нижний предел возраста низкорной равнины будет не древнее эоплейстоцена. Верхний возрастной предел низкой поверхности вы-

1 — эпохи выравнивания, реликты которого сохранились в современном рельефе; 2 — эпохи выравнивания, реликты которого уничтожены денудацией; 3 — очень кратковременные эпохи выравнивания; 4 — эпохи интенсивного расчленения рельефа.

Меловой	Палеогеновый			Неогеновый		Сейсмический	Периоды
	Датская	Палеоценовая	Эоценовая	Олигоценная	Миоценовая		
							Д.М. Колосов (1947)
							Н.А. Шило (1961)
							З.М. Хворостова, О.В. Кашменская (1962)
							Ю.П. Баранова, С.Ф. Бискэ (1964)
							И.А. Резанов (1964)
							И.П. Карташов, А.П. Вилгелер (1964)
							О.В. Кашменская, З.М. Хворостова (1965)
							Б.А. Онищенко (1966)
							Ю.П. Баранова (1967а)
							Ю.П. Баранова (1967б)
							Б.С. Русанов, З.Ф. Бароденкова и др. (1967)
							А.П. Валетер, С.А. Лебедев (1967а)



равнинания определяется не древнее первой половины среднечетвертичного времени, так как к началу среднечетвертичного оледенения низкогорная равнина была уже сформирована. Ледники среднечетвертичного времени спускались на низкую поверхность выравнивания, когда она достигла наибольшего распространения.

Геоморфологическое положение низкой поверхности говорит о том, что ее формирование относится к концу раннечетвертичного — началу среднечетвертичного времени, так как террасовые комплексы с сохранившимися отложениями раннечетвертичного и первой половины среднечетвертичного возраста гипсометрически близки низкогорной равнине.

Геоморфологическая характеристика высокой поверхности выравнивания также позволяет высказать определенное предположение относительно ее возраста. Эта единственная в своем роде регионально развитая поверхность выравнивания, скорее всего, образовалась в самую длительную эпоху датско-палеогенового регионального выравнивания. Такая долговременная стабилизация тектонических движений, завершившая мезозойский цикл, обусловила, по-видимому, повсеместное выравнивание горной страны, охватившее огромные территории, сложенные как осадочными комплексами горных пород, так и магматическими интрузиями.

Положение средней поверхности выравнивания между низкой и высокой свидетельствует о ее промежуточном возрасте, который должен относиться к какой-то части неогена. Как показано в предыдущей главе, это либо плиоценовая, либо конец миоценовой — первая половина плиоценовой эпохи.

В любом случае длительность формирования средней поверхности не может быть сравнима с длительностью формирования высокой поверхности выравнивания, так как занимает промежуток времени гораздо более короткий. По своему положению в процессе геологического развития средняя поверхность выравнивания стоит ближе к низкой, чем к высокой. Высокая поверхность образовалась на рубеже двух крупных тектонических циклов развития земной коры в области мезозойской складчатости. Ее образование знаменовало окончание мезозойского тектонического и начало нового (неотектонического) цикла развития Верхояно-Колымской складчатой области. С формированием высокой поверхности выравнивания было связано уничтожение морфоструктур орогенного этапа развития.

Олигоценное тектоническое воздымание этой области послужило началом колебательных движений неотектоничес-

кого этапа, для которых характерно общее прерывистое поднятие складчатой страны с возросшей жесткостью. В результате этих движений началось преобразование датско-палеогеновой поверхности выравнивания в морфоструктуры неотектонического этапа.

Замедления поднятия или перерывы в нем приводили к развитию процессов выравнивания и образованию равнинного рельефа, причленявшегося к базисной поверхности денудации. Выравнивание охватывало тем большие площади, чем продолжительнее был перерыв в поднятии.

Ускорение поднятия приводило к воздыманию равнин и их уничтожению в результате более или менее интенсивного расчленения. Однако эти равнины частично сохранились в виде средней и низкой ступеней в рельефе.

Следовательно, высокая поверхность выравнивания, с одной стороны, и средняя и низкая — с другой, являются образованиями глубоко различными. Если возникновение высокой поверхности датско-палеогенового выравнивания представляет отражение своеобразного рубежа в истории развития складчатой страны, после которого начался новый цикл тектонического и морфоструктурного развития, то образование средней и низкой поверхностей происходило внутри единого неотектонического этапа в процессе формирования современных морфоструктур и не отражало качественного изменения в развитии территории. Это были всего лишь кратковременные задержки на фоне длительного поднятия, не отразившие изменений в характере тектонического и не вызвавшие принципиальных перемен в ходе морфоструктурного развития территории.

По мнению автора, выравнивание на Северо-Востоке СССР вызывалось периодическими хоть и кратковременными, но общими ослаблениями тектонических движений. Дифференцированность последних в эти эпохи проявлялась крайне слабо. Прогибание впадин либо значительно замедлялось, либо прекращалось вовсе. Процессы аккумуляции в основном имели небольшое значение, а денудационное выравнивание играло первостепенную роль.

Таким образом, все поверхности являются деструктивными, и различие их заключается не в способе образования, а в положении, которое они занимают в общем процессе тектоногеоморфологического развития складчатой области.

Здесь уместно обратить внимание на то, что существование кратковременных эпох замедления тектонического поднятия было характерно не только для неотектонического этапа.

Кратковременные эпохи выравнивания имели место также и в орогенный этап развития, предшествовавший длительной датско-палеогеновой эпохе регионального выравнивания и не оставивший в рельефе никаких следов. О существовании таких эпох свидетельствуют погребенные коры выветривания в Лыглыхтахской и Аркагалинской впадинах. Кора выветривания в Лыглыхтахской впадине, перекрытая верхнеоксфордскими отложениями, делает возможным предположение о стабилизации тектонических движений в течение небольшой части позднеюрской эпохи, характеризующейся сильными тектоническими напряжениями. Особенности строения толщ осадков в Лыглыхтахской впадине свидетельствуют как раз о краткости периода выравнивания.

Нечто сходное наблюдалось и в течение раннемеловой эпохи. К самому ее концу интенсивные восходящие движения и сильные тектонические напряжения, вероятно, сменились более спокойным режимом, который привел к выравниванию рельефа. Вероятно, это был также очень кратковременный интервал между эпохами интенсивного тектонического напряжения и образования впадин ранне- и позднемелового возраста. Ему обязана своим возникновением кора выветривания, подстилающая отложения Аркагалинской впадины.

По-видимому, выравнивание и в позднеюрскую и в раннемеловую эпохи не было региональным и распространялось далеко не повсеместно.

Эти кратковременные эпохи уменьшения тектонической напряженности не приводили к региональному выравниванию и являлись, по-видимому, следствием тех же особенностей формирования морфоструктур орогенного этапа, что и при развитии морфоструктур неотектонического этапа. Нужно сказать, что для позднегеосинклинального, орогенного и неотектонического этапов развития Верхояно-Колымской складчатой области вообще была характерна быстрая смена основных геологических и тектонических событий. В этом можно неоднократно убедиться при рассмотрении последовательной смены событий за период континентального развития территории.

Даже такие знаменательные события, как позднеюрская фаза складчатости тихоокеанского цикла, имевшая очень важное значение в истории развития края, связанная с интенсивными восходящими движениями, резкими изменениями магматической деятельности и полной сменой областей сноса и осадконакопления, была кратковременной и длилась всего не более одного века (Спрингис, 1958). В сущности, сравни-

тельно кратковременна и эпоха датско-палеогеновой стабилизации и регионального выравнивания, несмотря на ее значительность в истории развития складчатой области.

Изучение поверхностей выравнивания на Северо-Востоке СССР очень затруднительно потому, что они в значительной степени деформированы. Их последующая деформация вызывалась региональными колебательными и дифференцированными движениями, формирующими и усложняющими морфоструктуры.

Колебательные региональные движения, вызвавшие подъем и расчленение поверхностей выравнивания, были неодинаковыми в различных частях складчатой области. В соответствии с морфоструктурным планом изменялась в пространстве амплитуда поднятия, и это обусловило различные абсолютные высоты единых поверхностей выравнивания вблизи центров поднятия и вдали от них, а также различные относительные превышения между поверхностями выравнивания. Если в районах умеренных поднятий (в периферических частях морфоструктур) низкий и средний ярусы характеризуются соответственно абсолютными высотами 1050—1150 и 1250—1400 м, то в области более интенсивных поднятий (в центральных частях морфоструктур) эти же ярусы имеют высоты 1200—1300 и 1500—1600 м. Превышения между ними характеризуются величинами порядка 150—200 и 250—300 м.

Региональные колебательные движения, кроме того, сочетались с дифференцированными подвижками. Различная активность блоковых движений обусловила различную степень сохранности поверхностей выравнивания. В местах сохранения обширных участков древних равнин (например, на междуречье Берелех — Худжах — Делянكير) активность блоковых движений была, по-видимому, сравнительно малой. В местах же интенсивного расчленения древних равнин активность дифференцированных движений, по-видимому, была значительно большей.

Деформация поверхностей выравнивания дифференцированными движениями проявилась также в выведении отдельных блоков древних равнин на разную высоту, что чрезвычайно затрудняет прослеживание единых поверхностей выравнивания. Некоторые блоки, увенчанные древними выровненными участками, оторваны от материнских древних равнин настолько сильно, что возникает сомнение в генетическом единстве их с тем или иным ярусом рельефа.

Существование таких чрезвычайно деформированных участков поверхностей выравнивания, как нам кажется, и на-

водит некоторых исследователей на мысль о том, что в рельефе гор Северо-Востока СССР существует лишь одна сильно деформированная поверхность выравнивания. В действительности же история развития рельефа в неотектонический этап была сложной, и следы отдельных эпох развития сохранились скорее всего в современном рельефе. Их только иногда бывает очень трудно распознать.

В завершение рассмотрим вопрос о механизме выравнивания. Существует мнение, что образование ровных водораздельных поверхностей высокогорья является следствием альтипланации. И действительно, в настоящее время эти процессы проявляются чрезвычайно интенсивно, так как их развитию способствуют суровый климат и вечная мерзлота. Процессам альтипланации обязан своим происхождением современный микрорельеф высоких равнин с его нагорными террасами и тумпами. Но невозможно объяснить положение обширных высоких равнин на одном гипсометрическом уровне только процессами альтипланации. Нельзя понять и само образование обширных выровненных участков при одном участии этих процессов.

В настоящее время, несмотря на интенсивное проявление процессов альтипланации, высокие равнины не расширяются, а быстро сокращаются в результате увеличения площади склонов. Во многих случаях противоположные склоны уже встретились, полностью уничтожив выровненную вершину. Представляется более вероятным, что равнины, составляющие единый ярус, — не новообразования в рельефе, а, напротив, участки наиболее древней поверхности выравнивания, сохранившейся до настоящего времени.

В этом отношении очень интересны результаты петрологического исследования гранитных батолитов Чьорго и Оханджа, полученные В. А. Серебряковым (1961, 1963, 1966). Петрографические свойства главных фаций гранитов западной и восточной частей батолитов Оханджа и Чьорго оказались различными. Они, несомненно, свидетельствуют об образовании этих гранитов на разной глубине. Наибольшее различие в глубине образования гранитов характерно для батолита Оханджа, в котором относительное превышение куполовидного выступа восточной части батолита над прогибом кровли западной его части составляло 1—1,5 км (Серебряков, 1963). Главная фация гранитов батолита Чьорго, по мнению В. А. Серебрякова (1966), формировалась на глубине, промежуточной между глубинами формирования гранитов западной и восточной частей массива Оханджа. Амплитуды подня-

тия западной и восточной частей массивов Оханджа и Чьорго определенно установить не удалось, но, скорее всего, они были заметно различными.

Это особенно характерно для западной части массива Оханджа, которая испытала значительное поднятие по сравнению с восточной частью этого массива и массивом Чьорго. Можно думать, что рельеф этих горных массивов в результате дифференцированных движений был неровным и отдельные массивы или даже их части значительно возвышались над другими. Процессы же альтипланасти, происходящие на разных уровнях, вряд ли могли привести к образованию единой поверхности выравнивания. Современное одновысотное положение батолитов, как нам кажется, объясняется тем, что гранитоидные массивы в свое время подверглись эрозионно-денудационному выравниванию вместе с окружающей их территорией. Следы этого выравнивания в настоящее время интенсивно уничтожаются, и некоторые части батолитов испытали заметное новое дифференцированное поднятие, но в современном рельефе в виде высокой равнины еще сохранились черты этого важного этапа развития горной складчатой области.

Принятая гипотеза сохранения древних поверхностей выравнивания при образовании более молодых заставляет допускать, что более молодые поверхности вырабатывались путем отступления склонов и расширения придолинных равнин, т. е. путем педипленизации.

Вопрос о возможности образования педиментов в климатических условиях Северо-Востока СССР до сих пор остается дискуссионным. Некоторые исследователи (Валпетер, Карташов, 1964) являются яркими противниками мнения о развитии педиментов в условиях неаридного климата, считая, что выровненные поверхности Северо-Востока СССР могли образоваться только путем пенепленизации.

Напомним, однако, что В. М. Девис — основоположник теории пенепленизации — неоднократно подчеркивал сложность процесса выравнивания, в течение которого страна из горной превращается в равнинную путем постепенного перехода из одной стадии развития в другую. Сопоставляя эрозионные и денудационные процессы в гумидном и аридном климатах, В. М. Девис в 1930 г. (1962) находил, что цикл аридной эрозии может рассматриваться как климатическая разновидность цикла гумидной эрозии («...хотя многие черты (развития процессов в этих двух климатах.— Э. Х.) в определенных отношениях действительно достаточно несходны, их различие скорее количественное, чем качественное»).

Рассматривая образование «наклонного коренного ложа долин» в гумидном климате, В. М. Девис находил возможным, что его расширение происходит вследствие отступления склонов долины. Эти коренные ложа долин В. М. Девис определенно рассматривал как аналоги педиментов аридного климата. В цитируемой статье В. М. Девис показал, что при определенных условиях возможно одинаковое развитие процессов выравнивания в гумидном и аридном климате.

Вопрос о механизме выравнивания на Северо-Востоке СССР наименее изучен, так как интерес к нему пробудился лишь в самое последнее время. Исследования, касающиеся этой проблемы, с наибольшей детальностью освещены в работах по Дальнему Востоку и Южной Якутии (Пиотровский, 1945, 1961, 1964; Чемяков, 1959, 1963, 1964; Тимофеев, 1962, 1963, 1965; Никонова, 1966а,б). Эти и многие другие исследователи пришли к выводу, что выравнивание горных стран путем развития педиментов может происходить как в аридных, так и в гумидных климатических зонах. Большое значение в развитии педиментов упомянутые исследователи придают тектоническим условиям, которые, по их мнению, наряду с экзогенными факторами могут способствовать широкому развитию процессов педипленизации.

Вероятно, в течение двух последних эпох выравнивания на Северо-Востоке СССР существовали такие физико-географические и тектонические условия, которые способствовали широкому развитию процессов педипленизации. Развитие поверхностей выравнивания путем отступления склонов, по-видимому, главным образом зависит от равновесия между процессами, с одной стороны, регулируемыми разрушением склона и количеством образующегося при этом рыхлого материала, а с другой — обеспечивающими удаление этого рыхлого материала от подножья склонов. Возможность такого равновесия определяется взаимодействием целого ряда факторов — таких, как структура, литология, климат, качественная и количественная характеристика тектонических движений и др. При благоприятном сочетании перечисленных факторов процесс педипленизации может иметь место в любой климатической зоне. Так, например, Твидейл (Twidale, 1960) описывает параллельное отступление склонов в Австралии и на Лабрадоре.

Если учесть, что одним из наиболее благоприятных для образования педиментов условий является резкое преобладание процессов физического выветривания над химическим, то при формировании самой молодой выровненной поверхности

суровый климат четвертичного времени на Северо-Востоке СССР, вероятно, чрезвычайно способствовал развитию широких педиментов.

В заключение следует отметить, что потребуются еще новые дополнительные исследования, непосредственно касающиеся происхождения, возраста и механизма образования поверхностей выравнивания, прежде чем эти вопросы будут решены более определенно.

МОРФОСКУЛЬПТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ

В верховьях р. Колымы широко распространены следы четвертичного оледенения. Они связаны с неоднократным наступлением ледников, области питания которых располагались в цепях и на отдельных массивах горной системы хребтов Черского и Сарычева. Оледенения были достаточно интенсивными для того, чтобы ледники выходили за пределы областей питания и продвигались в прилегающие районы Верхне-Колымского нагорья.

Сохранность ледниковых образований различная, они представлены как прекрасно сохранившимися конечными и боковыми формами, так и в значительной степени размывтой мореной, а в некоторых случаях лишь эрратическими валунами на междуречьях. Примечательно, что по-разному сохранившиеся ледниковые отложения приурочены к разновозрастным элементам рельефа и чем более размывты морены, тем на более древних формах рельефа они располагаются.

Ледниковые отложения приурочены к трем гипсометрическим уровням. Наиболее низким является цокольная или аккумулятивная 20—50-метровая терраса, являющаяся почти неперменным элементом долин крупных, средних, а часто и малых рек. Ледниковые отложения, перекрывающие поверхность этой террасы, представлены хорошо сохранившимися краевыми или основными моренами, выраженными в рельефе очень четко.

Два более высоких уровня со следами ледниковой деятельности относятся к разновозрастным реликтам выровненного рельефа, описанным в предыдущей главе. Наиболее древняя поверхность выравнивания со следами ледниковой деятельности — это средний ярус рельефа. Ледниковые отложения на этом ярусе встречаются лишь в виде эрратических валунов, которые в редких случаях образуют небольшие скопления.

Более молодая выровненная поверхность, несущая ледниковые отложения, представлена низким ярусом рельефа. Ледниковые осадки на поверхности этого яруса образуют скопления эрратических валунов, а также сильно размытую морену, слагающую отдельные беспорядочно расположенные холмы, среди которых местами встречаются ледниковые озера.

Распространение ледниковых отложений на разновысотных и разновозрастных элементах рельефа и различная степень сохранности ледниковых образований позволяют предполагать наличие в верховьях р. Колымы следов нескольких ледниковых эпох. Единство взглядов по вопросу о количестве ледниковых эпох и возрасте ледниковых отложений среди исследователей Северо-Востока СССР до настоящего времени не достигнуто. Первые работы, рассматривающие проблему четвертичного оледенения на территории Северо-Востока СССР, относятся к тридцатым и сороковым годам, когда С. В. Обручев (1931), П. И. Скорняков и Н. В. Тупицын (1936) и позднее Д. М. Колосов (1947) установили следы нескольких (от трех до четырех) оледенений и сделали вывод об их значительных масштабах.

А. П. Васьковский (1959б) писал о трехкратном оледенении на Северо-Востоке СССР, находя возможным выделить три эпохи оледенения: ранне-, средне- и позднечетвертичную.

Н. А. Шило (1961б), изучив ледниковые образования Северо-Востока СССР, пришел к выводу, что эрратические валуны на междуречьях, рассматриваемые А. П. Васьковским как отложения раннечетвертичной ледниковой эпохи, не могут считаться бесспорным доказательством существования последней, и нашел возможным говорить лишь о двух ледниковых эпохах.

В 1961 г. группа авторов, изучивших геоморфологию территории Якутской АССР (Русанов, Бороденкова, Гончаров и др., 1967), также обратила внимание на отсутствие несомненных геологических документов, свидетельствующих о существовании раннечетвертичного оледенения. К аналогичным выводам пришли в 1962 г. Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (Баранова, Бискэ, 1964), а также З. М. Хворостова и О. В. Кашменская (Хворостова, Кашменская, 1962).

А. П. Васьковский (1963б) предложил принять для Северо-Востока СССР схему пяти-шестикратного оледенения. Сходное мнение разделяет и И. П. Карташов (1963б), который раньше с группой соавторов выступал как сторонник трехкратного оледенения (Веснин, Вийра, Карташов, 1962). Та-

ким образом, вопрос о количестве ледниковых эпох на Северо-Востоке СССР является до сих пор дискуссионным.

Геоморфологический анализ следов ледниковой деятельности заставляет прийти к выводу, что все они могут быть объяснены двукратным оледенением, развивавшимся в средне- и позднечетвертичное время.

Вполне достоверные палеонтологические документы, свидетельствующие о раннечетвертичном похолодании на территории Северо-Востока СССР, до последнего времени также не обнаружены. Однако стратиграфическое положение отдельных горизонтов, характеризующихся холодоустойчивыми спорово-пыльцевыми спектрами, все еще нельзя считать выясненным окончательно. Ряд особенностей не позволяет исключить предположение об их раннечетвертичном возрасте. Среди таких слоев прежде всего следует назвать конгломерат горизонта Д, обнаруженный в Онгкочанском разрезе. К следам раннечетвертичного оледенения, возможно, относятся также галечники, характеризующиеся перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами и изученные в 1963 г. А. П. Башаркевичем, А. Г. Желамским, С. А. Лебедевым, Э. Д. Титовой и др. на междуречье Бургаг — Согласный в пределах Верхне-Худжакской депрессии. Они резко отличаются от подстилающих нижнечетвертичных конгломератов.

С. А. Лебедев (1965) формирование этих галечников относит к раннечетвертичному времени, подчеркивая вероятность существования периода значительного похолодания в начале четвертичного периода. Однако отнесение рассматриваемого горизонта к нижнечетвертичному отделу небесспорно. Так, например, А. П. Башаркевич и Э. Д. Титова считают, что петрографо-литологические особенности галечного горизонта, резко отличающие его от подстилающих нижнечетвертичных конгломератов, свидетельствуют о длительном перерыве в осадконакоплении, существовавшем между эпохами отложения нижних конгломератов и верхнего «холодного» горизонта галечников. Упомянутые исследователи предполагают, что образование верхнего горизонта галечников скорее всего относится к эпохе позднечетвертичного похолодания.

Не лучше обстоит дело и с другим материалом, обнаруженным за пределами изучаемой территории и приводимым в качестве свидетельства значительного похолодания в раннечетвертичное время. В Верхне-Колымской горной области известны два таких участка, причем оба находятся в бассейне р. Индигирки. Один расположен во впадине руч. Промежуточного. А. В. Ложкин, изучавший отложения этой впадины,

отнес формирование нижнего горизонта, характеризующегося по спорово-пыльцевым данным холодоустойчивым комплексом растительности, к эпохе раннечетвертичного оледенения (Ложкин, 1963а). Такое решение представляется возможным принять в некоторой степени условно, так как из-за тяжелых условий опробования А. В. Ложкину не удалось детально и последовательно изучить разрез. Установленная мощность горизонта отложений с холодолюбивым комплексом пыльцы достигает всего 0,5—1,0 м. Это не увязывается с литологической характеристикой осадков, которая не позволяет предполагать столь малое по мощности накопление отложений в условиях тектонического погружения. Кроме того, не исключено, что установленная спорово-пыльцевая характеристика отложений является в какой-то мере случайной, так как вмещающие осадки относятся, вероятно, не к констративно построенному аллювию, как это полагает А. В. Ложкин, а к делювиальному типу отложений, что снижает возможность получения из них усредненного спорово-пыльцевого спектра.

Другой участок расположен в Бугчагской впадине горной системы Черского, в отложениях которой Б. А. Онищенко (1964) выделяет следы двух оледенений: ранне- и позднечетвертичного. К сожалению, и по этому разрезу не все геологические события восстанавливаются с несомненностью, а его значительная неполнота заставляет относиться к выводам автора с определенной долей осторожности.

Следовательно, вопрос о существовании раннечетвертичного оледенения остается пока открытым. Его окончательное решение, очевидно, связано с дальнейшим детальным стратиграфическим расчленением отложений впадин, осадки которых в настоящее время изучены очень слабо.

К среднечетвертичному оледенению относятся, по-видимому, размытые ледниковые отложения, приуроченные к низкорядному ярусу рельефа. Бесспорных палеонтологических документов, относящихся к эпохе среднечетвертичного оледенения, также не обнаружено. Аллювиальные отложения 115-метровой террасы р. Колымы и 22-метровой террасы р. Аркагалы, образование которых рядом исследователей считается синхронным эпохе среднечетвертичного оледенения, как это было видно из описания стратиграфии рыхлых отложений, не могут относиться к отложениям этой эпохи оледенения.

Несомненный интерес представляет дальнейшее изучение осадков нижней части Онгкочанского разреза. Если оконча-

тельно доказать их более поздний, чем раннечетвертичный, возраст, то отнесение слоев с перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами к среднечетвертичному оледенению будет бесспорно. В таком случае Онгкачанское обнажение явится единственным легкодоступным местом, где среднечетвертичные осадки выходят на дневную поверхность.

Отсутствие вполне достоверного палеонтологического обоснования заставляет искать пути решения вопроса о существовании среднечетвертичного оледенения с помощью геоморфологического анализа.

О разном возрасте ледниковых отложений, перекрывающих рассматриваемые поверхности, говорят некоторые геоморфологические данные, к которым прежде всего относятся взаимные пересечения трогов двух оледенений, днища которых расположены на разных гипсометрических высотах. Пересекающиеся трогги встречаются в районе Дарпирской впадины и на восточном крае массива Оханджа. Их подробное описание уже опубликовано, поэтому здесь нет необходимости на этом останавливаться (Хворостова, Кашменская, 1962; Кашменская, Хворостова, 1965).

По-видимому, в верховьях р. Колымы во время среднечетвертичного оледенения ледники двигались по долинам и межгорным равнинам, вложенным в среднюю поверхность выравнивания на глубину 200—350 м. Льды значительной мощности перетекали и на междуречья, захватывая в первую очередь площади, примыкающие к долинам, которые в результате различного неотектонического режима были менее приподняты. Следовательно, наблюдалось сочетание долинного оледенения с локально-покровным. Центрами оледенения были горные массивы и хребты системы Черского и хр. Сарычева, возвышавшиеся останцами над выровненным рельефом междуречий.

Во многих случаях среднечетвертичное оледенение, вероятно, явилось причиной перестройки речной сети, существующей до этого оледенения. Реликты ее, синхронные образованию поверхности низкого яруса рельефа, приподняты вместе с ним на высоту 150—250 м и сильно разрушены процессами денудации.

Наиболее полно и отчетливо в рельефе и отложениях представлены следы последнего (позднечетвертичного) горно-долинного оледенения. Как показано в предыдущих главах, похолодание, связанное с этим оледенением, фиксируется во многих геологических разрезах верховьев р. Колымы. Изучение многочисленных ледниковых проявлений позволяет до-

статочно детально восстановить особенности влияния позднечетвертичного оледенения на образование рельефа.

Основные ледниковые центры позднечетвертичного времени также располагались в цепях и массивах горной системы Черского и хр. Сарычева, входящих в рассматриваемую территорию. Подавляющее большинство речных долин среди этих высоких гор в позднечетвертичное ледниковое время было превращено в трогии. Экзарационное воздействие долинных ледников в пределах высокогорий проявилось чрезвычайно сильно. Еще и теперь эти участки долин имеют черты типичных трогов, которые вместе с карами и цирками создают типичный ледниковый рельеф высокогорий.

Как правильно заметил Н. А. Шило (1961б), площадь распределения позднечетвертичных ледников в бассейне верховьев р. Колымы не была значительной. Большинство ледников не продвигалось далеко от высокогорных областей питания. Их длина в подавляющем большинстве случаев едва достигала или слегка превышала 50 км. Исключение составляют три ледниковые долины, простиравшиеся в пределы Верхне-Колымского нагорья на значительно большее расстояние. Две из них (Малык-Сиенская и Мукэлкэнская) относились к области питания в системе хр. Черского, одна (Сюр-Хиникенская) — к области питания в хр. Сарычева. Длина этих долин достигала или несколько превышала 100 км.

Таким образом, большая часть бассейна верховьев р. Колымы в позднечетвертичное время оставалась вне влияния ледниковой деятельности. На рис. 8 хорошо видно, что внеледниковая площадь, может быть, даже превышает территорию, подверженную воздействию позднечетвертичных ледников.

Ледниковые образования позднечетвертичного времени богато представлены хорошо выраженными ледниковыми комплексами, ясно прослеживающимися от областей питания до границ распространения оледенения. Троговые долины с очень небольшой мощностью ледниковых отложений в зонах усиленной экзарации постепенно переходят в троговые долины, перекрытые более или менее мощным чехлом морен, и, наконец, завершаются поясами прекрасно сохранившихся моренных дуг максимальной стадии оледенения. Нужно сказать, что зоны аккумуляции ледниковых отложений по площади превышают зоны экзарации и занимают около $\frac{2}{3}$ ледниковой области.

Любопытно, что наиболее мощные и самые крупные морены всегда залегают в пределах впадин. Создается впечат-



Рис. 8. Схема распространения следов позднечетвертичного оледенения.

1 — горные массивы, питающие ледники; 2 — горные участки с транзитными ледниковыми долинами; 3 — предполагаемый центр оледенения, следы которого сохранились очень плохо; 4 — высокие денудационные поверхности со следами ледниковой деятельности; 5 — площадь, не подвергавшаяся оледенению; 6 — контуры ледниковых долин; а) достоверные, б) предполагаемые; 7 — предполагаемые контуры ледника перевальнойного типа; краевые ледниковые образования различных фаз оледенения: 8 — максимальной; 9 — второй; 10 — третьей; 11 — четвертой; 12 — в случае, когда отдельные фазы не различаются; 13 — предполагаемые краевые ледниковые образования, погребенные под толщей более молодых осадков; 14 — геоморфологические контуры; 15 — ледниковые озера; 16 — линии ледораздела в сквозных ледниковых долинах.

ление, что условия ледникового осадконакопления на участках относительного опускания были особенно благоприятны. Ледники, дойдя до таких участков, как бы не имели уже достаточной энергии для того, чтобы компенсировать опускание накоплением, и, выйдя за пределы впадины, продолжать продвижение. В результате крупные тектонические депрессии, встретившиеся на пути ледников, принимали основную массу приносимого ими обломочного материала. Так возник рельеф впадин, выполненных ледниковыми отложениями, таких, как Малык-Сиенская (Обдра-Оханджинский ледник), Верхне-Берелехская (несколько ледников Верхне-Омулевского массива), Верхне-Худжахская (Мукэлкэнский ледник), Уи-Момонтайская (Уинский и Зиминский ледники), Хиникенская (Сюр-Хиникенский ледник), Верхне-Кюрбеляхская (Озернинский ледник) и другие значительно более мелкие.

В некоторых случаях мощность льда, накапливающегося во впадинах, начинала превышать горное обрамление впадин, особенно если таковое было невысоким и включало открытые проходы в соседние речные долины. Тогда ледник перерывал через горное обрамление. Так происходило, например, в Малык-Сиенской впадине, из которой отток ледяных масс шел в двух направлениях. В одном случае Малык-Сиенский ледник продвигался в долину р. Берелех и перегораживал ее в районе устья его правого притока Хатакчана и современной приустьевой части р. Малык-Сиен. Мощность ледника здесь была достаточной, чтобы перекрыть часть низкогорного правобережья р. Берелех. Погребение участка долины р. Берелех под ледниковыми отложениями было установлено еще в 40-х годах Д. М. Шаньгиным, А. А. Терновским и А. И. Поповым, которые обнаружили также эрратические валуны на правобережном междуречье р. Берелех.

Другая ветвь Малык-Сиенского ледника оставила свои морены в соседней Талонской впадине, в приустьевой части р. Бурганди. Обращает внимание факт, что и в этом случае ледниковая аккумуляция оказалась приуроченной ко впадине. Вероятно, в состоянии опускания, пусть незначительного, находился и тот участок долины р. Берелех, который принял на себя морену другой ветви Малык-Сиенского ледника.

В большинстве случаев ледниковые отложения обладают всеми типичными признаками, характерными для этой генетической группы, и их распознавание при полевых исследованиях не представляет труда. Это особенно относится к ледниковым образованиям малык-сиенской группы. Здесь в валунных суглинках заключено исключительно большое коли-

чество валунов биотитовых гранитов, размеры которых зачастую превышают 1—1,5 м. Встречаются валуны диаметром до 3 м. Экзотическое зрелище представляет русло р. Берелех ниже впадения в него руч. Валунного, где Берелех размывает морену Малык-Сиенского ледника. Огромное количество очень крупных валунов, вымываемых рекой из морены, скапливается в русле в виде перлювиальных отложений и чрезвычайно затрудняет течение. Этот участок реки изобилует водоворотами, «котлами», бурными струями, обтекающими отдельные валуны, торчащие над поверхностью воды, и т. д. В береговых обнажениях вскрывается морена, переполненная гранитными валунами, размеры которых колеблются в значительных пределах.

В то же время существуют ледниковые образования, литологические особенности которых необычны для ледниковых отложений. Прежде всего, в них встречается очень малое количество валунов, а разрезы по большей части сложены галечниками. Для всего обломочного материала характерна окатанность, правда, степень ее колеблется в больших пределах. Часто наблюдается слоистость осадков. Как видно, этим отложениям присущи черты, что и осадкам, отлагавшимся в водной среде.

Такую характеристику, например, имеют ледниковые отложения в Хиникенской впадине. Несоответствие структурных и текстурных особенностей отложений их генетическому типу отмечалось всеми исследователями, работавшими на территории этой впадины: в 1942 г. Д. С. Голотой, в 1957 г. А. П. Махарадзе и В. В. Кудиным, в 1964 г. автором и А. В. Наталенко. Однако строение рельефа определенной части Хиникенской впадины, несомненно, свидетельствует о его аккумулятивном ледниковом происхождении.

Сюр-Хиникенский ледник, приняв в себя слева и справа Мандыченский и Оягачанский ледники, продолжал продвигаться далее на север, в сторону Эеликской долины. Этот путь, вероятно, пролегал по долине пра-Хинике, проходящей вблизи западного горного обрамления Хиникенской впадины, а ныне погребенной под ледниковыми отложениями. Долина пра-Хинике от восточной части Хиникенской впадины, по-видимому, отделялась весьма невыразительным водоразделом, через который льды свободно перевалили в восточную часть Хиникенской депрессии. Здесь они, накапливаясь, продолжали продвигаться на восток. В результате образовались морены напора, проходящие через всю Хиникенскую впадину в виде ясно очерченных дуг, обращенных выпуклостью к восто-

ку. Очертания этих дуг подчеркнуты современными реками Иерогыл, Овальный, Хариус, приспособившимися к межморенным понижениям. Ледниковое происхождение описанных дугообразных форм рельефа дополнительно подтверждается существованием на них маргинальных озов, которые в чрезвычайно характерной для них форме железнодорожной насыпи проходят по осевым частям дуг (на аэрофотоснимках они смотрятся прекрасно).

Определенная часть разрезов отложений Хиникенской впадины, образование которых явилось результатом проявления оледенения, приурочена к этим озам, и поэтому водная сортировка слагающих их осадков не должна удивлять. Продолжают оставаться необъясненными отмеченные особенности отложений другой части разрезов, расположенной за пределами озов.

Возможно, льды Сюр-Хиникенского ледника, долгое время двигавшегося по долине среди низких гор, обогащались аллювиальным материалом в большей степени, чем поступившим со склонов, вследствие чего морены этого ледника в значительной степени представлены окатанным материалом. Не исключено также, что сортированность осадков в изученных обнажениях — это результат вторичного переотложения морен, а ледниковые образования в их «девственном» виде по большей части погребены под более поздними осадками Хиникенской впадины и нам до сих пор не известны. Разрешить эти вопросы предстоит в будущем, и возможным это станет при дальнейшей детализации исследований Хиникенской впадины. А пока о ней известно очень мало.

Заполнение ряда участков долин, а также целых межгорных впадин сначала мощными массами льда, а потом ледниковыми отложениями приводило к подпруживанию существовавших в то время водотоков, возникновению приледниковых озерных водоемов и, наконец, перестройке речной сети. Особенно явственные следы существования приледниковых водоемов обнаружены в долине р. Берелех на участке, подпруженном краевой частью Малык-Сиенского ледника. Впервые эти осадки приледниковых озер описала И. А. Заренкова в 1950 г. Позднее они были вскрыты в нескольких шахтах, расположенных как в самой долине р. Берелех, так и в долинах его притоков: Кеменджи, Мокрого, Далекого, Валунного и др. Озерные отложения представлены слоистыми глинами типа ленточных. Мощность горизонтов озерных глин колеблется от 1,5 до 5—7 м. В разрезах, где глины имеют большую мощность, они обычно подстилаются и перекрываются озерными сло-

стыми песками, и общая мощность озерных осадков возрастает до 25 м.

Сокращение площади позднечетвертичного оледенения происходило в несколько стадий, в каждую из которых ледники продвигались на все меньшее расстояние от центров. Наибольшее количество стадияльных морен сохранилось после отступления Малык-Сиенского ледника, где существуют четыре прекрасно выраженных комплекса стадияльных конечно-ледниковых образований. Большинство их фиксируется дугами конечных морен и причленяющимися к ним водно-ледниковыми конусами. Часто наряду с моренами в краевых образованиях участвуют маргинальные озы, особенно ярко подчеркивающие простирающие краевые пояса ледниковых отложений.

Нужно сказать, однако, что стадияльные морены далеко не везде выражены одинаково полно. Многие ледниковые долины, к числу которых в основном относятся небольшие трогги, имеют лишь краевой ледниковый комплекс вблизи выхода трога из высокогорья. Можно, вероятно, предположить, что в таких случаях протяженность ледников всех стадий была приблизительно одинаковой и морены последующих стадий, возможно, накладывались на краевые образования предыдущих стадий. В Сюр-Хиникенской же ледниковой долине по краевым образованиям в рельефе можно с уверенностью выделить лишь три краевых стадийных комплекса.

Далеко не всегда у краевых ледниковых образований, сохранившихся до настоящего времени, обнаруживаются водно-ледниковые конусы. Во многих случаях их отсутствие можно объяснить последующим размывом, как, вероятно, произошло с водно-ледниковыми конусами Верхне-Берелехской впадины, в Мукэлкэнской ледниковой долине и т. д. В таких случаях особенно затруднительно отличать в геологическом разрезе отложения собственно водно-ледниковые от аллювия размывавших их водных потоков.

На некоторых участках, возможно, существовали весьма неблагоприятные условия для формирования вполне развитых водно-ледниковых конусов. Достаточно, например, представить край Малык-Сиенского ледника максимальной стадии позднечетвертичного оледенения, упирившийся в горное правобережье р. Берелех, как станет очевидно, что в таких условиях хорошо развитый флювиогляциальный конус образоваться не мог.

В местах же, где край ледника выходил на широкое равнинное пространство, независимо от того, была ли это меж-

горная впадина или дно крупной долины, существовали чрезвычайно благоприятные условия для образования флювиогляциальных конусов. Эти конусы местами прекрасно сохранились и до настоящего времени. Примером может служить флювиогляциальный конус, расположенный в устье левого притока Хинике — р. Булунги, причлененный к конечномореным образованиям одной из стадий отступления Сюр-Хиникенского ледника. Флювиогляциальные отложения обнаружены в шурфах, расположенных вблизи конечноледниковых образований Сюр-Хиникенского ледника максимальной стадии оледенения. Здесь краевой вал морены расположен на левобережье р. Иерогыл (правого притока р. Хинике), а шурфы — на его правобережной равнине, сложенной в значительной степени водно-ледниковыми отложениями. Впервые эти отложения были изучены в 1957 г. А. П. Махарадзе, Б. Г. Горбуновым и В. В. Кудиным. Они представлены хорошо сортированными галечниками, иногда содержащими валуны, крупно- и мелкозернистыми песками.

Изучение геоморфологических взаимоотношений между конечными образованиями последнего оледенения позволяет предпологать, что в позднечетвертичное время существовало одно оледенение, имевшее несколько стадий. Максимальное количество стадийных подвижек ледников определяется числом краевых стадийных образований в пределах единой ледниковой долины. Их наибольшее число (не менее четырех) сохранилось в Малык-Сиенской ледниковой долине. Поэтому представляется возможным утверждать, что позднечетвертичное оледенение включало не менее четырех экспансий ледников.

Опираясь на современное состояние изученности отложений, синхронных эпохе позднечетвертичного оледенения, можно сказать, что ни внутри этих отложений, ни в осадках более молодого возраста не обнаружены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие комплекс растительности более тепло- и влаголюбивый, чем современный. Следовательно, в настоящее время нет оснований в рассматриваемой части бассейна р. Колымы выделять несколько самостоятельных ледниковых эпох в позднечетвертичное время.

Как всякий экзогенный процесс, ледниковая деятельность оказала влияние на образование и эволюцию россыпных месторождений золота. То, что наибольшая часть области оледенения явилась зоной аккумуляции и только небольшая территория подверглась экзарационному воздействию ледников, сказалось на уменьшении отрицательной роли оледене-

ния в преобразовании россыпных месторождений золота. Ошибочное представление в 30-х и даже 40-х годах о больших масштабах древних оледенений и экзарационной деятельности ледников препятствовало постановке геологопоисковых и разведочных работ в ледниковых областях, задерживало открытие перспективных золотоносных районов (Шило, 1959а).

Однако еще в 1956 г. О. В. Кашменская совершенно справедливо подчеркивала, что прежде чем приступить к поисково-разведочным работам в ледниковых областях, необходимо тщательно определять территории экзарационного и аккумулятивного воздействия ледников. Несмотря на то, что площади ледниковой экзарации невелики по сравнению с площадями ледниковой аккумуляции, не следует впадать в крайность и чрезмерно преуменьшать роль ледникового выпахивания. Геоморфологический же анализ районов оледенения не представляет больших трудностей, так как территории экзарационного и аккумулятивного воздействия ледников обычно легко распознаются (Кашменская, Хворостова, 1965).

Основные трудности при поисках и разведке россыпных месторождений золота в ледниковых областях верховьев р. Колымы возникают в зонах ледниковой аккумуляции. Как в 1956 г. отметила О. В. Кашменская, первым осложнением при поисках россыпей на участках, переживших ледниковую аккумуляцию, является неизбежное преодоление больших мощностей рыхлых отложений, перекрывающих россыпи. Кроме того, погребенные россыпи зачастую не связаны с современными долинами, возникшими в результате перестройки речной сети, вызванной ледниковой деятельностью. Поэтому затруднение возникает не только из-за малой доступности россыпей, но также из-за сложности выявления на местности долин, содержащих россыпи. Эти вопросы рассмотрены Н. А. Шило (1959а, 1963).

Участки древних долин, оставленных реками при перестройке гидросети во время отступления позднечетвертичных ледников, описаны в следующей главе. Эта схема перестройки речной сети может быть использована для определения направления поисковых работ с целью нахождения россыпей межледниковых долин. При выявлении покинутых долин, погребенных под ледниковыми отложениями, важно уметь абстрагироваться от современного рельефа, состоящего из характерных ледниковых образований. Направления поисковых линий, не считающиеся с современными возвышенными формами морен, объясняются возможностью встретить под море-

нами понижения погребенных долин, простираения которых существенно отличаются от направления современных рек (см. рис. 14).

Геоморфологический анализ верховьев р. Колымы показывает, что поиски и разведка реликтовых россыпей позднечетвертичных межледниковых долин и долин более древних рек должны быть различными. Россыпи более древних долин, относимые Н. А. Шилов и И. И. Карташовым (1959) к водораздельным, значительно труднее выявляются, зато разведка их облегчена, так как перекрывающие их отложения обычно маломощны. Местонахождение позднечетвертичных межледниковых россыпей, если они не располагаются во впадинах, определяется проще, однако разведка таких россыпей удорожается из-за большой мощности погребавших их отложений. Кроме того, необходимо учитывать, что ледниковая деятельность — это лишь добавочный, хотя и очень значительный, фактор, осложняющий эволюцию россыпей, и что в ледниковых районах, так же как на всей территории, действует комплекс остальных экзогенных и эндогенных факторов преобразования рельефа и россыпей.

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Зависимость рисунка речной сети от линейных тектонических нарушений

Распределение речных потоков и основные особенности рисунка речной сети рассматриваемой территории определяются тем, что большое количество речных долин приурочено к зонам тектонических нарушений. Этим объясняются преобладающие северо-западное и юго-восточное направления главных рек (Аян-Урях, Берелех, Худжах), перпендикулярное им направление большого количества притоков, неожиданные коленообразные изгибы речных долин, встречные направления притоков, приуроченность к одной линии ряда речных долин, растекающихся в противоположные стороны, а также существование открытых седловин между этими долинами.

Тектонические нарушения обычно погребены под аллювиальными отложениями и могут быть установлены только по косвенным признакам, но часто легко угадываются по геометрическому рисунку приуроченных к ним речных долин. Наиболее ярким примером является система долин, возник-

шая в Чай-Урьинской зоне разломов, которая обратила на себя внимание в самом начале геологических изысканий в Колымском крае. В этой зоне возникли долины рек Чай-Урья. Аркагала, руч. Долгий, и, вероятно, в большой части р. Худжах. Они принадлежат разным системам, но образуют единый жолоб долинных понижений.

Значительная часть долины Аян-Уряха также приурочена к крупному тектоническому шву, установленному в 1960 г. Н. И. Лариным. Так же обстоит дело и с р. Берелех (Кашменская, 1958). На значительном протяжении его приуроченность к тектоническим нарушениям доказана геологическими исследованиями, в других частях его можно предполагать по косвенным признакам. Приуроченностью к тектоническим швам объясняются, например, коленообразные изгибы р. Берелех: широтный вблизи Талонской впадины и изгиб, заключенный между устьями рек Сусуман и Чай-Урья.

Примеров совпадения речных долин с линиями тектонических нарушений, установленных и предполагаемых, можно привести очень много. Их перечисление представляется нецелесообразным, так как по большей части они легко устанавливаются при сравнении геоморфологической карты с геологической (рис. 9).

Приуроченность большого количества рек верховьев р. Колымы к зонам тектонических нарушений, как в начале 50-х годов показал Н. А. Шило, имеет большое значение в процессе образования богатых колымских россыпей. Поскольку минерализованные зоны нарушений часто являются вместе с тем и рудными телами, устанавливается прямая геоморфологическая связь рудных месторождений этого типа с долинами рек. Наиболее изученным в этом отношении является бассейн р. Берелех (Кашменская, 1964б). Большинство долин этого бассейна, в том числе и долина самой р. Берелех почти на всем протяжении приурочено к ослабленным зонам земной коры. Эти зоны вскрыты шурфами, в которых под аллювиальными отложениями установлены брекчированные, окварцованные и минерализованные породы коренного ложа долин.

Даже слабая минерализация зон дробления может привести при длительном и глубоком (200—400-метровом) врезе вдоль них к образованию промышленного месторождения. При этом положительная роль фактора перемыва пород зон дробления возрастает с увеличением глубины врезания.

Как заметил Н. А. Шило, приуроченность россыпей золота к минерализованным зонам нарушений в значительной степени объясняет несоответствие богатых, иногда уникаль-

ных по запасам металла россыпей с бедными по содержанию и запасам рудными источниками их. Кроме того, такое суждение о происхождении части россыпных месторождений помогает в ряде случаев понять образование россыпей большой

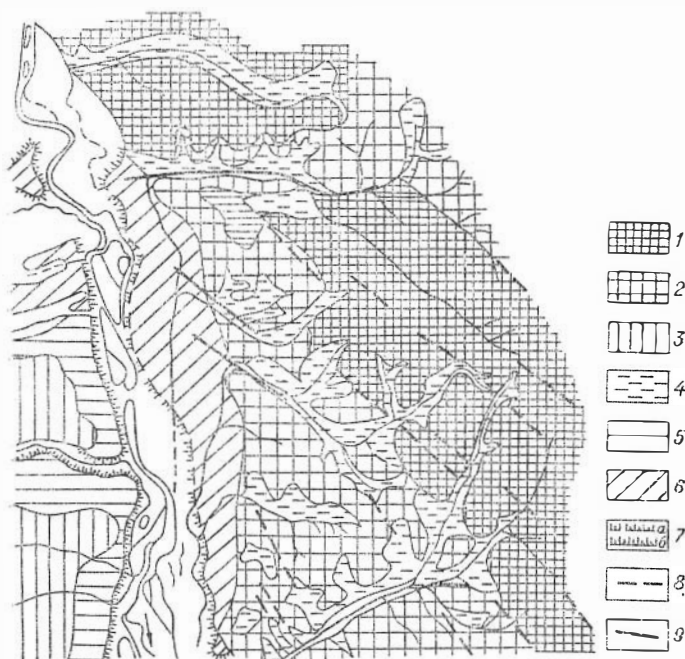


Рис. 9. Схема, иллюстрирующая приуроченность золотоносных притоков к минерализованным зонам разрывных нарушений.

Склоны междуречий: 1 — крутые, 2 — средней крутизны, 3 — пологие, 4 — очень пологие (делювиально-солифлюкционные шлейфы); флювиальные террасы: 5 — 25–30-метровая; 6 — 10-метровая; 7 — бровки аккумулятивных (а) и цокольных (б) террас; 8 — линии разрывных нарушений; 9 — золотоносные участки долин.

протяженности (до десятков километров), факт существования которых находится в противоречии с современными представлениями о малой дальности переноса золотин водным потоком (Шило, 1956а, б). При врезании реки вдоль минерализованной зоны нарушения россыпь даже при слабом переносе золотин может иметь значительную длину.

Россыпи этого типа описаны Н. А. Шило для всей территории Северо-Востока СССР в ряде работ — рукописных и опубликованных (Шило, 1961б). В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов (1958) придают большое значение факту приуроченности речных долин к зонам тектонических нарушений. Они пишут: «Несомненно важную роль поверхностные разрывы играют в создании рисунка современной речной сети и, следовательно, в особенностях размещения золотых россыпей. Они значительно облегчили процесс разрушения горных пород и тем самым способствовали выведению коренных источников золота, олова и других полезных ископаемых на земную поверхность». Ю. П. Казакевич и А. П. Божинский (1960) отмечают такое же явление для золотоносных россыпей Алтае-Саянской области, указывая, что «наиболее крупные и выдержанные россыпи образуются за счет минерализованных тонкозернистым пиритом зон дробления, особенно в тех случаях, когда долины на значительных отрезках своего течения следуют по этим зонам».

Основные элементы флювиального рельефа

К флювиальному рельефу относятся террасы и поймы речных долин, а также приподнятые остатки древних долин, покинутые реками при речных перестройках. В местах пересечения реками низкогорий днища крупных долин находятся на глубине 150—300 м, в пределах среднегорий — на глубине 300—600 м и на участках высокогорий — на глубине 1000—1300 м. Вдоль речных стоков простираются лентообразные полосы флювиального рельефа, который благодаря своей выровненности контрастно выделяется на фоне горных склонов, образованных при врезании рек.

Высоты террас колеблются в больших пределах, и распространение многих уровней очень неравномерно. Их различная степень сохранности и новейшая тектоническая деформация, а также недостаточная степень стратиграфической изученности аллювиальных отложений не позволяют производить детальную параллелизацию отдельных террас как в пределах единой речной долины, так и между разными долинами. На современном этапе изученности представляется рациональным выделять лишь комплексы террас, заключающие несколько террасовых уровней, образованных в более или менее продолжительные интервалы четвертичного време-

ни. В бассейне верховьев р. Колымы можно выделить комплексы высоких, средневысотных и низких террас.

К комплексу высоких террас относятся террасы, связанные с прареками и расположенные выше низкого яруса рельефа, причем часть их находится на гипсометрическом уровне, близком к поверхности низкогорья.

Морфология террасовых площадок высокого комплекса не отличается от выровненных участков денудационного происхождения. Это такие же междуречные равнины с элювиальным покровом каменных обломков, часто собранных в каменные медальоны, многоугольники или полосы. Встречаются заболоченные участки, по всей вероятности, приуроченные к выходу более тонкообломочных отложений. Возможно, в редких случаях заболоченные пространства в какой-то степени совпадают с участками сохранившихся аллювиальных осадков. В расположении этих террас не всегда обнаруживается связь с очертаниями современных речных долин.

Аллювиальные отложения комплекса высоких террас почти полностью уничтожены денудацией и могли сохраниться, вероятно, лишь в каньонах, синхронных этим древним уровням, или в притыловых понижениях террас. В обоих случаях аллювий высоких террас перекрыт склоновыми отложениями и обнаружить его можно лишь при помощи горных работ, но, поскольку эти уровни по большей части не представляют интереса для разведчиков, количество горных выработок на их поверхностях очень мало. Исключением являются высокие террасы, непосредственно прилегающие к долине р. Берелех, на которых пройдено несколько редких поисковых шурфовочных линий.

Однако и здесь аллювиальные отложения обнаружены только на самых низких террасах этого комплекса, расположенных на уровне, близком к поверхности низкогорного яруса рельефа. Это — рассмотренные во второй главе нижнечетвертичные аллювиальные отложения 225-метровой (Еврашкалахской), 255-метровой террас р. Берелех, 195- и 170-метровых террас р. Колымы, а также среднечетвертичные отложения 110-метровой (Ельгалинской) террасы р. Сусуман. Нужно заметить, что Ельгалинская терраса находится также на гипсометрическом уровне, близком к низкогорному ярусу рельефа, а ее сравнительно низкая относительная высота объясняется тем, что она измерена относительно уреза воды притока, имеющего более крутой продольный профиль. К высокому комплексу террас относятся и левобережные террасы р. Аян-Урях высотой от 150 до 250 м, аллювиальные галечни-

ки которых в 1962 г. В. И. Крутоусом условно отнесены к началу среднечетвертичной эпохи.

Ниже поверхности низкогорного яруса рельефа имеется серия террас, большей частью еще не утративших связи с современными долинами. Это — комплекс средневысотных террас. Высоты их также колеблются в значительных пределах. Верхние террасы находятся вблизи поверхности низкогорного яруса рельефа, всегда располагаясь несколько ниже нее. Высота нижних достигает всего 25—50 м.

Верхние уровни представлены высококощольными террасами, перекрытыми маломощными пачками аллювиальных отложений. Нижние же террасы часто аккумулятивные.

Хорошо выраженные широкие площадки верхних террас средневысотного комплекса встречаются редко. Они приурочены только к долинам крупных рек. Чаще эти террасы сохранились в виде отдельных «обрывков», наклоненных к реке и имеющих небольшую ширину. Местами они сильно изменены денудационными процессами и, будучи затянута в большей или меньшей степени делювиально-солифлюкционными шлейфами, едва улавливаются в современном рельефе как небольшие перегибы на склонах долин.

Напротив, нижние террасовые уровни высотой 25—50 м распространены чрезвычайно широко и, легко прослеживаясь на больших расстояниях в различных речных системах, составляют неотъемлемую, часто весьма существенную часть речных долин. Они представляют аллювиальные, слегка наклоненные равнины, в большинстве случаев заболоченные. В местах, где эти террасы перекрыты сравнительно мощным делювиально-солифлюкционным шлейфом, они участвуют в создании своеобразной формы рельефа — террасовала, который многократно рассматривался в литературе (Попов, 1959; Шило, 1961б). Оpozнание этих террас на многих участках облегчается тем, что на их поверхности залегают отложения позднечетвертичных ледников, что придает этим уровням заметное своеобразие.

Аллювиальные отложения террас средневысотного комплекса относятся к верхнему отделу четвертичной системы. При этом основная часть осадков террас этой группы характеризуется палеофлористическими признаками позднечетвертичного межледниковья, и только в небольшой (верхней) части отложений 25—50-метровых террас установлены признаки позднечетвертичного ледникового времени.

Точное количество террасовых уровней средневысотного комплекса пока определить невозможно, так как не проводи-

лось специальных литолого-петрографических исследований аллювиальных отложений этих террас и неизвестна их детальная палеофлористическая характеристика.

По-видимому, нижняя выровненная часть речных долин (в высотном интервале 25—50 м) состоит не из одной террасы, а из нескольких, по крайней мере из двух. Их современное выражение в рельефе как единой аллювиальной равнины вызвано близким расположением этих террасовых уровней относительно друг друга по вертикали и значительным расширением их в горизонтальном направлении. Множественность террасовых уровней верхней части средневысотного комплекса очевидна.

Самую пониженную часть рельефа составляют поймы и комплекс низких надпойменных террас высотой не более 20—25 м. Поверхности поймы и комплекса низких надпойменных террас представляют полосы типичных флювиальных равнин, протягивающиеся по всем крупным рекам и заходящие в более мелкие притоки. Ширина этих равнин колеблется от нескольких десятков метров до 5—10 км. В большинстве случаев флювиальный рельеф поймы и низких надпойменных террас мало изменен последующими экзогенными процессами. Исключение составляют проявления мерзлотных процессов, под влиянием которых на значительных площадях формируются полигональные грунты и местами развивается термокарст.

В значительной своей части низкие надпойменные террасы заболочены, на них встречаются озера-старицы. Возраст аллювиальных галечников комплекса низких надпойменных террас и поймы голоценовый — современный.

Кроме террас и поймы, к элементам флювиального рельефа относятся также реликты древних долин, которые в рассматриваемом бассейне встречаются достаточно часто. Их возникновение главным образом обусловлено перестройками речной сети, имевшими место в начале периода интенсивного позднечетвертичного врезания рек и после отступления позднечетвертичных ледников. Подробное описание рельефа покинутых и приподнятых долин приводится далее вместе с изложением материала по истории образования речных долин.

Общие особенности речных долин

К основным особенностям долин рассматриваемого района относится быстрая и неравномерная изменчивость морфологии отдельных их участков. Каждая долина более или ме-

нее крупной реки состоит из многих частей, отличающихся различными чертами строения (рис. 10). В этой изменчивости, как правило, отсутствует закономерность, свойственная долинам рек с ненарушенным развитием эрозионного цикла. Так, например, участок широкой отчетливо террасированной долины может смениться ниже по течению узкой долиной с крутыми склонами, лишенными террас. Чтобы объяснить причины, приводившие к отклонениям от нормального развития долинного рельефа, необходимо остановиться на некоторых вопросах теории флювиального процесса.

Морфологические особенности отдельных участков речных долин в большой степени определяются направленностью рельефообразующей деятельности речных процессов в настоящее время и в недалеком прошлом. Эта направленность, как показал И. П. Карташов (1957), может проявляться либо во врезании рек и, следовательно, в понижении земной поверхности, либо в накоплении аллювия, вызывающем повышение дна речных долин. Существует еще третья тенденция — тенденция к флювиальному рельефообразованию, выражающаяся в стремлении речных потоков сохранить поверхность дна долины в неизменном высотном положении.

Перечисленные тенденции соответствуют трем динамическим фазам речных долин и аллювиальных отложений, выделенным В. В. Ламакиным (1948): инстративной (вымываемой), констративной (выстилаемой) и перстративной (перестилаемой).

Та или иная направленность рельефообразующего процесса в речной долине зависит от соотношения между количествами поступающего в реку и выносимого ею рыхлого материала. Если в реку поступает ровно столько обломочного материала, сколько она в состоянии вынести за пределы рассматриваемого участка, то происходит перестилание этого обломочного материала без изменения высотного положения дна речной долины на этом участке. Такое состояние геоморфологического процесса И. В. Пиотровский (1948) назвал «равновесием второго рода», а И. П. Карташов (1957а) — «динамическим равновесием».

Всякой речной системе всегда свойственно бесконечное стремление к восстановлению и поддержанию динамического равновесия. Если в реку поступает обломочного материала меньше, чем она может его вынести за пределы определенного участка речной долины, то она, размывая коренное ложе долины, будет в него врезаться до тех пор, пока не выработает новый продольный профиль с уклоном, более или менее точ-

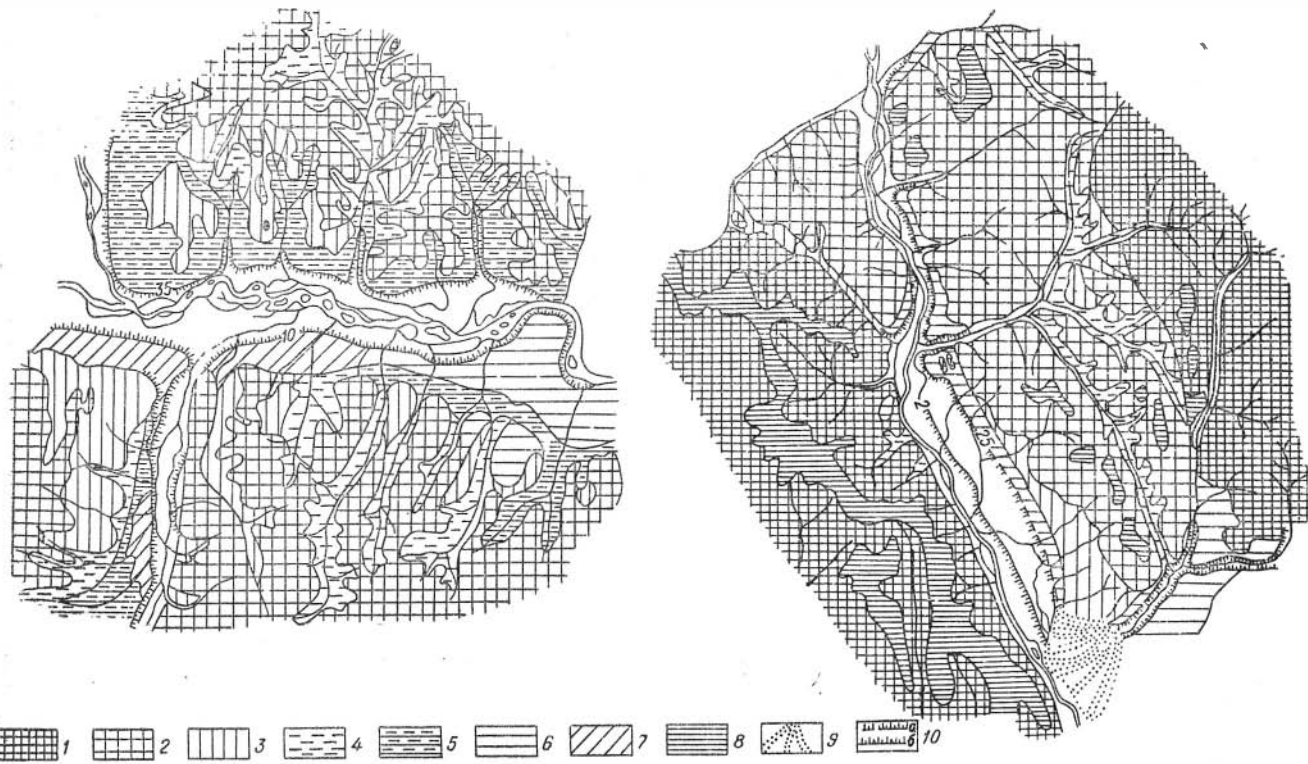


Рис. 10. Две схемы строения долины р. Берелех. Видно резкое изменение морфологии долины. Участок справа характеризуется менее разработанной долиной.

Склоны междуречий: 1 — крутые; 2 — средней крутизны; 3 — пологие; 4 — очень пологие (делювиально-солифлюкционные шлейфы); 5 — террасоувалы; флювиальные террасы: 6 — 25—35-метровые; 7 — 10-метровые; 8 — реликты поверхностей выравнивания; 9 — конусы выноса; 10 — бровки аккумулятивных (а) и цокольных (б) террас.

но соответствующим силе речного потока, необходимой для поддержания динамического равновесия во вновь сложившихся условиях.

Точно так же изменяется уклон продольного профиля реки в результате увеличения количества обломочного материала до величины, превышающей выносную способность реки. Только этот процесс совершается иначе: продольный профиль изменяется не в результате скульптурного врезания речного потока, а путем аккумулятивной постройки нового профиля из того избыточного обломочного материала, который сбрасывается перегруженным потоком. В этом случае аккумуляция обломочного материала происходит также до тех пор, пока не ликвидируется причина нарушения динамического равновесия, т. е. пока количество обломочного материала, поступающего в реку, не перестанет превышать выносную способность этой реки.

Отмеченные закономерности полно и убедительно описаны И. П. Карташовым в цитированной выше статье, поэтому, думается, нет необходимости на них останавливаться подробнее. Здесь они приводятся для того, чтобы определить отношение автора к геоморфологической теории флювиального процесса, которая до сих пор разработана далеко не достаточно и является во многих отношениях дискуссионной. Так в процессе самоликвидации возникающих нарушений динамического равновесия совершается рельефообразующая работа речных потоков: при поступлении материала, превышающем выносную способность рек, происходит аккумуляция обломочного материала — повышение дна речных долин; при поступлении материала, меньшем выносной способности рек, происходит врезание рек в коренное ложе долин — понижение дна речных долин. Равному соотношению поступления и выноса обломочного материала, отвечающему состоянию динамического равновесия, соответствует, вероятно, процесс расширения долин, хотя И. П. Карташов считает, что расширение долин характерно только для начального периода динамического равновесия.

Под выносной способностью реки понимается потенциальная возможность речного потока выносить во взвешенном состоянии или путем волочения определенное количество находящегося в потоке обломочного материала за пределы какого-либо участка долины или всей долины в целом. Естественно, что выносная способность реки зависит от ее водного расхода, скорости течения и крупности поступающего в реку обломочного материала. При этом скорость течения, являю-

щаяся функцией уклона, в значительной степени определяется характером тектонических движений. Водный же расход реки определяется климатом и размером площади водосбора; крупность поступающего в реку обломочного материала зависит от геолого-геоморфологических особенностей междуречий и от физико-географических условий выветривания.

Понятие «поступление материала» обнимает все количество обломочного материала, принесенного в речную долину как со склонов междуречий, так и речным потоком, потенциально подготовленного для речного выноса. Разумеется, объем поступления материала зависит от физико-географических и литолого-петрографических условий выветривания горных пород и от геоморфологических условий переноса обломочного материала.

Как можно заметить, главными первопричинами, могущими вызвать изменение рельефообразующей направленности флювиальных процессов, являются тектонические (с которыми связаны наиболее существенные изменения продольных уклонов рек), климатические (изменения климата существенно отражаются как на водности рек, так и на интенсивности денудации) и, наконец, литолого-петрографические и структурные особенности геологического субстрата (которые обеспечивают определенные закономерности в распространении пород различной устойчивости).

Изменения литолого-петрографических и структурных особенностей могут быть легко установлены, и их определяющее влияние на направленность флювиального рельефообразования более или менее определенно поддается учету. На территории исследования эта задача облегчается монотонным и однообразным на больших расстояниях строением флишовой толщи верхоянского комплекса осадков.

Наиболее сложным, как заметил И. П. Карташов, является определение влияния климатических колебаний на изменение направленности флювиального рельефообразования. Особое затруднение вызывается тем, что колебания климатических условий влекут за собой сильные изменения как в режиме водных потоков, так и в интенсивности денудации. Установить же вновь возникшие соотношения рельефообразующих факторов бывает чрезвычайно затруднительно (Карташов, 1957). Это особенно относится к восстановлению причин изменения характера рельефообразования в прошлые геологические эпохи. По сути дела, о сменах различных тенденций в рельефообразовании в отдаленные от наших дней эпохи можно судить лишь по наблюдениям за изменяющимися чертами рельефа.

сохранившегося с того времени. Причины же возникновения в далеком прошлом одного и того же рельефа могут быть самыми разнообразными и остаются далеко не познанными.

Несколько лучше обстоит дело с выявлением причин изменения характера рельефообразования на различных участках земной поверхности в недалеком прошлом (например, в конце позднечетвертичной эпохи) и особенно современной земной поверхности. На сравнительно небольшой территории бассейна верховьев Колымы анализ облегчается тем, что за такое сравнительно короткое время существенных изменений климатических условий не наблюдалось. Изучение структурно-литологических особенностей территории, которые на больших расстояниях остаются тождественными, показало, что большей частью изменение флювиального рельефообразования при переходе с одних участков долин на другие обусловлено переменами неотектонического режима в пределах различных блоков.

Ниже мы остановимся на том, как изменения неотектонических условий влияет на формирование продольного и поперечного профилей долин, а также на изменение мощности аллювиальных отложений.

Особенности продольных профилей рек. При однообразном литологическом строении коренных пород на большей части рассматриваемой территории и однотипных климатических условиях, казалось бы, можно ожидать плавного выполаживания продольных профилей рек от верховьев к устьям. Однако изучение продольных профилей показывает, что строение их очень часто бывает осложнено участками, на которых продольные уклоны значительно возрастают, и участками, характеризующимися заметным уменьшением продольных уклонов (Кашменская, 1964). Таковы, например, выступы на продольном профиле р. Берелех вблизи впадения в него рек Солоколох и Сагыл (рис. 11) и еще более выразительные выступы на продольном профиле р. Хинике в верхней и нижней трети ее течения (рис. 12). На этих же профилях явно выделяются места с сильно выполаживающимися профилями, такие, как участок выровненного профиля р. Берелех в месте впадения р. Мальтыкыл (см. рис. 11) и участок выровненного профиля р. Хинике, расположенный выше впадения р. Иерогыл (см. рис. 12).

На рис. 11, 12 приводятся только два продольных профиля, однако нужно сказать, что реки с подобными продольными профилями в бассейне верховьев р. Колымы являются преобладающими. Неуравновешенность профилей, частые и быстрые

перепады продольных уклонов в условиях сравнительно однообразного геологического строения бассейна, несомненно, свидетельствуют о различных неотектонических режимах рельефообразования на различных участках единых речных систем.

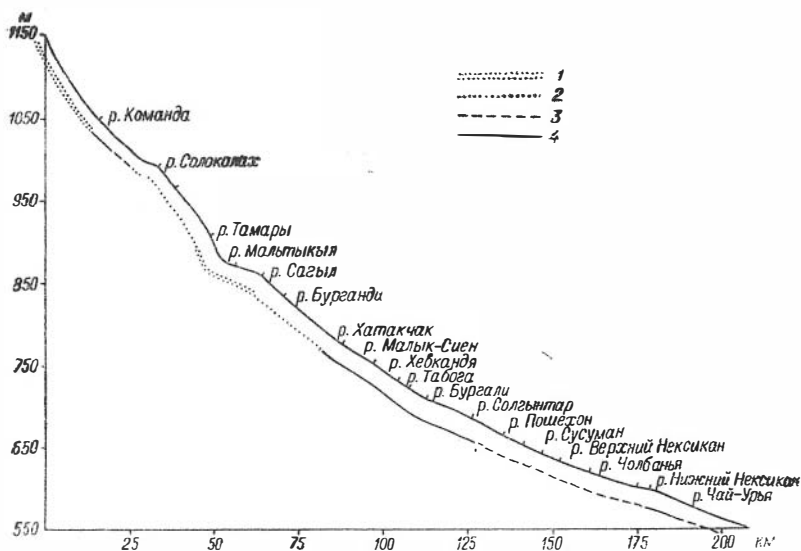


Рис. 11. Продольный профиль р. Берелех, построенный Э. Л. Якименко. Нижняя линия схематично показывает участки различной мощности аллювия по длине реки.

Мощность аллювия (м): 1 — >40; 2 — 25—40; 3 — 15—25; 4 — <15.

Второй характерной чертой продольных профилей рек бассейна верховьев р. Колымы является их общая значительная крутизна. Продольные уклоны рек колеблются от 2 до 8—10 м/км. Однако не следует думать, что такое большое падение рек всегда соответствует их врезанию. В этом легко убедиться, если проанализировать морфологические особенности долин в местах крутых падений рек. Широкое распространение низких террас, а также другие признаки свидетельствуют о том, что во многих случаях наблюдается, скорее, процесс расширения долин (Карташов, 1957а), указывающий на равновесный характер продольного профиля. Большая крутизна продольных профилей равновесных долин в горных странах объясняется тем, что равновесие между поступлением повы-

шенного количества обломочного материала со склонов и выносной способностью водотока смежной долины может наступить только при большом уклоне продольного профиля этого водотока, обеспечивающем его большую скорость.

Особенности изменения мощности аллювия. Различные режимы флювиального рельефообразования на разных участках единых рек, возникновение которых подчинено не столько законам естественного развития речных долин, сколько дифференцированным неотектоническим движениям, обуславливают «незакономерные» колебания мощности аллювия вдоль долин (рис. 13).

Это вполне естественно, так как для участков долин с врезающимися реками характерны пониженные, для участков долин с реками, накапливающими аллювий, — повышенные и для равновесных участков долин — нормальные мощности аллювия.

Правда, до сих пор не существует теоретического обоснования конкретного выражения нормальной мощности аллювия, ее цифровое определение — дело будущего. Однако уже сейчас достаточно хорошо изучен ряд закономерностей строения аллювия нормальной мощности (Билибин, 1956; Шанцер, 1951; Карташов, 1957а) и имеется большое количество эмпирических данных, по которым можно, хотя и со значительной долей условности, считать нормальные мощности в каждом конкретном случае приблизительно установленными. В некоторой степени изучены и общие закономерности в распределении аллювия вдоль долины, отклонения от которых при геоморфологических исследованиях сразу обращают на себя внимание.

В бассейне верховьев р. Колымы очень часто вместо закономерного возрастания мощности аллювия от истоков к устью, которое можно было бы ожидать в случае сохранения реки на всем протяжении динамического равновесия, наблюдаются резкие скачки в мощностях аллювия вдоль речных долин. Это явление замечено в начале пятидесятых годов А. И. Поповым и О. В. Кашменской среди рек берелехского бассейна

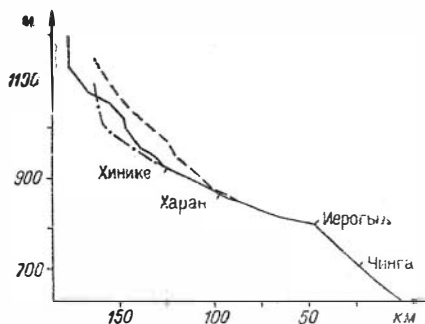


Рис. 12. Продольный профиль р. Хинике (сплошная кривая) с притоками Булунга (пунктирная) и Сюр (пунктир с точками), построенный Э. Л. Якименко.

и, в частности, на самой р. Берелех. На рис. 11 видно, как меняются мощности аллювия по долине р. Берелех, на протяжении которой можно выделить несколько участков, характеризующихся резко отличной мощностью аллювия.

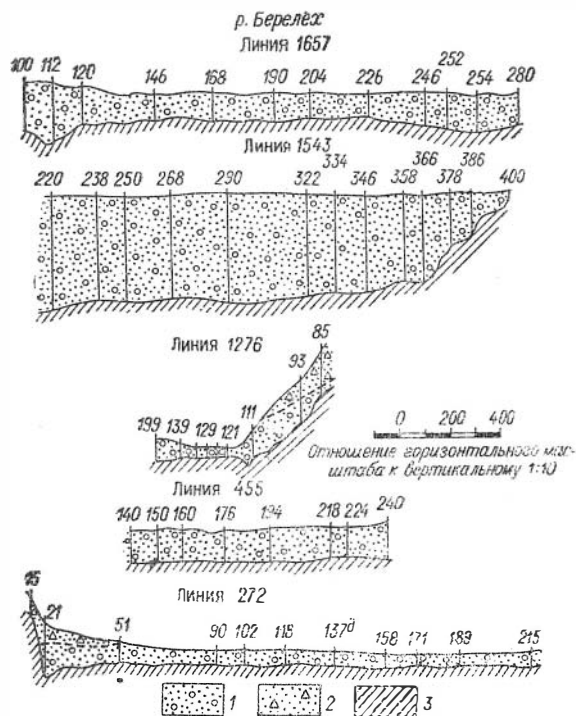


Рис. 13. Ряд поперечных профилей долины р. Берелех, иллюстрирующий незакономерное изменение мощности аллювия вдоль долины сверху вниз.

1 — аллювий; 2 — делювиально-солифлюкционные отложения; 3 — коьоль коренных пород — геосинклиналиных осадков верхоянского комплекса. Номера шурфовочных линий возрастают вверх по течению.

На основании геологического анализа бассейна р. Берелех можно утверждать, что литологическое строение, быть может, и сказалось на мелких колебаниях мощностей аллювия, но изменение мощностей в пределах выделяемых участков с литологией не связано.

Указанные изменения в мощности не могут быть объяснены и увеличением многоводности реки, связанным с впадением крупных притоков. Так, в месте впадения одного из наиболее крупных притоков — рч. Малык-Сиена — и ниже по течению р. Берелех есть участок с мощностью аллювия всего 2—3 м.

Изменение мощности аллювия вдоль долины р. Берелех главным образом вызвано тем, что эта долина, пересекая территорию с северо-северо-запада на юго-юго-восток, проходит через ряд участков неотектонических движений, различных по амплитуде. Это указывает на крайнее неуравновешенный режим флювиального рельефообразования в бассейне р. Берелех (Кашменская, 1964а).

Сходные условия наблюдаются и на многих притоках р. Берелех. Можно с достаточной уверенностью предполагать, что это явление характерно для всей горной части р. Колымы и, по-видимому, для большинства горных районов, основные особенности тектоно-геоморфологического развития которых, естественно, имеют много общего. Так, например, изменения в мощностях рыхлых отложений в связи с блоковыми дифференцированными движениями установлены в Восточном Забайкалье (Мирчинк, 1960) и в Ленском золотоносном районе (Казакевич, 1960).

О неуравновешенности режима флювиального рельефообразования свидетельствуют также такие, подробно описанные в 1958 г. О. В. Кашменской, явления, как изменения характера террас вдоль долин, асимметричное строение меридионально ориентированных долин, несовпадение в плане древнего и современного русла одного и того же водотока, причем древние русла часто оказываются погребенными.

Блоковыми движениями объясняются также многократные изменения ширины долин. Четко видное чередование суженных и расширенных (часто сильно расширенных) участков придает большое своеобразие строению речных долин бассейна верховьев р. Колымы. В пределах суженных участков сравнительно узкая полоска дна долины, занятая поймой и низкими надпойменными террасами, ограничена крутыми склонами, почти лишенными террас.

Широкие участки долин, по сути дела, образуют межгорные флювиальные равнины, часто плоские и заболоченные, вытянутые по простираанию реки или близкие к изометричным. Ширина таких равнин может достигать 20 км. Эти флювиальные равнины представлены поймами, низкими надпойменными и 25—50-метровыми террасами. Сложены они верхнечет-

вертичными и более молодыми (до современных включительно) аллювиальными отложениями нормальной или (в пределах межгорных впадин) повышенной мощности. В межгорных впадинах отложения флювиальных равнин могут подстилаться более древними озерно-аллювиальными отложениями (как, например, в Худжахской и Хиникенской впадинах), а также заключать в себе более или менее значительную примесь отложений прилегающих склонов.

При тождественности структурно-литологических особенностей суженных и расширенных участков образование суженных участков, характеризующихся преимущественным врезанием рек, может быть объяснено преобладающим относительным неотектоническим поднятием. Расширенные же участки долин приурочены к блокам такого неотектонического режима, который обеспечивает сравнительно долговременное развитие флювиального рельефообразования при состоянии динамического равновесия.

Нужно сказать, что для бассейна верховьев р. Колымы также характерны изменения ритма и направленности дифференцированных движений внутри отдельных блоков во времени. Вот почему стадии расширения долин часто сменяются стадиями врезания рек или погребением дна долин под новыми порциями аллювиальных и склоновых отложений. В первом случае в расширенных участках образуется серия речных террас, во втором — формируются поверхности аллювиальных равнин межгорных впадин.

История образования долинной сети

После выхода изучаемой территории из-под уровня моря на ее поверхности зародилась и начала свое развитие речная сеть. В периоды замедления тектонического поднятия, когда были широко распространены процессы выравнивания, реки выработывали очень широкие долины; в периоды же возростания тектонической активности основной запас своей энергии реки расходовали на углубление долин.

Если учесть, что на изучаемой территории следы поверхностей выравнивания первых двух эпох сохранились очень плохо, то легко можно представить, что выделение на них участков древних долин чрезвычайно затруднительно. Фрагменты речных долин доплиоценового времени до сих пор достоверно неизвестны.

Более поздние реликты древней речной сети встречаются в виде отдельных, часто несопоставимых обрывков высоких

террас, вероятно, образованных во время позднечетвертичного-раннечетвертичного вре́зания. Кроме того, днища речных долин определенно существуют на низкогорной поверхности выравнивания, которая в современном рельефе сохранилась наиболее полно и с которой связаны следы среднечетвертичного оледенения. Правда, фрагменты речных долин, синхронные по времени образования поверхности низкогорного яруса рельефа, в большинстве случаев также устанавливаются с большим трудом. Так, в местах расширения низкогорной поверхности выравнивания границы древних долин почти не выражены в рельефе. И тем не менее во многих случаях существует возможность установления общих очертаний речной сети начала среднечетвертичного времени.

На геоморфологической карте, выполненной автором в 1959 г., отчетливо видно, что в это время, так же как, по-видимому, и в предыдущие эпохи, бассейн верховьев р. Колымы имел заметно меньшие размеры, поскольку значительные его части принадлежали бассейну крупного правого притока р. Индигирки — р. Нере. Истоки р. Неры начинались в расширенной части низкогорной поверхности выравнивания, расположенной в верховьях р. Хинике. Нужно заметить, однако, что самые истоки р. Хинике, как и верховья ее левого притока — р. Булунги, несли свои воды на юг, в сторону современной р. Кулу. Крупная долина, которую можно назвать пра-Тымтеем, из верховьев р. Хинике проходила через Хиникенскую впадину по междуречьям левых притоков р. Элик в верховья р. Аян-Урях, а затем далее сливалась с широкой долиной, расположенной где-то в пределах современной притымтейской правобережной равнины.

Возможно, в эту протяженную водную магистраль находили выход такие реки, которые участвовали в создании широких выровненных пространств низкогорного яруса, расположенных на междуречьях Аян-Урях — Хинике и Аркагала — Адыгалах. Если это предположение верно, то место слияния предполагаемых долин могло находиться вблизи широтного участка современной долины р. Аян-Урях, расположенного между устьями его притоков Элик и Адыгалах.

В современном рельефе сохранились отчетливые следы истоков древней долины р. Худжах в верховьях р. Кадыкчан. Эта древняя долина прослеживается по выровненным участкам низкогорного яруса, расположенным на левобережье р. Контрандья. Можно предполагать, что она имела довольно протяженные левые притоки, соизмеримые, например, с современной долиной р. Бургаг (левый приток р. Худжах). В та-

ком случае прадолины правых притоков р. Аркагалы (Хакчан, Джавджуганджа, Тал-Юрях и Хевкачан) могли представлять собой верховья этих левых притоков древней долины р. Худжах.

Бассейн р. Берелех во время формирования низкогорной поверхности выравнивания в главных чертах был, вероятно, сходен с современным. Разве только р. Оханджа, врезанная в одноименный горный массив, принадлежала речной системе, расположенной северо-восточнее и субпараллельно цепи Чьорго и массиву Оханджа. Кроме того, неясно соотношение с речными системами самих верховьев р. Берелех до участка Верхне-Берелехской впадины включительно. В современном рельефе не сохранилось следов речной деятельности, по которым более или менее уверенно можно было бы судить о принадлежности этой части р. Берелех либо к бассейну р. Неры, либо к бассейну р. пра-Берелех. В равной степени правомерно и то и другое предположение.

Более молодые реликты речной сети приурочены к уровню террас высотой 25—50 м, с которым было связано позднечетвертичное оледенение. Днища долин среднечетвертичных рек в то время были на 150—200 м выше уровня днищ долин позднечетвертичной сети. Во время позднечетвертичного межледникового врезания произошла значительная перестройка речных систем, в результате которой рисунок речной сети второй половины позднечетвертичной эпохи сильно отличался от рисунка среднечетвертичной речной сети и в то же время значительно приближался к рисунку современных рек.

Прежде всего, бассейн верховьев р. Колымы сильно расширился за счет присоединения к нему рек, входивших ранее в систему р. Индигирки. Большая часть вод пра-Тымтея, вероятно, была перехвачена агрессивно растущими верховьями р. Колымы и начала спускаться на юго-восток в бассейн р. Колымы. Так в главных чертах образовалась новая крупная вершина р. Колымы — р. Аян-Урях, которая на значительном протяжении осталась без изменения до наших дней. Последующей перестройке подверглись лишь ее притоки, стекающие с хр. Сарычева. Правда, водосбор р. Аян-Урях был несколько меньшим по сравнению с современным. Самая вершина этой реки — Аян-Петля — в то время являлась одним из истоков р. Тымтей. Кроме того, верховье р. Хинике со значительной частью ее левого притока — р. Булунги, как и в среднечетвертичное время, принадлежали бассейну р. Кулу.

Сокращение бассейна р. Индигирки произошло также и в результате присоединения к бассейну р. Аркагалы значитель-

ной части верховьев р. Худжах с его правыми притоками, названными выше.

Таким образом, представляется, что долина р. Аян-Урях в очертаниях, близких к современным, является образованием сравнительно молодым. Во всяком случае, верховья этой долины и притоки Хинике и Эелик вошли в р. Аян-Урях как составные части не ранее начала позднечетвертичного времени.

По-другому обстоит дело с долиной р. Берелех. Можно предполагать, что основные направления стока главной долины р. Берелех определены значительно ранее: не позднее ранне-среднечетвертичного времени. С тех пор эта река не меняла своего направления.

Как и для более раннего времени, неясно положение самой верхней части долины р. Берелех, дренирующей Верхне-Берелехскую межгорную впадину и состоящей из нескольких вершин р. Берелех: рек Левый Мимкичан, Мимкичан, Большой и Малый Мальдяки и Команда. Тот факт, что позднечетвертичная терраса, широко распространенная в пределах Верхне-Берелехской впадины, резко обрывается ниже по течению р. Берелех, где он течет в узкой крутосклонной долине, лишенной всяких террас, делает возможным предположение, что все перечисленные вершины р. Берелех могли в позднечетвертичное время иметь иной выход. Это предположение, казалось бы, подтверждается наличием открытой долины из системы р. Берелех в систему р. Неры по долинам рек Команды и Мукэлкэна. Сомнение в таком направлении стока может возникнуть из-за того, что позднечетвертичная терраса в средней части р. Мукэлкэн также заметно сужается. Существование этого суженного участка заставляет сомневаться в том, что р. Мукэлкэн в позднечетвертичное время была значительно более многоводной за счет принятия ряда потоков, входящих ныне в р. Берелех. Этот вопрос, вероятно, пока следует оставить нерешенным.

Формирование современного рисунка речной сети произошло уже после позднечетвертичного оледенения. Для этого времени продолжало оставаться характерным расширение бассейна верховьев р. Колымы за счет бассейна р. Индигирки и перестройка отдельных частей долин. Наступление р. Колымы на водосборные площади р. Индигирки отчетливо наблюдается и теперь, о чем можно судить по существованию многочисленных неуравновешенных водоразделов между их истоками.

В результате наиболее поздней перестройки речной сети образовалась серия покинутых долин, сосредоточенных на определенных участках. Эти древние долины представляют значительный интерес, так как аллювиальные отложения, участвующие в их строении, еще мало затронуты денудацией. В некоторых же случаях аллювий древних долин является золотоносным.

Приуроченность большинства древних долин этого возраста к местам, испытавшим оледенение, и морфология их позволяют думать, что причиной перераспределения позднечетвертичной речной сети послужило оледенение. Лишь небольшое количество перестроек обусловлено изменением характера блоковых движений.

В результате позднечетвертичного оледенения некоторые участки речных долин были заполнены ледниковыми отложениями. Водные потоки искали выход в других местах, прокладывая новые русла, а затем формируя новые долины. Старые долины, погребенные под ледниковыми отложениями, превращались в междуречья. Речные потоки выбирали направления, соответствующие линиям наименьшего сопротивления горных пород размыву. Очень часто таковыми оказывались расположенные поблизости зоны тектонических нарушений, к которым и приспосабливались новые русла рек.

Ледники хр. Черского в пределах рассматриваемой территории обусловили перестройку речной сети на двух участках: Малык-Сиенском и Верхне-Берелехском. Ледники хр. Сарычева вызвали перестройку речных долин на Верхне-Хиникенском, Булунга-Мандыченском, Эелик-Марьяканском, Тымтей-Аян-Уряхском, Арга-Юрях-Онгкачанском и Средне-Хиникенском участках (рис. 14).

Наиболее сложным является Малык-Сиенский участок перестроенных долин, охватывающий Малык-Сиенскую впадину, а также прилегающие к ней горы и долину р. Берелех. Здесь перестройка речных долин была вызвана тем, что Малык-Сиенская впадина и прилегающая территория в позднечетвертичное время особенно сильно подверглись воздействию ледниковых процессов. В эту впадину спускались мощные ледники, которые переполняли ее и через пониженные места горного обрамления переваливали за пределы впадины. Реки, стекавшие в Малык-Сиенскую впадину, погребались под мощными ледниками и ледниковыми отложениями.

Этот участок включает реликты многих древних долин, часть из которых с трудом поддается выявлению на местности. Можно уверенно сказать, что современная р. Малык-Си-



Рис. 14. Схема распространения реликтовых позднечетвертичных межледниковых долин.

Цифрами показаны участки наиболее значительных перестроек: I — Мальк-Сиенский, II — Верхне-Берелехский, III — Верхне-Хиникенский, IV — Арга-Юрях-Онгкачанский, V — Средне-Хиникенский, VI — Булунга-Мандыченский, VII — Элик-Марьяканский, VIII — Тымтей-Аян-Уряхский.

1 — участки древних долин; 2 — предполагаемые участки погребенных долин; 3 — древние водоразделы; 4 — предполагаемые древние водоразделы; 5 — озера.

ен и ее притоки образовались после позднечетвертичного оледенения, о чем свидетельствует строение их долин. Река Малык-Сиен, вытекая из одноименного озера, трижды пересекает дугообразные конечные морены колоссальных размеров, которые погребли под собой позднечетвертичный доледниковый рельеф Малык-Сиенской впадины. Строение долины свидетельствует о чрезвычайной молодости этой реки: в сущности, не сформировано еще ни одной террасы, несмотря на большую ее многоводность.

Притоки р. Малык-Сиен в пределах впадины приспособляются к современному рельефу морен и тоже характеризуются чертами очень молодых долин. Так, например, р. Кюрбелях — правый приток р. Малык-Сиен, заложена по внешнему краю дугообразного вала краевой морены. Другие притоки р. Малык-Сиен также полностью или частично приспособляются к характерным неровностям ледникового рельефа позднечетвертичного времени. При этом направления доледниковых и послеледниковых долин в большинстве случаев не совпадают.

Восстановление рисунка древней речной сети в пределах Малык-Сиенской впадины исключительно сложно. Даже самый детальный анализ рельефа впадины и прилегающих гор не позволяет точно определить направления погребенных речных долин. Без дополнительных буровых и геофизических исследований погребенный рельеф устанавливается лишь предположительно, с той или иной степенью достоверности, а отдельные участки погребенных долин определяются весьма условно.

Поскольку бассейн верховьев р. Колымы в большей или меньшей степени золотоносен почти полностью, предварительное установление предполагаемых контуров древних долин является чрезвычайно важным. Оно позволяет сосредоточить горные работы на наиболее перспективных участках, что приводит к значительной экономии средств.

До позднечетвертичного оледенения прарека Малык-Сиен могла либо находиться в центре широкой Малык-Сиенской впадины, либо прижиматься к склону, ограничивающему впадину с юго-востока. Эта река, по-видимому, имела асимметричный бассейн: ее притоки, стекающие с Бурганди — Малык-Сиенского междуречья, были значительно длиннее тех притоков, которые размывали крутой склон, отделяющий Малык-Сиенскую равнину того времени от среднегорного пьедестала цепи Чьорго.

Все притоки, стекавшие с Бурганди — Малык-Сиенского междуречья, скорее всего, имели направления, близкие к суб-

широтным или юго-восточным. О субширотной ориентации рек свидетельствуют очертания сохранившихся участков древних долин на правом берегу р. Кюрбелях, не охваченном Малык-Сиенским ледником. Эти три древние долины почти вкрест простираются поочередно пересекаются р. Кюрбелях, характеризующейся здесь разнородными участками долины: то широкими, не соответствующими водотоку, то узкими со всеми признаками долин прорыва.

О юго-восточном направлении долин свидетельствует также простирающееся открытой долины, расположенной на Бурганди — Малык-Сиенском междуречье, которая, возможно, в позднечетвертичное время являлась средним участком р. Бурганди, впадающей в р. Малык-Сиен.

Не вполне ясно, в каком направлении текла сама р. Малык-Сиен. Она могла впасть в р. Берелех, но не исключена возможность, что ее направление было обратным современному, и р. Малык-Сиен относилась к бассейну р. пра-Мылги, с которой она соединялась через р. Обдру. Если справедливо первое предположение, то устье пра-Малык-Сиен находилось выше современного, приблизительно около 15—18 км. Место же современной притусьевой части р. Малык-Сиен занимала долина р. Берелех, ныне погребенная под краевой мореной позднечетвертичного Малык-Сиенского ледника.

Воды подпруженного Берелеха нашли выход, используя открытые долины боковых притоков Хатакчана и Сарга-Юрьи. Так образовался эпигенетический участок долины Берелеха, почти рядом с которым, немного северо-восточнее, находится древняя долина этой реки, обратившая на себя внимание многих исследователей, первыми среди которых были Д. М. Шаньгин и А. А. Терновский.

Влияние Малык-Сиенского ледника сказалось также на изменении направлений левых притоков Берелеха, текущих с Бургандинского массива в Талонскую впадину. Эти притоки, вероятно, имели юго-восточное направление и впадали не в р. Бурганди, которой здесь в то время не было (несколько севернее она, по-видимому, поворачивала в Малык-Сиенскую впадину), а непосредственно в Берелех.

Перераспределение речного стока на Верхне-Берелехском участке было вызвано тем, что часть речной долины р. Левый Мимкичан, которая включала в себя и верховья р. Бурганди с ее притоком Перевальным, была заполнена ледниковыми отложениями. Новая р. Бурганди, образование которой последовало за отступанием Малык-Сиенского ледника, обладала заметно большей энергией, чем верховья р. Бе-

релех, теряющиеся среди ледниковых отложений Верхне-Берелехской впадины. Это обусловило перехват, после которого верховья р. Левый Мимкичан стали принадлежать р. Бурганди.

Выше предполагалась возможность стока вод, дренирующих Верхне-Берелехскую впадину позднечетвертичного времени, в долину р. Худжах через р. Мукэлкэн. После отступления Мукэлкэнского ледника сток вод через р. Мукэлкэн был, вероятно, затруднен в связи с загромождением приустьевой части долины р. Мукэлкэн ледниковыми отложениями. К этому времени, возможно, и относится присоединение к бассейну Берелех речных потоков Верхне-Берелехской впадины.

Очень сложным участком перестройки речной сети, вызванной деятельностью позднечетвертичных ледников хр. Сарычева, является Верхне-Хиникенский. Очевидно, что р. Хинике, выходя из Хиникенского озера и резко изменяя свое направление с северного на северо-восточное, протекает по молодой долине, возникшей уже после позднечетвертичного оледенения. В сущности, этот участок долины, простирающийся почти до устья правого притока Сюр, представляет типичную сквозную долину с крутыми склонами и резко невыработанным продольным профилем, образованную в результате перестройки речной сети. Морфологические особенности рассматриваемого сквозного участка не имеют ничего общего с остальными частями р. Хинике, расположенными выше и ниже по течению. Правильнее было бы называть истоками р. Хинике ее правый приток — Сюр, так как геоморфологические особенности долин Хинике и Сюр едины. Самые же верховья р. Хинике до последнего оледенения принадлежали бассейну р. Кулу и входили в протяженную долину, начало которой находилось значительно севернее — в хр. Сарычева. Водораздельная линия между бассейнами рек Аян-Урях и Кулу в этом месте отсекала не только верховья р. Хинике, но также и значительную часть р. Булунги с ее притоками (см. рис. 14). И снова причиной перестройки речных систем послужило, вероятно, затруднение стока на юг, вызванное отложением ледниковых осадков, возможно большой мощности, вблизи Хиникенского озера.

По аналогичным причинам произошла смена направления течения р. Арга-Юрях на Арга-Юрях-Онгкачанском участке. До позднечетвертичного оледенения верховья рек Арга-Юрях и Беленга представляли истоки р. Онгкачан. Таким образом, пра-Онгкачан по длине была вполне сопоста-

вима с расположенной рядом р. Харан (так же, как и Онгкачан, правый приток р. Хинике). Долинные ледники, спускавшиеся с горного массива Харан по притокам пра-Онгкачана, оставили в этой древней долине ледниковые образования. Сосредоточенные в приустьевых частях рек Беленга и Тарын, эти образования дважды перегородили долину пра-Онгкачана, облегчив агрессивно наступающим рекам Арга-Юрях и Нерога возможность речных перехватов.

Очень интересен Средне-Хиникенский участок перестроенной речной сети, большая часть которого представлена Хиникенской впадиной. Не вызывает сомнения факт, отмечаемый всеми работающими в этом районе исследователями, что р. Хинике ниже впадения в нее рек Мандычен и Онгкачан текла не в северо-восточном направлении, как теперь, а прямо на север до слияния с долиной р. Эелик. Эта древняя долина р. Хинике до сих пор прекрасно выражена в рельефе, несмотря на то, что она загромождена ледниковыми отложениями, вероятно, немалой мощности.

Гораздо менее ясны очертания долин позднечетвертичных межледниковых рек, протекавших по самой Хиникенской впадине, отложения которых погребены под мощной толщей ледниковых осадков. Представляется, что их направления могли существенно отличаться от направлений современных притоков р. Хинике, расположенных в пределах Хиникенской впадины. Можно допустить, что реки, дренировавшие в то время Хиникенскую впадину, являлись притоками пра-Хинике и впадали в древнюю Хинике-Эеликскую долину. Следовательно, они текли с юго-востока на северо-запад, почти вкрест простираения современных правых притоков р. Хинике. Приустьевые части притоков пра-Хинике, вероятно, располагались на месте р. Бурэнджи (левый приток р. Хинике) и где-то вблизи поворота р. Хинике в Хиникенскую впадину. Таким образом, наиболее перспективным простираением **поисково-разведочных буровых линий**, задаваемых с целью выявления погребенной позднечетвертичной речной сети Хиникенской впадины, является северо-восточное.

Начало образования стока р. Хинике в направлении, близком к современному, относится, по-видимому, ко времени таяния позднечетвертичных ледников. Сначала мощным льдом, а затем ледниковыми образованиями был прегражден сток вод из Хиникенской впадины и освобождающейся из-под льда верхней части р. Хинике через древнюю **Хинике-Эеликскую долину**. Подпруженные воды нашли выход в другом месте, через современную нижнюю часть долины р. Хинике. Здесь, ве-

роятно, существовал приток р. Аян-Урях, мало отличавшийся по длине и морфологии от других, соседних с ним, притоков Чагачаннах, Беличан, Соготох. Речной перехват был облегчен тем, что этот приток, впадая в р. Аян-Урях значительно ниже по течению, чем древняя долина Хинике-Эелик, обладал ощутимо большой эрозионной энергией.

На описании этих наиболее интересных участков перестройки речной сети, которой способствовало влияние позднечетвертичных ледников, можно остановиться. Расположение остальных участков показано на рис. 14. Изучение взаимоотношений покинутых речных долин и ледниковых образований свидетельствует о большой роли ледников в создании современного рисунка речной сети (ср. рис. 14 и 8).

Как уже говорилось, в бассейне верховьев р. Колымы, кроме древних долин, возникших под влиянием ледниковой деятельности, имеются древние долины, существование которых обусловлено перехватами, осуществленными в результате изменения местных неотектонических или физико-географических условий.

Такие перестройки речной сети немногочисленны, и изменения, внесенные ими в рисунок рек с позднечетвертичного времени, несущественны. В результате проявления неотектонических движений, например, верховья р. Бургаг (приток р. Худжах) принадлежат теперь р. Бургагы (приток р. Тымтей), а верховья самой р. Бургагы (система Индигирки) перехвачены р. Адыгалах (система Колымы).

Можно перечислить несколько перехватов, осуществленных более короткими притоками, обладающими большей энергией врезания. Достоянием этих коротких притоков становятся встречающиеся на их пути долины более длинных притоков этой же водной системы. Это наблюдается, например, в бассейне р. Берелех при перехвате коротким его притоком р. Солоколох, при перехвате руч. Топким верховьев р. Мальдяк, правым притоком р. Сусуман — левого притока р. Берелех, правыми притоками р. Чолбаньи — древней долины р. Чолбаньи, которая когда-то была левым притоком р. Берелех и др. Аналогичные явления происходили и в бассейнах других рек. Например, при выходе р. Хинике в долину р. Аян-Урях ее короткие правые притоки по частям перехватили более длинный правый приток р. Аян-Урях, параллельный р. Хинике; правый приток р. Тымтей перехватил левый приток р. Бургаг, левые притоки р. Бургаг перехватили более длинный левый приток р. Худжах. Существуют и другие примеры, менее значительные.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Определение и главные типы склонов

Денудационный генетический тип рельефа полностью объединяет многочисленные формы склонов, образованные комплексом процессов склоновой денудации, состоящим из обвально-осыпных процессов, медленного плоскостного сползания (крипа, десерпции), течения грунтовых масс (солифлюкции) и плоскостного склонового (неруслового) смыва (делювиального смыва). Необходимость объединения всех форм склонов в один генетический тип рельефа ясно и убедительно сформулирована И. П. Карташовым (1963а). Она продиктована неразрывным генетическим единством всего комплекса склоновых процессов, их тесными взаимосвязями и постоянными переходами, из-за чего часто бывает практически невозможно отличить один склоновый процесс от другого.

Рассмотрение разнообразных склонов — как генетически единого типа рельефа — подготовлено многочисленными работами по геоморфологическому картографированию, основанному на принципе выделения генетически однородных форм и элементов рельефа. Как бы ни были разнообразны происхождение и морфология различных склонов, на геоморфологических картах, построенных по «генетическому принципу», все они объединяются в единую группу форм, противопоставляемую флювиальным формам рельефа.

Противопоставление рельефообразующей деятельности рек и склоновой денудации обсуждалось уже на Геоморфологической конференции 1941 г., созванной Институтом географии Академии наук СССР (Пиотровский, 1948). В наиболее завершенном виде генетическое единство всех склоновых процессов определено в работе Е. В. Шанцера (1966), в которой удачно показана роль склоновой денудации как единого фактора в преобразовании земной поверхности. «Несмотря на большое разнообразие частных форм склоновой денудации, их объединяет сходная роль в историко-геологической эволюции лика суши. Все они образуют группу явлений так называемой площадной денудации, конечным результатом которой является выравнивание рельефа, сглаживание его контрастов. Все они приводят в то же время к смещению продуктов выветривания и разрушения горных пород лишь на очень небольшое расстояние, к ближнему их переотложению, не сопровождающемуся большой механической дифференциацией материала. Наконец, все возникающие в результате отложения обладают

общими особенностями формы залегания, они образуют хотя и несколько различные морфологически, но всегда прислоненные к склонам и частично перекрывающие их нижние части нагромождения и шлейфы. Иными словами, место всех склоновых процессов и отложений в общей картине глиптогенеза суши принципиально одно и то же по их рядовому положению на путях миграции вещества и по значению в истории рельефа и осадкообразования» (стр. 54).

Различные склоны в бассейне верховьев р. Колымы составляют большую часть земной поверхности. В некоторых случаях они почти одни определяют характер горного ландшафта, так как другие формы и элементы рельефа имеют крайне ограниченное распространение.

Основные, упомянутые выше формы склоновой денудации (обвально-осыпные процессы, медленное сползание, солифлюкция и плоскостной делювиальный смыв) определяют главные типы склонов.

Обвально-осыпные склоны — это очень крутые склоны, уклон которых приближается к углу естественного откоса, или даже превышает его (рис. 15). На них преобладают процессы осыпания обломочного материала и случаются небольшие горные обвалы. Однако последние не имеют самостоятельного морфологического значения, а крупные обвалы происходят чрезвычайно редко. Большей частью обрушение небольших глыб горных пород наблюдается на крутых обрывистых склонах, подмываемых реками. Во многих случаях такие обвалы происходят по трещинам отседания.

Осыпание обломочного материала на крутых склонах распространено более широко. Незначительное изменение объема или увлажнения рыхлого материала, а также небольшое механическое воздействие бывает достаточным для того, чтобы большие массы обломочного материала пришли в движение под влиянием силы тяжести.

Камне- и щебнепотоковые склоны (Спиридонов, 1952) наиболее распространены в бассейне верховьев р. Колымы. Крутизна этих склонов различна (рис. 16). Существуют камне- и щебнепотоковые склоны крутые, средней и малой крутизны. Склоны формируются вследствие процессов медленного массового сползания обломочного материала, часто в литературе именуемого крипом, а также вследствие десерпции (Мурзаева, Рыжов, 1962; Каплина, 1965). Сущность этого процесса заключается в том, что рыхлый материал, выведенный в результате изменения его объема из прежнего положения на склоне, вновь опускается несколько ниже своего первоначаль-

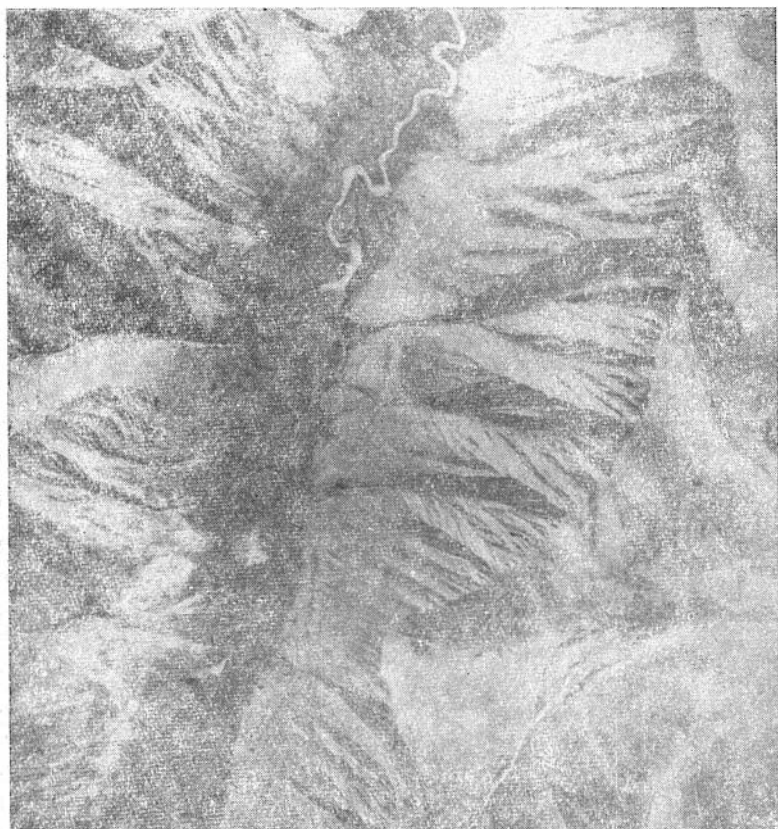


Рис. 15. ●чень крутые обвально-осыпные склоны. В устьевых частях борозд осыпания — конусы осыпания. В нижнем правом углу снимка камне- и щебнепотоковые склоны умеренной крутизны.

ного положения. И хотя объем может изменяться по разным причинам, перемещение рыхлых обломков вниз по склону происходит под влиянием силы тяжести. Поэтому массовое сползание обломочного материала обычно относится к гравитационным процессам.

В бассейне верховьев р. Колымы эта группа процессов в формировании склонов во многих случаях играет первостепенную роль. Процессы медленного массового перемещения материала описаны Д. А. Тимофеевым (1965), который наблюдал их в относительно сходных природных условиях Восточной Сибири.

Морфологическое выражение этого вида перемещения обломочных масс разнообразно и представлено каменными морями, курумами и скрытыми каменными потоками. Отличительная особенность массового сползания обломков заключается в том, что их движение, несмотря на небольшую скорость, все-таки недостаточно быстрое для того, чтобы обломки горных пород не успели разрушиться до размеров глинистых коллоидальных частиц. Величина обломков находится в тесной зависимости от литологических особенностей пород, слагающих склон, и от крутизны склона. Увеличение крутизны склонов и, следовательно, скорости сползания, проявляется в том, что при прочих равных условиях каменные потоки и россыпи становятся более крупнообломочными.

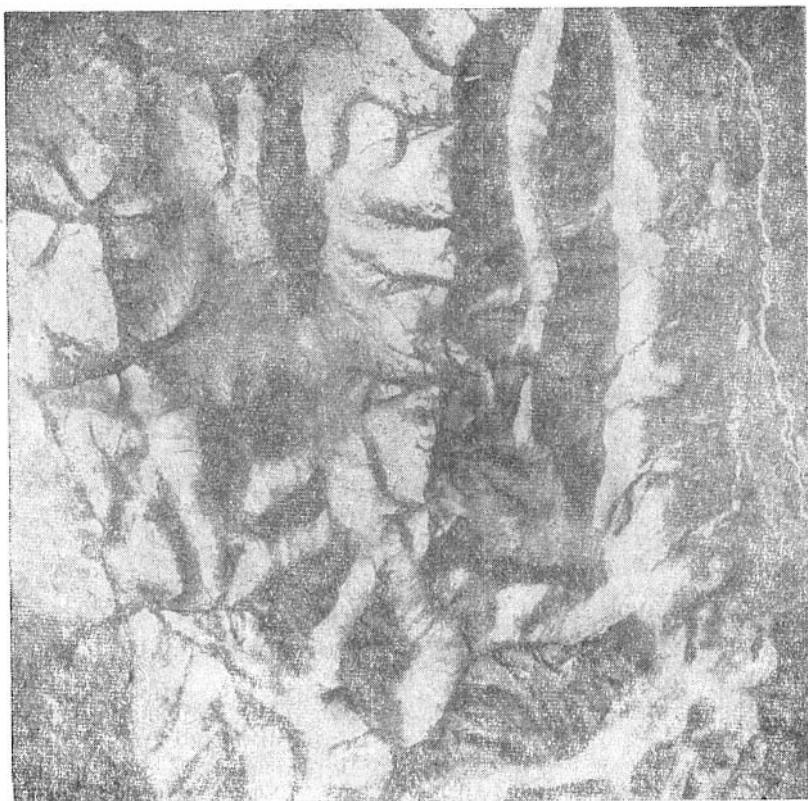


Рис. 16. Крутые камене- и щебенчотоковые склоны.

На пологих склонах в результате значительного замедления скорости движения массовое плоскостное сползание принимает качественно иные формы. Большая часть обломков горных пород, претерпевшая длительное воздействие процессов химического и физического выветривания, измельчается до размеров глинистых частиц. Образуются коллоидальные частицы, пустоты между обломками коагулируются, изменяется грунтовое увлажнение. Возникают условия для образования делювиально-солифлюкционных склонов.

Делювиально-солифлюкционные склоны в вер-



Рис. 17. Среднегорье с широким распространением делювиально-солифлюкционных пологих и очень пологих (шлейфов) склонов. Верхняя часть междуречий представлена камне- и щебенчотоковыми склонами средней крутизны.

ховьях р. Колымы представлены пологими и очень пологими склонами. Первые являются главным образом склонами делювиально-солифлюкционного сноса и транспортировки обломочного материала, а вторые представляют склоны делювиально-солифлюкционного накопления (делювиально-солифлюкционные шлейфы) (рис. 17).

На первый взгляд объединение делювиальных и солифлюкционных склонов может показаться неоправданным. И, действительно, процессы делювиального плоскостного смыва дождевыми и тальми водами и процессы солифлюкции относятся к различным классам денудации склонов и участвуют в ней независимо друг от друга. Однако оптимальные условия для проявления обоих процессов существуют только на пологих и очень пологих склонах, морфология которых в большинстве случаев полностью определяется совокупной деятельностью этих двух процессов. Выделение склонов, развитие которых было бы подчинено только одному какому-нибудь процессу, чрезвычайно затруднительно, и наоборот, представление о пологих и очень пологих склонах как о склонах, образованных при взаимодействии солифлюкции и делювиального смыва, кажется вполне достоверным. Объединение делювиально-солифлюкционных склонов совпадает с выделением Н. А. Шило (1956б) единой фации делювиально-солифлюкционных рыхлых отложений.

Склоновый смыв полно и всесторонне описан Е. В. Шанцевом (1966), к работе которого и отсылается читатель. Здесь же рассматриваются только некоторые особенности этого процесса. Смывание проявляется периодически: во время таяния снега и при выпадении дождей. Оно происходит как на крутых, так и на пологих склонах, но формы его в том и другом случае различны. На очень крутых склонах смывание идет более интенсивно вдоль путей осыпания, содействуя их разработке. Иногда в них образуются бурные дождевые потоки, превращающие тальвеги осыпания в глубокие рытвины. На крутых склонах, покрытых плащом камне-щебневых россыпей, дождевые и талые снеговые воды просачиваются в промежутки между отдельными обломками и собираются в нижней части рыхлого покрова, характеризующейся наличием гораздо большего количества мелкоземистого материала. Там начинается смывание мелких частиц, которое, пожалуй, правильнее назвать вымыванием (Билибин, 1956).

По-другому процесс смывания протекает на пологих склонах, где рыхлый покров содержит большое количество супесчаного и суглинистого материала. Здесь основное количество

атмосферных осадков стекает по поверхности склонов более или менее равномерным слоем в виде слабых струек, не сформированных в общий поток и образующих в плане сетчатый рисунок. Интенсивность смывания находится в прямой зависимости от количества атмосферной влаги, скатывающейся по поверхности склона за единицу времени.

Интенсивность склонового стока в климатических условиях Северо-Востока СССР бывает чрезвычайно большой из-за существования многолетнемерзлых пород. Располагаясь на очень небольшой глубине, не превышающей первых десятков сантиметров, многолетнемерзлые породы являются водонепроницаемым горизонтом. Значительная часть дождевых, а также талых снеговых вод, особенно образованных при бурном таянии снега, выпавшего при коротких, но обильных летних снегопадах, не может просочиться на большую глубину и сбрасывается в форме кратковременного, но весьма интенсивного склонового поверхностного стока. При этом со склонов сносится большое количество обломочного материала, который либо может быть полностью вынесен за пределы склона и превращен в аллювий прилегающей реки, либо может отложиться у подножья и увеличить объем делювиальной части склонового шлейфа.

В первом случае пологие основания склонов оказываются цокольными поверхностями, несущими маломощный покров рыхлых осадков, значительная часть которых является временной и переотлагается частично или полностью в период очередного интенсивного склонового смыва. Иными словами, нижние части склонов приобретают сходство с педиментами тропических семиаридных стран. Возможно, этот процесс играет немаловажную роль в образовании придолинных педиментов в бассейне верховьев р. Колымы.

В другом случае формирование шлейфов у подножья склонов, состоящих из измельченного рыхлого материала, в климатических условиях Северо-Востока СССР чрезвычайно способствует развитию процессов солифлюкции. В сущности, здесь солифлюкция становится главным типом движения рыхлого материала по склону, а сами делювиальные процессы в значительной степени подавлены.

Солифлюкция в бассейне верховьев р. Колымы распространена чрезвычайно широко. Солифлюкционные движения рыхлых масс находятся в наименьшей зависимости от крутизны склонов, чем делювиальное смывание. На крутых склонах, покрытых сплошным чехлом камне-щебневых россыпей, солифлюкционные движения выражаются в образовании соли-

флюкционных камне-щебневых оплывин, а также солифлюкционных камне-щебневых валов, иногда напоминающих моренные образования. Однако на этих склонах как солифлюкционные, так и делювиальные процессы имеют второстепенное значение: они в значительной степени подавлены процессами массового плоскостного сползания обломочного материала.

Солифлюкционное течение грунта поистине широко распространено на пологих склонах, где в рыхлых отложениях содержится большое количество супесчаного и суглинистого материала с примесью коллоидальных частиц. На этих склонах наблюдается все многообразие солифлюкционных форм рельефа, включающее солифлюкционные потоки, террасы, валы и шлейфы. Эти солифлюкционные формы неоднократно рассмотрены в литературе. Наиболее полное их описание с учетом новых материалов выполнено Т. Н. Каплиной (1965).

Выделение всех групп склонов облегчается тем, что они легко опознаются по свойственным каждой группе признакам на аэрофотоснимках (см. рис. 15—17).

Выше рассмотрено разнообразие простых склонов, для которых характерны одинаковая крутизна и единство рельефообразующих процессов, более или менее сопоставимых на всей поверхности склона. Простые склоны в бассейне верховьев р. Колымы распространены широко и представлены главным образом склонами камне-щебневого плоскостного сноса.

Кроме простых, существует большое количество сложных склонов, состоящих из участков простых склонов, соединенных между собой чаще всего постепенными переходами. Распространенным примером сложного склона является вогнутый склон, включающий крутой камне-щебнепоточковый участок, пологий участок делювиально-солифлюкционного сноса и очень пологий участок делювиально-солифлюкционной аккумуляции. Часто встречаются выпуклые сложные склоны, у которых более крутые части находятся внизу.

Закономерности сочетания склонов и причины, их определяющие

Сочетание различных склонов в подавляющем большинстве случаев играет определяющую роль в характере горных ландшафтов. И эти сочетания не бывают беспорядочными и случайными, а носят закономерный характер, проявляющийся в

том, что в пределах отдельных частей территории распространены главным образом одинаковые склоны.

Форма склонов в основном зависит от соотношения выносной способности реки (выноса)¹ и интенсивности поступления продуктов выветривания со склонов (сноса).

Когда выносная способность реки уравнивается количеством материала, поступающего со склонов, т. е. «когда процесс поступления обломочного материала в реку обычно уравнивается процессом превращения его в аллювий, который относится вниз по течению реки» (Ламакин, 1950), создаются условия, неблагоприятные для аккумуляции обломочного материала у подножья склона. На таких участках развитие делювиально-солифлюкционных шлейфов ограничено, преобладают прямые умеренной крутизны склоны камне-щебневого плоскостного сноса. Делювиально-солифлюкционные шлейфы образуются только в случаях значительной удаленности подошвы склона от русла реки, когда обломочный материал, поступающий со склона, не сразу уносится рекой, а вынужден еще пройти определенное расстояние по слабонаклонной поверхности поймы. Мощность отложений такого шлейфа не может превышать нормальную, а сам обломочный материал постоянно обновляется за счет поступления свежих порций со склона при выносе старых порций прилегающей рекой.

При выносной способности реки, недостаточной для выноса рыхлого материала, склон становится вогнутым, так как избыток этого материала скапливается у подножья склона в виде шлейфа. Чем ярче выражено пересыщение водотока, тем быстрее у подножья склона формируются шлейфы, тем большие мощности они имеют. В отличие от равновесных участков у пересыщенных водотоков шлейфы подножья образуются при постоянном погребении некоторой части поступившего ранее материала под новыми порциями сползающих масс. Мощность отложений таких шлейфов, как правило, превышает нормальную.

В случае недосыщения водотока, когда река может вынести гораздо больше рыхлого материала, чем его поступает со склонов, избыток энергии дает возможность реке подмывать склон, что приводит к созданию выпуклого профиля его. При длительном сохранении режима недосыщенности водотока различие в крутизне верхней и нижней частей склона сглаживается, и профиль склона приближается к прямому. В отличие

¹ Под выносной способностью реки здесь понимается потенциальная возможность реки выносить продукты выветривания, поступающие с междуречий.

от равновесных участков такие прямые склоны характеризуются большой крутизной и полным отсутствием делювиально-солифлюкционных шлейфов у их подножий.

Сосредоточение одинаковых склонов в пределах отдельных участков и отличие одного участка от другого объясняется тем, что в каждом участке земной поверхности существуют свойственные только ему условия рельефообразования, определяемые динамическим состоянием природной системы склон — долина. Это состояние в пределах каждого участка зависит от трех факторов: климатического, литологического и неотектонического; ими обуславливается направленность и интенсивность флювиальных и денудационных процессов.

Климатические условия всей территории верховьев р. Колымы едины, так как эта территория расположена в одном климатическом районе. Поэтому климатический фактор, определяющий особенности процессов выветривания, проявляется одинаково на всей территории и не может быть причиной различного развития склонов на отдельных участках. Влияние микроклимата, в значительной степени специфичное, должно быть учтено и будет рассмотрено ниже.

Из двух факторов, литологического и неотектонического, в бассейне верховьев р. Колымы очень часто неотектонический фактор играет главную роль.

Естественно, что наиболее просто влияние неотектонических движений может быть обнаружено в участках, для которых характерно однообразное литологическое строение. Здесь, по существу, изменение формы склонов и характера денудационных процессов объясняется различиями в неотектонических режимах отдельных участков. Однообразие же в склоновых процессах на всей территории свидетельствует об одинаковом для этой территории неотектоническом режиме.

Примерами зависимости крутизны склонов от интенсивности неотектонических движений являются единые в литологическом и структурном отношении участки гранитных батолитовых интрузий хребтов Чьорго и Оханджа.

Северо-восточная часть цепи Чьорго представлена резкими альпийскими формами рельефа с самыми высокими абсолютными отметками (2320 м). В юго-западной части цепи вместе с уменьшением абсолютных высот уменьшается и крутизна склонов. Очевидно, что участок наибольшего неотектонического поднятия совпадает с северо-восточной частью цепи Чьорго.

Горы Оханджа по морфологическим особенностям отчетливо делятся на северо-восточную и юго-западную части, грани-

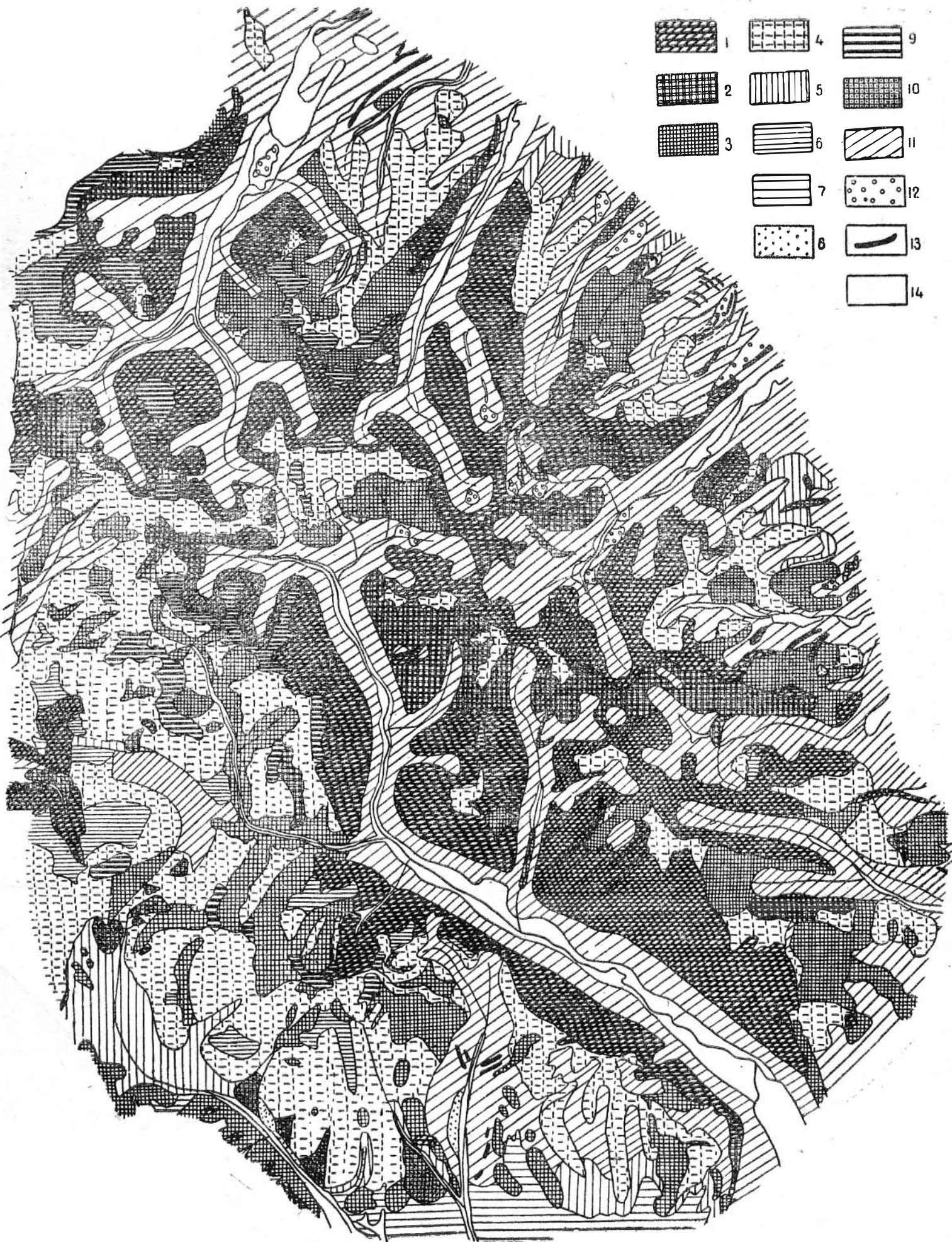


Рис. 18. Схема геоморфологического строения гранитного батолита хр. Оханджа. Обращает внимание различная морфология северо-восточной и юго-западной частей батолита, обусловленная влиянием неотектонических процессов.

Склоны междуречий: 1 — очень крутые осыпные; камне- и щебнепотоковые; 2 — крутые, 3 — средней крутизны, 4 — малой крутизны, 5 — пологие деловально-солифлюкционные деструктивные; террасы: 6 — высокие, 7 — высотой 20–50 м, 8 — низкие, менее 20 м; 9 — поверхности выравнивания; 10 — конусы выноса; 11 — поверхности ледниковой экзарации, 12 — холмисто-моренный рельеф; 13 — маргинальные озы, 14 — поймы.

ца между которыми проходит по р. Оханджа (рис. 18). Северо-восточная часть — это резко расчлененные альпинотипные горы, юго-западная — массивные горы со сравнительно пологими склонами и куполообразными вершинами, часто переходящими в широкие поверхности выравнивания. В северо-восточной части гор поверхности выравнивания не сохранились. Максимальные абсолютные высоты гор Оханджа расположены в северо-восточной части. Очевидно, что для разных частей массива Оханджа характерны различные неотектонические режимы и наиболее интенсивному поднятию северо-восточной части соответствует наиболее резкий крутосклонный рельеф.

Аналогичное явление наблюдается на правом берегу средней и нижней частей р. Аркагалы. Здесь узкая гряда гор расположена по простиранию пород осадочной толщи, чем объясняется однообразное литологическое строение этой гряды. Однако центральная часть этой гряды имеет более крутые склоны, чем юго-восточная и северо-западная ее части, и это трудно объяснить чем-либо иным, кроме неравномерности неотектонических движений.

Появление участков со сложными выпуклыми или вогнутыми склонами на территории, единой в литологическом отношении, свидетельствует о резком нарушении во времени соотношения сноса и выноса в ту или иную сторону в пределах этих участков. Такое нарушение может быть вызвано значительными изменениями тектонической активности.

Следует отметить, что сложные выпуклые склоны распространены заметно меньше, чем простые прямые склоны. Участки их развития характеризуются резким недосыщением водотоков рыхлым материалом, поступающим со склонов. Это недосыщение возникает в результате сильной деформации продольных профилей рек, вызванной интенсивными поднятиями. Значительное увеличение падения рек приводит к быстрому возрастанию их энергии. Последняя не может уравновеситься денудационными процессами, которые в результате поднятия претерпевают меньшие изменения, чем флювиальные процессы. В таких участках наблюдаются неблагоприятные условия для накопления сколько-нибудь мощных рыхлых толщ как в самих долинах, так и на прилежащих склонах.

Сложные вогнутые склоны имеют очень широкое распространение. Как отмечалось выше, они формируются при пересыщении водотоков рыхлым материалом, поступающим со склонов, и характеризуются повсеместным развитием шлейфов у их подножья (рис. 19, 20). Во многих случаях участки раз-

вития таких склонов относятся к районам относительного или абсолютного опускания и отличаются повышенными мощностями делювиально-солифлюкционных шлейфов и аллювиальных отложений в днищах долин.

Примерами развития сложных вогнутых склонов в условиях тектонических опусканий могут служить вогнутые склоны Талонской, Верхне-Берелехской, Хиникенской, Бургагской впадин, а также вогнутые склоны долин рек Худжах, Марьякан и многих других. Во всех перечисленных случаях широкое распространение вогнутых склонов приурочено к участкам относительных опусканий. Возникновение мощных делювиаль-

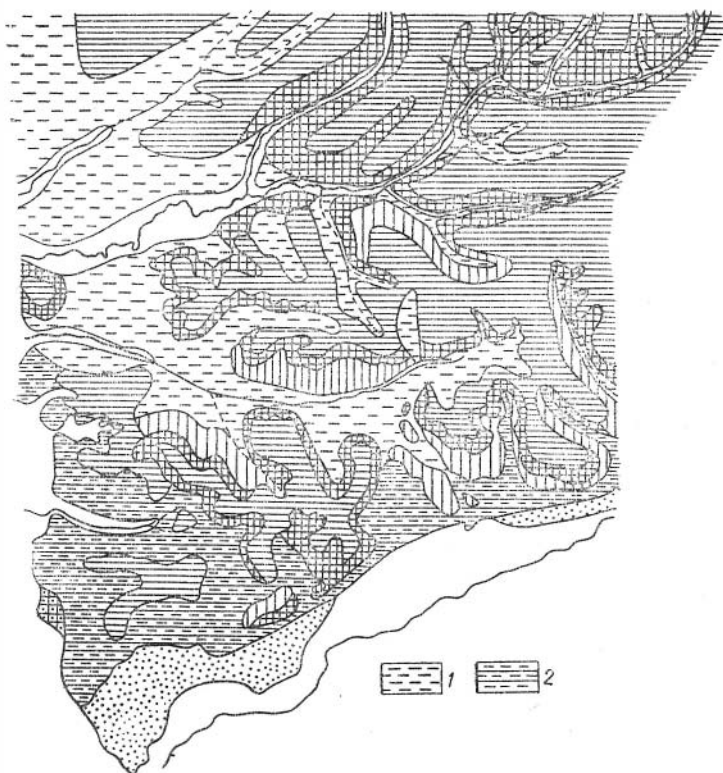


Рис. 19. Схема строения низких гор с широким распространением вогнутых склонов, обусловленным относительным опусканием территории. Условные обозначения см. на рис. 18.

Дополнительные обозначения: 1 — пологие делювиально-солифлюкционные аккумулятивные склоны (шлейфы); 2 — террасы, перекрытые делювиально-солифлюкционными шлейфами.

но-солифлюкционных шлейфов здесь не может быть объяснено сменой литологических особенностей подстилающих пород, так как очертания участков широкого развития шлейфов резко не совпадают с простираем осадочных толщ. Однако при определенных условиях литологическое строение территории может существенно влиять на развитие склонов. Нет возможности перечислить все разнообразные случаи влияния литологии на формирование склонов, но наметить определенную зависимость формы склонов от совокупного

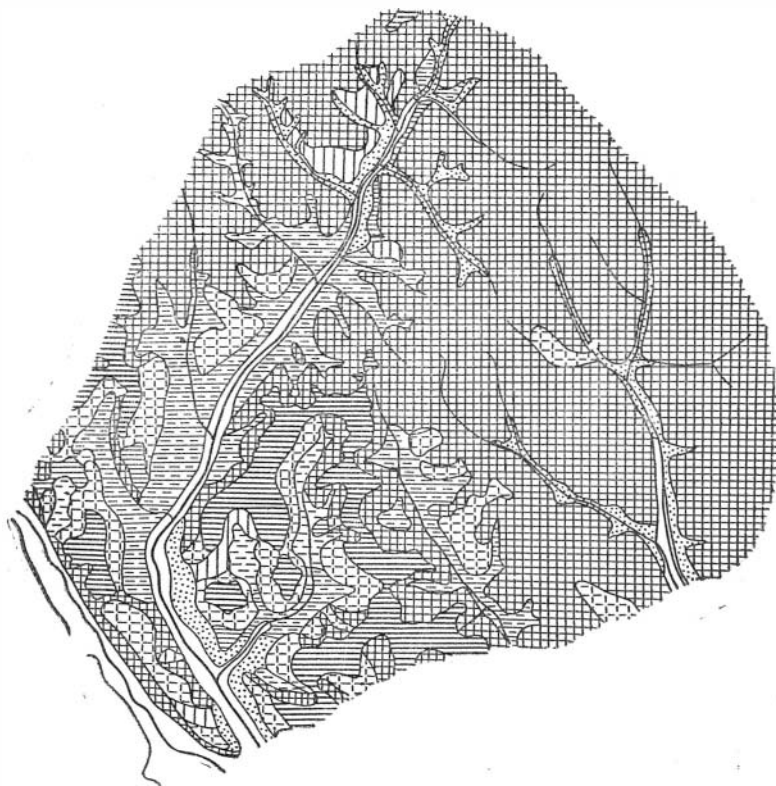


Рис. 20. Схема строения двух смежных участков рельефа с противоположной тенденцией рельефообразования. Справа рельеф формируется при относительном поднятии, слева — при относительном опускании (структурно-литологическое строение обоих участков тождественно). Условные обозначения см. на рис. 18 и 19.

проявления неотектонического и литологического фактора все же можно.

Представляется, что в случае продолжительного энергичного поднятия пестрота литологического строения территории не будет сказываться особенно заметно на форме и крутизне склонов. Склоны будут в общем крутые и на участках, сложенных малоустойчивыми породами, и на участках распространения устойчивых пород, хотя степень крутизны будет несколько различна.

При очень слабых поднятиях или при опусканиях различие в литологии опять-таки не будет являться фактором, резко меняющим облик склонов: очень пологие прямые или вогнутые склоны будут развиваться на участках, сложенных различными породами, и лишь степень пологости или размеры и мощности делювиально-солифлюкционных шлейфов на менее устойчивых породах будут большими, чем на более устойчивых.

Кроме этих крайних случаев может устанавливаться такой тектонический режим, при котором различные литологические особенности пород существенно отразятся на развитии склонов, обуславливая их различную крутизну и форму. Это, по-видимому, режим поднятия средней интенсивности. При нем в пределах распространения одних пород, допустим песчаников, могут создаваться условия равновесия между выносной способностью водотока и энергией склоновой денудации и формироваться простые прямые склоны. На других участках, сложенных более устойчивыми породами, например флоговиками, создадутся условия недонасыщенности водотоков рыхлым материалом, поступающим со склонов, и это приведет к образованию крутых выпуклых склонов. Наконец, в пределах распространения малоустойчивых пород, например глинистых сланцев, энергия склоновой денудации превысит энергию выноса реки, и это приведет к образованию пологих вогнутых склонов.

Именно при таком тектоническом режиме будут отчетливо выделяться в рельефе микроформы, связанные с литологией: отпрепарированные гребни даек и слоев песчаников среди глинистых сланцев или чередование вершин и седловин на водоразделах, обусловленное сменой слоев различной устойчивости, простирающихся вкrest водораздельного гребня. Остановимся на конкретных примерах, подтверждающих приведенные выше соображения.

Бургандинские альпинотипные горы имеют довольно сложное литологическое строение. Юго-восточная часть гор пред-

ставлена Бургандинской гранитоидной интрузией, к ней при-мыкают слабометаморфизованные породы осадочного комплекса, а северо-западная часть гор сложена осадочными породами юрского и триасового возраста, представленными чередующимися глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Однако пестрота литологического строения не отражается в рельефе. В геоморфологическом отношении это единый комплекс резко расчлененных гор с очень крутыми, часто обвально-осыпными склонами, узкими гребневидными водоразделами и пикообразными вершинами. Характер склонов так же, как и характер речных долин, говорит о том, что весь этот горный комплекс испытывает в настоящее время энергичное поднятие. Заметим, что северо-восточная граница гор, идущая параллельно течению р. Бурганди, приурочена к глубинному разлому, вероятно активному в настоящее время.

Цепь Сарычева является крупным горным сооружением, довольно резко возвышающимся над прилежащими более низкими горами. Сложена она на севере осадочными породами верхоянского комплекса, на юге — гранитоидами Тас-Кыстабытской интрузии. В геоморфологическом отношении цепь Сарычева делится на два, резко отличных друг от друга, участка. Южный участок представляет собой массивные высокие горы с выположенными склонами, постепенно переходящими в куполовидные вершины или в выровненные водораздельные поверхности. Остальная часть цепи, лежащая севернее, представлена альпинотипными горами. Замечательно, что характер рельефа совершенно не зависит от литологии. Граница между массивными и альпинотипными горами проходит внутри гранитоидной Тас-Кыстабытской интрузии.

Таким образом, альпинотипные горы, одинаково резко расчлененные, здесь развиваются как на осадочных породах, представленных чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, так и на гранитоидах. Эти две группы пород существенно по-разному противостоят агентам денудации, однако в условиях интенсивного неотектонического поднятия различие в литологическом составе пород почти не сказывается на форме склонов. Массивный сглаженный облик самой южной части цепи Сарычева объясняется уменьшением интенсивности поднятия в южном направлении. Здесь, вероятно, создался такой неотектонический режим, при котором даже на гранитоидах происходит выполаживание склонов.

Другую закономерность можно наблюдать в той части Черо-Колымского среднегорья, которая расположена в верховьях рек Эликан, Левый Мукэлкэн (система р. Индигирки)

и Команды (система р. Колымы). Этот участок представляет собой чередование более высоких гряд альпинотипного облика с менее высокими грядами более выположенных гор. Направления гряд совпадают с простираем осадочных пород верхоянского комплекса, слагающих рельеф. Альпинотипные гряды приурочены к выходам на дневную поверхность преимущественно массивных мелко-и среднезернистых песчаников, а пологосклонные гряды — преимущественно к выходам тонкорассланцованных глинистых сланцев. В этом случае существует ярко выраженная зависимость крутизны склонов от литологических особенностей пород.

Более сложным примером может служить междуречье Эелик — Хинике (система р. Аян-Урях) в нижней части их течения. С одной стороны, здесь южная и центральная части междуречья, сложенные одинаковыми грубозернистыми туфогенными породами пермского возраста, различаются по крутизне и форме склонов; южная часть состоит из форм рельефа более резких и крутосклонных, чем центральная, что, вероятнее всего, объясняется различной энергией тектонического поднятия этих двух частей. С другой — в северной части междуречья наблюдается гораздо более выположенный рельеф по сравнению с центральной и южной. Геоморфологическая граница пологосклонного рельефа северной части совпадает с геологической и литологической границами: северная часть междуречья сложена осадочными породами триасового возраста, представленными преимущественно глинистыми сланцами. Вероятно, именно литологическими особенностями последних и объясняется сравнительная выположенность рельефа северной части междуречья, а также более широкое распространение там делювиально-солифлюкционных шлейфов. Отчетливое влияние литологических особенностей на формирование склонов свидетельствует о том, что верховья рек Команда и Левый Мукэлкэн (бассейн р. Индигирки), а также центральная и северная части Эелик-Хиникенского междуречья испытывают умеренное поднятие.

При умеренном поднятии отдельных участков земной коры особенности процессов рельефообразования находятся в явной зависимости не только от литологии подстилающих пород, но также и от микроклиматических условий. Микроклиматические условия, изменение которых обусловлено различной экспозицией склонов относительно стран света, существенно влияют на процессы склонообразования.

В областях широкого распространения вечной мерзлоты

различная степень прогревания поверхности склонов разной экспозиции оказывает благодаря солифлюкции особенно заметное влияние на изменение энергии склоновой денудации, т. е. на изменение величины сноса продуктов выветривания со склонов.

Степень развития асимметрии склонов в широтно ориентированных долинах указывает на интенсивность и характер неотектонических движений. Резко выраженная асимметрия склонов, определяющаяся сочетанием очень пологих вогнутых склонов южной экспозиции и крутых, иногда выпуклых, склонов северной экспозиции, свидетельствует об умеренном поднятии. В этом случае на склонах меридионально ориентированных долин, не испытывающих влияния микроклимата, обусловленного различием в экспозиции, снос продуктов склоновой денудации близок к выносной способности водотока, и это приводит к формированию прямых склонов умеренной крутизны.

Добавочное же влияние микроклимата на процесс развития склонов широтно ориентированных долин проявляется, естественно, в нарушении равновесия сноса и выноса. На склонах южной экспозиции количество сносимого материала значительно превышает выносную способность реки и возникает вогнутый склон с делювиально-солифлюкционным шлейфом. На склонах же северной экспозиции создаются условия недонасыщенности водотока продуктами сноса и развивается крутой, прямой или выпуклый склон. Очевидно, вогнутый склон южной экспозиции может создаться лишь тогда, когда увеличение сноса с него вполне компенсирует уменьшение сноса со склона северной экспозиции. По-видимому, мощное развитие процессов солифлюкции на склонах южной экспозиции создает такую возможность, так как асимметрия склонов — явление широко распространенное в бассейне верховьев р. Колымы.

Неотчетливо выраженная асимметрия склонов в широтно ориентированных долинах показывает, что склоны в этой части территории развиваются при резком неравновесии поступления и выноса материала. При значительном пересыщении водотока рыхлым материалом склоны как южной, так и северной экспозиции будут вогнутыми, хотя склоны южной экспозиции будут более пологими и делювиально-солифлюкционные шлейфы на них будут более мощными; при значительном недосыщении водотока склоны обеих экспозиций будут крутыми, прямыми или выпуклыми, хотя склоны северной экспозиции окажутся все же более крутыми. Первый случай нерез-

кого выражения асимметрии широтно ориентированных долин является показателем отрицательных или очень слабых положительных движений, второй — показателем очень активных положительных движений.

Можно привести большое количество примеров горных областей, развивающихся в условиях активного неотектонического поднятия и характеризующихся отсутствием резко выраженной асимметрии склонов широтно ориентированных речных долин. В альпийских высоких горах, независимо от того, образуются ли они на изверженных породах или на породах осадочного комплекса, и в альпийских низких горах прежде всего бросается в глаза общая большая крутизна склонов, значительная резкость форм, чрезвычайно слабое развитие делювиально-солифлюкционных шлейфов, и только

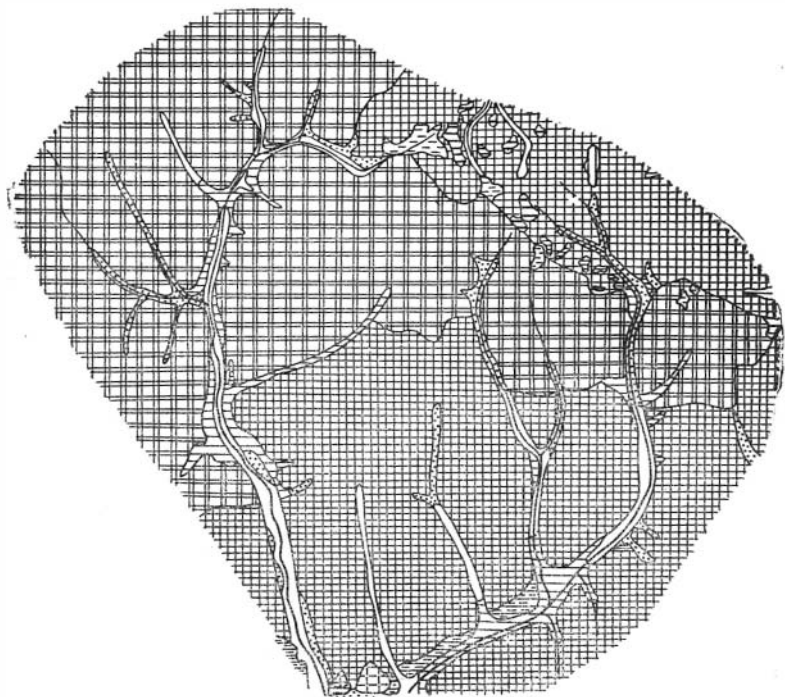


Рис. 21. Схема строения низких гор альпийского облика. Междуречья состоят из крутых склонов от вершин до подножий. Условные обозначения см. на рис. 18 и 19.

при тщательном рассмотрении склонов становится заметной слабая асимметрия речных долин (рис. 21).

Примерами такого развития могут служить высокие горы: цепь Сарычева, Бургандинский массив, Улахан-Чистайский хребет, цепь Чьорго, горы Оханджа — и средневысотные горы: северная часть Средне-Берелехской гряды, Хинике-Эликское альпинотипное среднегорье, альпинотипные среднегорья, расположенные в верховьях рек Кон-Юрях, Адыгалах, Бургар (система р. Индигирки), и многие другие.

В качестве примеров отсутствия резкой асимметрии склонов широтно ориентированных речных долин в условиях неотектонических опусканий можно привести такие области опусканий, как Бургагская и Верхне-Арангасская впадины (реки Бургаг и Арангасс системы р. Индигирки). Обе впадины характеризуются широким развитием делювиально-солифлюкционных шлейфов и выположенностью склонов различных экспозиций. Асимметрия склонов здесь почти не наблюдается.

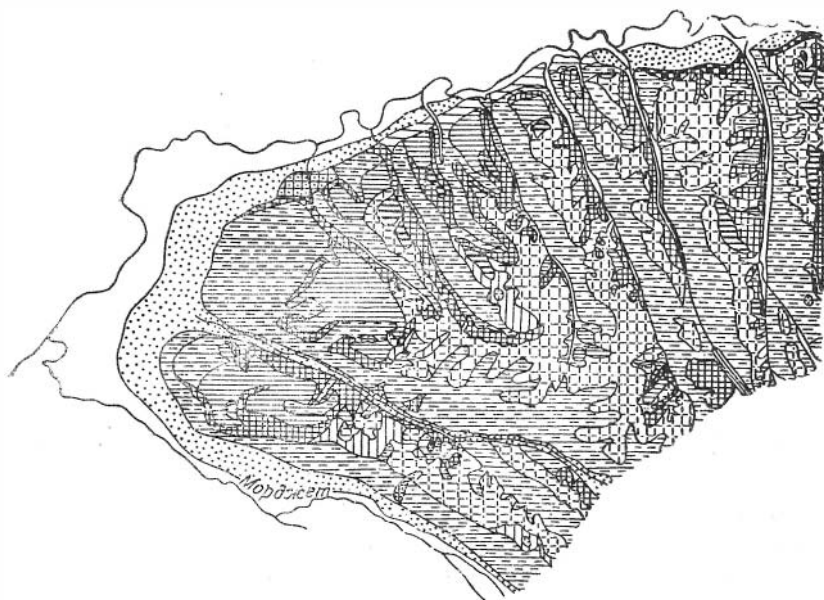


Рис. 22. Схема строения рельефа с резко выраженными асимметричными долинами. Условные обозначения см. на рис. 18 и 19.

Примерами гор с резко выраженными чертами асимметричного строения речных долин могут служить горы, окружающие со всех сторон Средне-Берелехскую грядку (рис. 22). Основные характерные черты строения речных долин и мощности рыхлых отложений свидетельствуют о том, что эти горы, в общем, образовались в условиях умеренного неотектонического поднятия.

Решение вопросов, относящихся к геоморфологической теории склоновых процессов, очень важно. Несмотря на это рельеф склонов и склоновые процессы очень мало изучены. Если изучение теории флювиального процесса уже началось, по крайней мере определены направления дальнейших исследований, то изучение теории денудационных процессов еще только начинается.

Изучение склонов в бассейне верховьев р. Колымы показало, что оно может быть произведено вполне успешно лишь в том случае, если исследования будут подчинены не только цели изучения генетических черт процессов, но также познанию их направленности и интенсивности. Работы многих исследователей, посвященные изучению направленности флювиального процесса (Пиотровский, 1948; Ламакин, 1950; Гаврилов, 1952; Карташов, 1957а; Strahler, 1952) могут послужить примером в познании динамической направленности развития склонов. Подобный подход в исследовании заслуживает самого пристального внимания и дальнейшего изучения, так как ведет к пониманию динамической взаимосвязи между рельефообразующими процессами в наиболее распространенной системе склон — долина.

Для рассматриваемой территории изучение особенностей формирования склонов и склоновых процессов имеет особенно важное значение, так как развитие склонов связано с начальными стадиями образования россыпных месторождений золота. Сами по себе склоны не представляют большого интереса в прогнозном отношении, поскольку россыпи склонов — явление редкое. Они, по-видимому, могут быть встречены лишь на очень пологих делювиально-солифлюкционных склонах в непосредственной близости от коренных источников золота. Промышленные делювиально-солифлюкционные россыпи на рассматриваемой территории не известны.

Вместе с тем склоны являются той промежуточной формой рельефа в системе водораздел — склон — долина, где происходит транспортировка золотосодержащих обломков горной породы из элювиальной области высвобождения золота в аллювиальную область его накопления. Добавочное высвобож-

дение металла в делювиально-солифлюкционную стадию зависит от способа и скорости переноса обломков по склону; это оказывает прямое влияние на формирование россыпи.

Уже в начальной стадии рассмотрения проблемы склонообразования с этих позиций становится очевидной ее большая сложность. Не говоря уж о стадии неравновесного развития склоновых и флювиальных процессов, выясняется, что и при равновесном их соотношении, наиболее благоприятном для образования россыпей, последние образуются далеко не всегда. В главе «Флювиальный рельеф» было сказано, что равновесное состояние реки может наступать при продольных профилях разной крутизны, в том числе и большой. В тех случаях, когда большая крутизна профиля реки взаимосвязана с большой крутизной склонов, условия для образования россыпей неблагоприятны. По-видимому, наиболее благоприятными условиями россыпеобразования могут считаться условия взаимного сочетания пологого профиля равновесного водотока с притягивающимися к нему максимально выположенными делювиально-солифлюкционными склонами. Именно в этих случаях происходит наиболее полное высвобождение золота на склонах, что при малой дальности переноса золотин потоком приводит к отложению всего освобожденного металла в смежной долине и обеспечивает максимально возможное богатство россыпи.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ С ЭЛЕМЕНТАМИ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Начало формирования морфоструктур бассейна верховьев р. Колымы совпало с прекращением датско-палеогенового выравнивания и воздыманием Яно-Колымского складчатого пояса в олигоцене. В течение всего последующего неотектонического этапа развития происходил прерывисто-непрерывный рост новейших структур.

Формирование морфоструктур новейшего этапа совершалось на фоне проявления двух взаимосочетающихся разновидностей тектонических движений: региональных колебательных и дифференцированных.

Региональные колебательные движения выразились в сводовом воздымании протяженной территории, включающей большую часть Яно-Колымского складчатого пояса (Резанов, 1964). Эти движения обусловили возникновение крупной морфоструктуры первого порядка в виде Яно-Колымской горной страны, простирающейся от Верхоянья до хребтов горной системы Черского и характеризующейся сходными условиями развития рельефа в неотектоническом этапе.

Региональное поднятие территории Яно-Колымской горной страны имело в разных частях различную интенсивность. Это привело к разделению единой морфоструктуры Яно-Колымской горной страны на морфоструктуры второго порядка. Бассейн верховьев р. Колымы можно рассматривать как определенную часть морфоструктуры второго порядка, которая по своему таксономическому рангу стоит ближе всего к области Черского и Оймяконского плоскогорий, выделенной Д. М. Колосовым (1947), и включает в себя не только верховья р. Колымы, но также и верховья р. Индигирки.

Если учесть, что в пределах указанной морфоструктуры основные складчатые сооружения мезозойского возраста (Верхне-Индигирский и Инъяли-Дебинский синклиналии, а также Аян-Уряхский антиклинорий) не выражены, то можно

считать, что неотектонические движения, как правило, не наследовали мезозойский план складчатых структур. В новейший этап все элементы мезозойской складчатости в бассейне верховьев р. Колымы потеряли свою индивидуальность и, как единое целое, подверглись сходному воздействию неотектонических движений. Эту особенность для Верхояно-Колымской горной страны в целом отметил И. А. Резанов (1964).

Иные соотношения мезозойских и кайнозойских структурных элементов характерны для зон разрывных нарушений. Им свойственна большая стабильность древнего тектонического плана. На протяжении геологической истории в пределах зон разрывных нарушений происходили неоднократные обновления движений. Многие участки разломов были обновлены и в новейшее время. Именно к этим зонам приурочены разновозрастные впадины. Обычно в разное время опускания охватывали отдельные части зон, тем не менее большинство зон отчетливо проявлялось на всем своем протяжении. Такие зоны нарушений в полной мере являются структурами, унаследованными от древнего мезозойского плана. К зонам тектонических нарушений приурочены также батолиты. Более интенсивное поднятие большинства батолитов, приведшее к возникновению наиболее высоких хребтов, по-видимому, также является унаследованным со времени становления рассматриваемых магматических интрузий.

Таким образом, кайнозойские впадины и некоторые части батолитов являются участками наиболее контрастных движений, связанных с зонами нарушений, причем простираение зон унаследовано от предшествовавших этапов развития территории. Наиболее поднятые части хребтов горной системы Черского, равно как и впадины, существующие в современном рельефе, представляют морфоструктуры более низкого (третьего) порядка и характеризуются индивидуальными чертами развития. Для батолитов, например, и в настоящее время характерно, по-видимому, более интенсивное поднятие (Резанов, 1964; Баранова, Бискэ, 1964; Кашменская, Хворостова, 1965).

Отчетливое выражение в рельефе северо-западного простираения большого количества зон тектонических нарушений, совпадающего с простираением складчатых структур, приводит к обманчивому впечатлению общей унаследованности новейшими структурами мезозойских тектонических структур как разрывного, так и складчатого характера. В действительности же унаследованы с мезозойского времени лишь структуры разрывного характера.

Так, например, кажущаяся обособленность в неотектоническом этапе территории Инъяли-Дебинского синклинория объясняется тем, что к нему приурочены хребты, гряды и горные группы системы Черского складчатого северо-западного простирания, занимающие господствующее орографическое положение. Однако эти высокогорные сооружения точно совпадают с выходами на дневную поверхность колымских батолитовых тел, связанных, как уже упоминалось, с устойчивой во времени зоной тектонических нарушений. Следовательно, и здесь наблюдается наследование морфоструктурами очертаний дизъюнктивных тектонических зон, а не складчатых структур. Аналогичную морфоструктуру представляет цепь хр. Матюшкина (ответвление системы хр. Черского, составной частью которого является хр. Сарычева), которая возникла на поясе интрузий в пределах уже другого, Верхне-Индигирского, синклинория.

Нужно заметить, однако, что указанная особенность батолитовых тел, выражающаяся в большей интенсивности их поднятия, как правильно отметили Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964), наиболее ярко проявляется в центральной части горной системы Черского. В бассейне же верховьев р. Колымы как южные отроги хр. Сарычева, так и цепь Чьорго с массивом Оханджа характеризуются, по-видимому, неотектоническим режимом, мало отличающимся от режима остальных частей Инъяли-Дебинского и Верхне-Индигирского синклинория и Аян-Уряхского антиклинория.

Геоморфологическое районирование бассейна верховьев р. Колымы основано на морфоструктурном анализе территории и производится по принципам частного геоморфологического районирования главным образом по одному показателю — направленности геоморфологического процесса.

Такой подход заставил выделить таксономические категории рельефа низких рангов (области и районы) на основании учета влияния на рельефообразование как тектонического, так и экзогенного факторов в их взаимодействии. При этом в составе тектонического фактора рассматриваются региональные и дифференцированные движения (Кашменская, Хворостова, 1965).

В характере региональных движений учитывается их особенность, выражающаяся в ритмичности проявления. Чередование периодов интенсивных региональных поднятий с периодами их замедления привело к созданию трех поверхностей выравнивания, разделенных по вертикали полосами расчлененного рельефа.

Если региональные колебательные движения определяли общую направленность развития рельефа, то блоковые дифференцированные движения приводили к усложнению этого процесса. Разбивая всю территорию на сравнительно небольшие участки длиной от нескольких километров до десятков километров, они накладывались на региональные движения, местами усиливая, местами ослабляя их, иногда же приводя к противоположным тенденциям развития рельефа по сравнению с общей направленностью рельефообразования, вызванной региональными движениями. Развитие рельефа внутри каждого блока одновременно с подчинением общей направленности имеет ряд специфических черт, что непосредственно проявляется в распределении областей сноса и накопления рыхлых отложений и приводит к созданию большого разнообразия районов и форм рельефа. Так, в пределах каждого яруса рельефа на фоне общего восходящего развития территории выделяются участки относительно большего или меньшего поднятия, а также участки относительных опусканий, приводящих в ряде случаев к образованию межгорных неотектонических впадин.

Деформация поверхностей выравнивания дифференцированными блоковыми движениями не привела на больших территориях к уничтожению общей особенности строения рельефа — его ярусности. Так, вероятно, проявилась умеренность тектонических деформаций, свойственная Верхояно-Колымской геосинклинальной области, унаследованная еще со времени ее заложения. Тем не менее влияние локальных блоковых движений на формирование рельефа очень заметно. В сущности им, главным образом, обязано чередование участков территории, характеризующихся различной направленностью рельефо-, осадко- и россыпеобразования.

Историческая смена характера взаимодействия региональных движений с экзогенными процессами рельефообразования, на фоне которой происходило формирование морфоструктур второго порядка, привела к возникновению геоморфологических областей. Существует четыре области (рис. 23), соответствующие трем рассмотренным выше ярусам рельефа и уровню дна долин и низких террас:

- 1) высокогорный рельеф, образованный при расчленении датско-палеогеновой поверхности выравнивания, с наименьшими флювиально-денудационным срезом и глубиной вскрытия рудных тел;
- 2) среднегорный рельеф, возникший при расчленении плиоценовой поверхности выравнивания, характеризующийся

средними величинами флювиально-денудационного среза и глубины вскрытия рудных тел;

3) низкогорный рельеф, образованный при расчленении четвертичной поверхности выравнивания, характеризующийся наибольшим флювиально-денудационным срезом и большой глубиной вскрытия рудных тел;

4) днища речных долин и низкие террасы, характеризующиеся наложением флювиального вреза рек на флювиально-денудационный срез, а также наибольшей глубиной вскрытия рудных тел. Каждая из областей отличается различной величиной эрозионно-денудационного среза, разной глубиной вскрытия рудных тел, следовательно, в каждой из них в россыпные месторождения переведено различное количество металла.

Следует подчеркнуть, что указанные области не являются морфоструктурами, а представляют собой геоморфологические категории в пределах единой морфоструктуры второго порядка, основанием для выделения которых послужило различие в величине эрозионно-денудационного среза.

Рассмотренные области состоят из геоморфологических районов, особенности развития рельефа которых зависят от соотношения блоковых дифференцированных движений с экзогенными факторами рельефообразования. Таким образом, геоморфологические районы представляют морфоструктуры третьего порядка.

Условия рельефообразования в каждом районе определяются направленностью геоморфологического процесса. Иными словами, будет ли происходить постоянное обновление экспозиции коренных пород и увеличение энергии рельефа или, напротив, станут закономерными погребение дневной поверхности рельефа под рыхлыми осадками и уменьшение энергии рельефа, зависит от соотношения сноса и выноса. Вероятно, уместно напомнить, что под сносом подразумевается потенциальная возможность подготовки рыхлого материала к транспортировке, а под выносом — потенциальная способность экзогенных агентов перенести этот рыхлый материал за пределы рассматриваемого района. Как то, так и другое определяется совокупностью взаимодействующих в пределах конкретных районов неотектонических и физико-геологических процессов. При этом возможность выноса определяется главным образом выносной способностью рек.

Районы, характеризующиеся сходной направленностью геоморфологического процесса (сходными условиями рельефообразования в самом общем смысле этого слова), су-

ществуют в пределах всех геоморфологических подобластей. Естественно, что перспективы золотоносности возрастают с увеличением флювиально-денудационного среза и районы, расположенные в пределах низкогорного яруса, при прочих равных условиях, являются наиболее перспективными.

В бассейне верховьев р. Колымы выделяются районы перечисленных ниже типов развития рельефа, отличающиеся друг от друга направленностью и интенсивностью геоморфологического процесса. Для каждого из них характерны определенные условия образования и преобразования россыпей, а также определенные геоморфологические их типы. Ниже приводятся характеристики районов выделенных типов рельефообразования.

Районы длительного интенсивно восходящего развития рельефа. Формирование рельефа происходит на фоне значительного преобладания выноса над сносом. Речные долины находятся в резко выраженной инстративной фазе развития и имеют узкие днища и спрямленные русла. Меандры отсутствуют, аллювий маломощен. Склоны крутые и покрыты каменистым и крупнощебневым материалом. Делювиально-солифлюкционные шлейфы не развиваются совсем. Для районов возрастающей в настоящее время активности поднятий характерно увеличение крутизны склонов в нижних частях. Крупнообломочный материал, не успевший разрушиться сколько-нибудь значительно при движении по склону, едва превращенный в крупногалечный слабоокатанный аллювий, выносятся водотоками за пределы района.

Реликтов поверхностей выравнивания не сохранилось. Они расчленены настолько сильно, что об их существовании говорят лишь единые уровни вершин (рис. 24).

Интенсивность образования россыпей очень слабая. Крутые продольные уклоны рек не обеспечивают возможности концентрации металла. Террасовых россыпей нет, так как длительное и резкое преобладание глубинной эрозии над боковой не способствовало образованию и сохранению террас. Кроме того, с этими районами на территории развития четвертичного оледенения связано ледниковое выпахивание, что также отрицательно влияло на эволюцию россыпей. К районам этого типа развития относятся северо-восточная часть массива Оханджа, Бургандинский горный массив, средние части хребта Сарычева в истоках рек Правая и Левая Бячелы, Верхне-Омулевский горный массив, район верховьев р. Большой Мальдык, Право-Командинская гряда, северная часть Берелехской гряды Бургаг — Кон-Юряхское междуречье, южная часть Хинике-Эеликского междуречья и др.

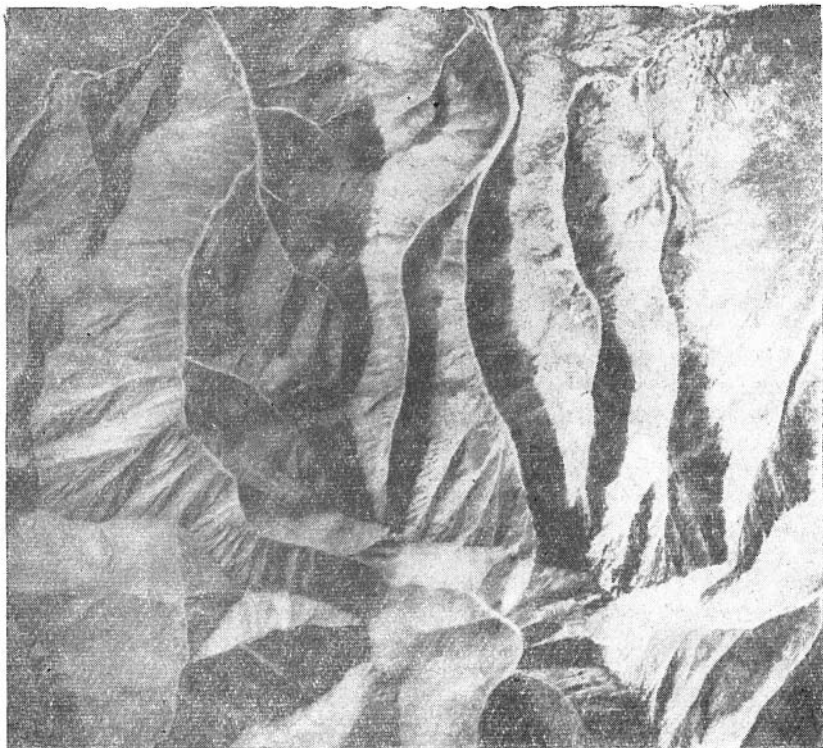


Рис. 24. Горы интенсивно восходящего развития.

Такие районы являются наименее перспективными в отношении россыпной золотоносности. Большая часть их к тому же принадлежит подобластям наименьшей глубины вскрытия рудных тел. Богатые россыпи могут быть найдены только в долинах, приспособленных к минерализованным зонам нарушений (такие россыпи могут встречаться на любой территории независимо от типа геоморфологического развития).

Аналогичные тенденции в современном рельефообразовании наблюдаются в **районах интенсивного современного поднятия**, пришедшего на смену умеренному поднятию или относительному опусканию. В таких районах описанные выше геоморфологические особенности резко неравновесного геоморфологического процесса свойственны только для молодых форм рельефа. В то же время широко распространены релик-

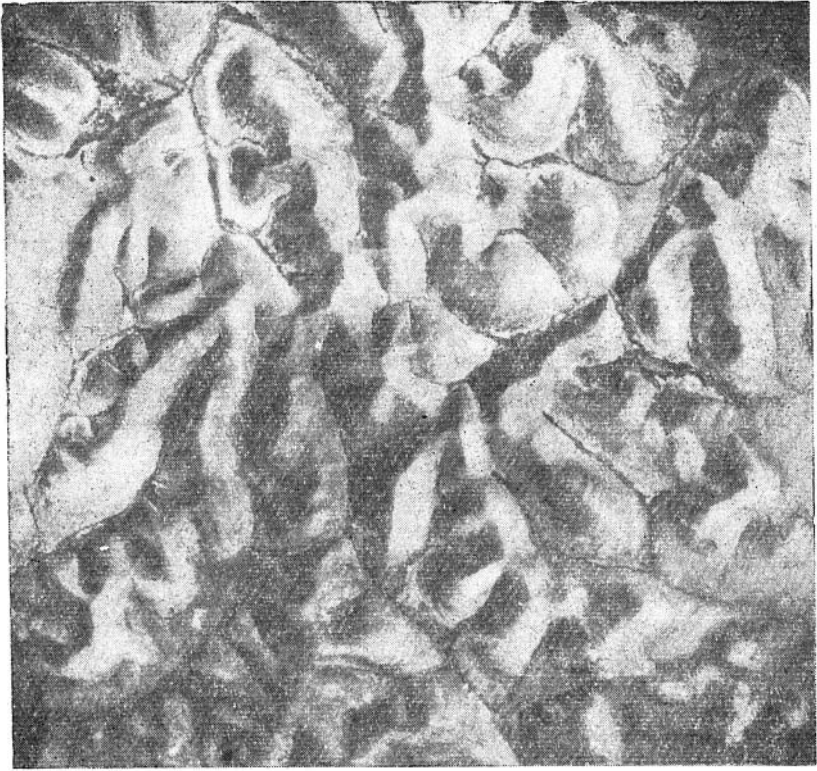


Рис. 25. Низкие горы умеренно восходящего развития. Распространение делювиально-солифлюкционных шлейфов и образование террас ограничены. В правой части снимка геоморфологический ландшафт меняется: широкое развитие делювиально-солифлюкционных шлейфов свидетельствует о равновесном, а справа внизу даже о нисходящем развитии рельефа.

товые формы (поверхности выравнивания, террасы, участки более пологих склонов), свидетельствующие о иной направленности и интенсивности геоморфологического процесса в недалеком прошлом. Иными словами, отчетливо наблюдаются черты омоложения рельефа.

В последнее время здесь происходит энергичное образование и преобразование россыпей, связанное либо с активным разрушением и вертикальным переотложением террасовых россыпей, либо с перемывом аллювия повышенной мощности,

которому присуща рассеянная золотоносность. В обоих случаях золото концентрируется в приплотиковых частях аллювия. Поиски и разведка россыпей упрощаются малыми мощностями аллювия, обусловленными активным современным поднятием. Все это позволяет относить подобные районы к весьма перспективным.

Районы умеренно восходящего развития рельефа. Характер рельефообразующих процессов обусловлен малым преобладанием выноса над сносом.

Процессы рельефообразования аналогичны описанным выше, но выражены не так резко. Продольные уклоны рек продолжают оставаться крутыми. Речные долины находятся в инстративной фазе развития. Мощности рыхлых отложений небольшие. Развитие делювиально-солифлюкционных шлейфов ограничено. Реликты поверхностей выравнивания не сохранились. Террасы встречаются редко (рис. 25).

Образование россыпей протекает также неинтенсивно. Террасовые россыпи редки из-за небольшого распространения террас. Районы, расположенные в пределах высоко- и среднегорного ярусов, слабоперспективны. Среди низкогорного яруса этот тип развития рельефа может обеспечить создание небольших россыпных месторождений.

Условия развития рельефа в районах этого типа могли испытывать некоторые колебания во времени, поэтому здесь могут быть обнаружены россыпи, унаследованные от прошлых геологических эпох, например россыпи погребенных каньонов. Такой тип развития рельефа свойствен северной части Хинике-Эеликского междуречья, южной части Берелехской гряды, правобережью р. Аркагалы, юго-западным склонам массива Оханджа, западным склонам цепи Чьорго и многим другим.

Районы равновесного развития рельефа. Формирование рельефа происходит при соотношении сноса и выноса, близком к равновесному. Речные долины находятся в перстративной фазе развития. Продольные профили рек приближаются к равновесным. Мощности аллювиальных отложений близки к нормальным. Склоны средней крутизны. Характер склонов закономерно меняется от вершины к подножию, от деструктивных камне-щебнепотоковых до аккумулятивных делювиально-солифлюкционных. Делювиально-солифлюкционные шлейфы являются неперменной частью подножий склонов, но мощности их небольшие. Сравнительно медленное движение обломочного материала по склонам обеспечивает значительное разрушение обломков. Широко направленные

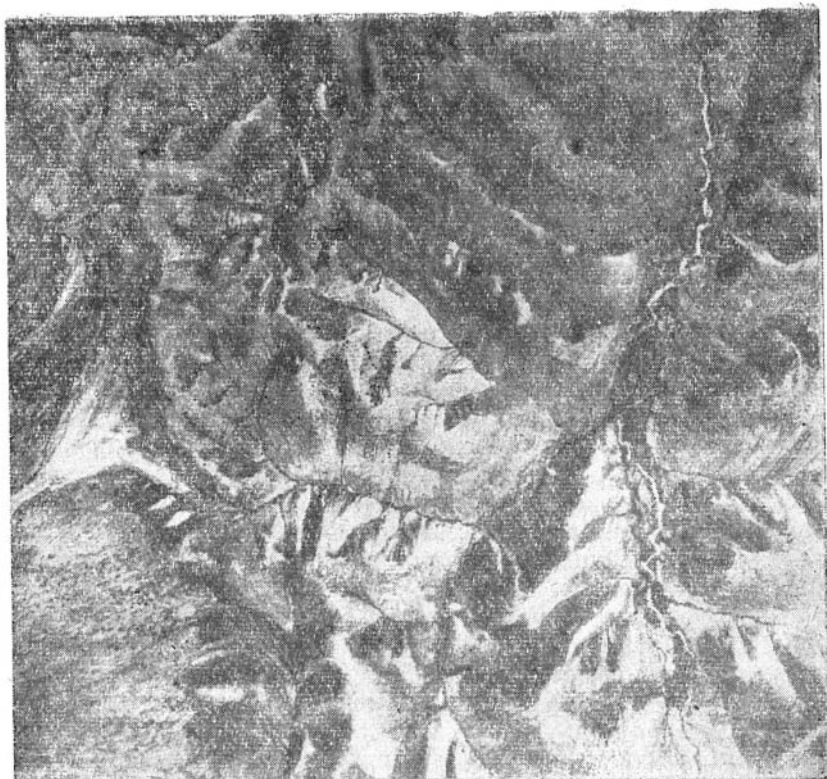


Рис. 26. Строение рельефа с асимметричными долинами. Склоны северной экспозиции до самого подножья характеризуются средней крутизной, склоны южной экспозиции к подножью выполаживаются и превращаются в очень пологие делювиально-солифлюкционные шлейфы нормальной мощности. В левой части снимка особенности склонов резко изменяются: широко распространены делювиально-солифлюкционные шлейфы повышенной мощности.

долины имеют асимметричное строение (рис. 26). Отчетливо проявляется избирательная денудация.

Описанный тип развития рельефа обеспечивает наибольшую интенсивность процессов образования россыпей. Достаточно пологие продольные профили рек, а также формирование долин при нормальном соотношении глубинной и боковой эрозий способствовали накоплению металла в течение всех эрозионных циклов, что при поднятиях умеренного темпа при-

вело к созданию системы террасовых россыпей. Активно действующие процессы вертикального переотложения привели к концентрации металла на нижних уровнях рельефа, что также благоприятно сказалось на богатстве россыпных месторождений.

При равновесном соотношении сноса и выноса даже небольшие нарушения равновесия геоморфологического процесса приводили к значительным изменениям в особенностях развития рельефа. Даже небольшое увеличение выносной способности экзогенных процессов вызывало разрушение террас и вертикальное переотложение металла. Напротив, количественное преобладание поступавшего рыхлого материала над возможным его выносом приводило к захоронению террасовых россыпей под отложениями склонов. Поэтому наряду с промышленными россыпями современных долин (включая и террасовые россыпи нижних уровней) очень характерны россыпи террасоувалов и погребенных каньонов. Особенно перспективны эти районы в пределах низкогорного яруса рельефа. Поиски и разведка россыпей довольно просты вследствие небольших, близких к нормальным, мощностей аллювия в долинах, возрастающих лишь в пределах погребенных каньонов.

Равновесный тип развития рельефа свойствен также районам с реликтами низкогорной поверхности выравнивания, которые располагаются в бассейне р. Худжах, на Аркагала — Адыгалахском междуречье, на Хинике — Аян-Уряхском междуречье и в ряде других мест. Россыпи современных долин должны быть там менее богатыми. Перестройка речной сети и отсутствие централизованного во времени эрозионного врезания, естественно, вели к рассредоточению запаса россыпного металла в плане и к обеднению россыпей современных долин. Зато здесь можно встретить, кроме перечисленных типов россыпей, еще и россыпи реликтовых долин, приподнятых на относительную высоту 150—200 м. Однако богатые россыпные месторождения здесь, как правило, редки.

Районы нисходящего развития рельефа (межгорные впадины). Характер рельефообразующих процессов обусловлен преобладанием сноса над выносом, связанным с относительным опусканием различной интенсивности. Это рельеф выположенных склонов, широкого развития шлейфов и повышенных мощностей делювиально-солифлюкционных отложений. Речные долины находятся в констративной фазе развития. Для них характерны отложения повышенной мощности, достигающей во впадинах значительных величин (поряд-

ка 100 м и более). В низко- и среднегорном ярусах рельефа по этому типу развиваются межгорные понижения.

Районы относительных опусканий различной интенсивности, включая и межгорные впадины, являются районами со сложным изменением геоморфологического процесса во времени. В одной их части опускание в настоящее время сменилось поднятием, другая часть продолжает опускаться. Все районы в прошлом имели периоды поднятия и врезания долин, о чем свидетельствует расчлененное эрозией коренное ложе, скрытое под отложениями повышенной мощности. Для них характерны сложные геоморфологические типы россыпей: россыпи, погребенные под аллювием повышенной мощности, россыпи погребенных террас и каньонов, висячие пласты россыпей и россыпи в рытвинах коренного ложа впадин.

Современный процесс образования россыпей в районах продолжающегося опускания протекает слабо в связи с разубоживанием металла по толще отложений повышенной мощности. Процессы вертикального переотложения также развиты очень слабо, так как часть террас (погребенных на склонах и в долинах) выведена из процесса денудации, что привело к разубоживанию запаса россыпного металла по вертикали. Кроме того, в этих районах поисково-разведочные работы затруднены необходимостью прохождения аллювия значительной мощности. Тем не менее приуроченность районов относительного опускания в основном к низкогорному ярусу, а также неустойчивость во времени режима опускания позволяют считать эти районы достаточно перспективными, хотя и уступающими районам равновесного типа развития.

С районами рассматриваемого типа территориально связана аккумулятивная деятельность ледников последнего оледенения. Ледниковые отложения, например, распространены в Верхне-Берелехской, Талонской, Хиникенской и ряде других впадин, показанных на рис. 23 особым видом штриховки. В этих районах к перечисленным выше сложным типам россыпей добавляются еще россыпи реликтов межледниковых долин, погребенные под ледниковыми отложениями, поиски и разведка которых затруднены сложностью выявления реликтовых долин и необходимостью проходить горными выработками добавочную довольно мощную толщу ледниковых отложений.

Районы с разными типами развития рельефа явились основными единицами геоморфологического районирования (они показаны на рис. 23). Подавляющая часть рассматриваемой территории находится в тектоно-геоморфологических услови-

ях, которые в большей или меньшей степени являются благоприятными для образования россыпей.

Районы значительного преобладания выноса над сносом, бесперспективные для образования россыпей, занимают небольшую часть бассейна верховьев р. Колымы. Они главным образом приурочены к области горной системы Черского и хр. Сарычева. В остальной части горного рельефа, заключенной между системой Черского и хр. Сарычева, такие районы сосредоточены в верховьях р. Аян-Урях (южная часть Хиник-Эеликского междуречья и Бургат — Кон-Юряхское междуречье). Там могут быть встречены только элювиально-аллювиальные россыпи речных долин, приуроченных к минерализованным зонам тектонических нарушений.

Напротив, геоморфологические районы равновесного соотношения сноса и выноса, имеющие чрезвычайно благоприятные условия для образования россыпей, распространены очень широко и занимают большие территории. В случае совпадения этих районов с площадями золотого оруденения возникают оптимальные условия для образования богатых россыпных месторождений.

Исключительно благоприятные условия, например, сложились в пределах Берелехского золоторудного района, в котором совпали оптимальные тектоно-геоморфологические и металлогенические составляющие процесса россыпеобразования. Как совершенно справедливо в 1961 г. отметил Н. А. Шило, уникальные россыпные богатства Берелехского золотоносного района объясняются не только особенностями золотого оруденения, но также и тектоно-геоморфологическими условиями развития рельефа. Эти условия выражались в некоторой тектонической стабильности этого участка складчатой зоны, а также в умеренном темпе позднечетвертичного и голоценового поднятия большей части бассейна р. Берелех (Шило, 1961б). Такая тектоническая обстановка на протяжении новейшего этапа способствовала рельефообразованию, протекавшему при соотношении сноса и выноса, близком равновесному. Это обеспечивало наиболее полное высвобождение золота из горных пород при передвижении обломочного материала по склонам и препятствовало выносу металла реками за пределы бассейна р. Берелех. В результате возникали условия, благоприятствующие тому, что все золото, освобожденное при эрозионно-денудационном срезе многочисленных рудных источников, сосредоточилось в богатейших россыпях бассейна р. Берелех.

Аналогичные геоморфологические условия существуют также во многих районах бассейна р. Аян-Урях, хотя россыпные

месторождения, равноценные берелехским, там до сих пор не обнаружены. Возможно, это объясняется более слабой золоторудной минерализацией Аян-Уряхского антиклинория и Верхне-Индигирского синклинория. Необходимо, однако, помнить, что это впечатление может оказаться обманчивым, а богатые россыпи еще не обнаружены из-за малой изученности бассейна р. Аян-Урях. На это особое внимание обратил Н. А. Шило (1961).

При дальнейших поисках россыпных месторождений геоморфологическое районирование, проведенное по предложенному принципу, поможет наиболее целесообразному планированию поисково-разведочных работ, так как изучение направленности развития рельефа того или иного участка одновременно раскрывает особенности формирования россыпей и определяет их генетические и геоморфологические типы. Детальность районирования и степень полноты геоморфологической характеристики районов зависят от масштаба исследований и уровня геоморфологической изученности. При этом чем полнее исследован район, тем больше раскрываются как особенности недавних процессов рельефо- и осадкообразования, так и их исторические изменения. Последнее очень важно при определении условий россыпеобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие рельефа бассейна верховьев р. Колымы тесно связано с историей геологического развития Яно-Колымского складчатого пояса. Рассмотренные этапы геологического развития (главный геосинклинальный, орогенный, этап относительной тектонической стабилизации и неотектонический) находят четкое отражение в основных этапах истории развития рельефа. Естественно, что в течение главного геосинклинального этапа, длившегося от позднекаменноугольного времени до поздней юры, формирование рельефа происходило под уровнем моря. Три последующих этапа рельефообразования, охвативших промежуток времени от поздней юры до современности, составляют континентальный период развития рельефа земной поверхности.

Формирование рельефа морского дна в *главный геосинклинальный этап* зависело от процессов становления структурных элементов того времени и накопления терригенных осадков мощного верхоянского комплекса.

О рельефе морского дна на участке современного бассейна верховьев р. Колымы сколько-нибудь достоверно можно судить начиная с пермского времени. В это время на месте Аян-Уряхского антиклинория располагалась осевая зона Яно-Колымской мегасинклинали (Спрингис, 1958) и происходило погружение дна морского бассейна. Однако в раннем триасе в средней части ее началось поднятие, вызванное образованием Аян-Уряхского антиклинория. Последний разделил геосинклинальный прогиб на Верхне-Индибирский и Инъяли-Дебинский синклинории. Начиная с раннетриасового времени, территория Аян-Уряхского антиклинория, вероятно, неоднократно поднималась над поверхностью моря и являлась областью размыва. Галечный материал, образовавшийся при разрушении этой структуры, сносился в прилежащие участки Инъяли-Дебинского синклинория (Бычков, 1961). По мнению К. Я. Спрингиса (1958), воздымание Аян-

Урхского антиклинория было связано с проявлением первых фаз мезозойского тектогенеза, относившихся к средне-триасовому и среднеюрскому времени.

В позднеюрское время быстро сокращались площади осадконакопления вследствие замыкания геосинклинальных прогибов и сильного разрастания геоантиклинальных поднятий. В келлсвейском веке на юго-западном крыле Инъяли-Дебинского синклинория еще существовали широкие и узкие синклинальные понижения (Бычков, 1963), но уже к оксфордскому времени геосинклинальное осадконакопление на рассматриваемой территории прекратилось, по-видимому, полностью. С этих пор началась континентальный период развития рельефа.

Континентальный период формирования рельефа делится на три этапа: орогенный (заключительный геосинклинальный), этап стабилизации тектонических движений и неотектонический.

Орогенный (заключительный геосинклинальный) этап охватывал промежуток времени от поздней юры до конца сенона. Поскольку рельеф орогенного этапа уничтожен выравниванием в последующий датско-палеогеновый этап стабилизации тектонических движений, о нем можно судить лишь предположительно, опираясь на анализ общих черт геологического развития в период от поздней юры до второй половины олигоцена.

В самом начале выхода Яно-Колымского складчатого пояса из-под уровня моря рельеф в большой степени был унаследован от среднеюрской эпохи, и Аян-Урхское антиклинальное поднятие возвышалось над территориями Инъяли-Дебинского и Верхне-Индибирского синклинориев. К концу позднеюрской эпохи наряду с усилением складкообразующих движений и активным внедрением интрузий значительное воздымание начали испытывать также Инъяли-Дебинский и Верхне-Индибирский синклинориев. Особенно быстрый рост горных сооружений был охарактеризован для северо-восточной части Инъяли-Дебинского и юго-западной части Верхне-Индибирского синклинориев, где происходило становление колымских гранитоидных интрузий горной системы Черского, сопровождавшееся заметным поднятием хребтов и массивов этой системы.

Значительное поднятие, сопровождавшееся ростом горных сооружений, рассматриваемая территория испытывала и на протяжении мелового времени. Это можно предположить по-

тому, что для Яно-Колымского складчатого пояса в целом в это время были характерны большие геодинамические напряжения, проявившиеся в заложении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и во внедрении охотских интрузий, связанных с диастрофизмом середины мела, выделенным Е. К. Устиевым (1959, 1963).

Большая тектоническая напряженность мелового времени сказалась и на усилении дифференцированности тектонических движений. Об этом можно судить по интенсификации процесса образования межгорных впадин, выполнявшихся молассоидными толщами. Если от позднеюрской эпохи в Яно-Колымском складчатом поясе сохранились только две впадины (Лыглыхтахская и Догдинская), то от мелового времени остались многие впадины, часть из которых располагается на описываемой территории (Аркагалинская, Хиникенская, Средне-Берелехская). Образование впадин и заполнение их зачастую грубыми молассоидными отложениями свидетельствовали о существовании довольно расчлененного рельефа в их обрамлении.

Можно думать, что максимальные поднятия бассейна верховьев р. Колымы в меловое время в главных чертах совпадали с наибольшими поднятиями позднеюрской эпохи. Общие орографические особенности этой территории в течение поздней юры и почти всего мелового времени определялись унаследованным поднятием Аян-Уряхского антиклинория и ростом горных сооружений в северо-восточной части Инъяли-Дебинского и в юго-западной части Верхне-Индибирского синклинириев. Поднявшиеся хребты, приуроченные к названным структурам, простирались с юго-востока на северо-запад и были субпараллельны

Естественнее всего ожидать, что к отстающим в поднятии частям Инъяли-Дебинского и Верхне-Индибирского синклинириев были приурочены главные речные долины. Возможно, они использовали зоны глубинных разломов и, следовательно, в грубых чертах соответствовали Хинике-Элик-Тымтейскому направлению в пределах Верхне-Индибирского синклиниория и Худжах-Аркагала-Чай-Урынскому, а также Берелехскому направлениям в пределах Инъяли-Дебинского синклиниория. Простираение главных рек было северо-западным — юго-восточным, но направление стока могло осуществляться как на северо-запад в бассейн Ледовитого океана, так и на юго-восток в бассейн Тихого океана.

Можно предполагать, однако, что после заложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, этой чрезвычайно

мобильной тектонической структуры, сток вод в сторону Охотского моря стал затрудненным. Изменение первичных уклонов Верхояно-Колымского континента особенно сильно проявилось в период значительных геодинамических напряжений Охотско-Чукотского пояса, связанных с диастрофизмом середины мела. Территория Охотско-Чукотского пояса в это время заметно возвышалась над прилежащими районами и являлась местом прохождения водораздельной линии между бассейнами Ледовитого и Тихого океанов. По-видимому, именно тогда возникло столь поразительное несоответствие между бассейнами Тихого и Ледовитого океанов.

Можно допустить, что к этому времени относилась первая значительная перестройка речной сети, после которой большая часть вод колымского бассейна стала спускаться в Ледовитый океан по новым путям северо-восточного направления. Возможно, в это время большая часть рек берелехского направления пересекла горную систему Черского и нашла выход на северо-восток, через долину, расположенную между массивами Чьорго и Оханджа. В таком случае становится понятным отсутствие гранитной гальки в сенонских конгломератах Средне-Берелехской впадины. Осадки этой впадины откладывались реками, бассейны которых полностью находились за пределами батолитовых интрузий хр. Черского. Естественно, что реки, приносившие обломочный материал в Средне-Берелехскую впадину, не могли переносить гальку крупнокристаллических гранитов, хотя последние к этому времени были уже вскрыты денудацией и выходили на дневную поверхность.

Судить более определенно о рисунке речной сети мелового времени нет возможности, так как поверхность, к которой она была приурочена, теперь уничтожена денудацией, а отложения рек сохранились лишь спорадически в Аркагалинской, Хиникенской и Средне-Берелехской впадинах.

Таким образом, для орогенного этапа развития было характерно формирование горного рельефа на фоне инверсионного поднятия геосинклинальной области. Рельеф того времени был тесно связан со складчатыми структурами Яно-Колымского пояса. К концу сенона Верхояно-Колымская геосинклинальная область превратилась в область завершенной складчатости.

Этап регионального выравнивания рельефа начался в датском веке и протекал в условиях значительного затухания тектонической активности и магматизма. Прекращение поднятия, уменьшение дифференцированности тектонических движений, установление долговременной тектонической ста-

билизации на консолидированной территории в сочетании с комплексом денудационных процессов привели к региональному выравниванию горной страны.

Датско-палеогеновое выравнивание, длившееся более 30 млн. лет, охватило, вероятно, большие площади Яно-Колымского складчатого пояса. В пределах бассейна верховьев р. Колымы выравниванию подверглась вся территория независимо от литологических и структурных особенностей слагающих ее пород. Поверхность выравнивания была распространена повсеместно как на участках Инъяли-Дебинского и Верхне-Индигирского синклиориев, до этого отстававших в поднятии, так и на участках преобладающего поднятия в Аян-Уряхском антиклинории и в хребтах и массивах горной системы Черского, сложенных гранитоидными батолитовыми телами.

Можно думать, однако, что страна не была абсолютно ровной. На ней существовали полого поднимавшиеся возвышенности с плавными очертаниями и постепенными переходами к равнинам. Легче всего предположить, что эти возвышенности находились на месте хребтов горной системы Черского. Таким образом, основной орографический план мелового времени, по всей вероятности, был сохранен и местоположение главных речных долин во время датско-палеогенового выравнивания сильно не изменилось. Установить же направление речного стока крайне трудно.

В современной земной поверхности реликты датско-палеогенового выравнивания сохранились в виде ровных площадок, венчающих высокогорный ярус рельефа. Расположение их в пределах колымских батолитов показывает, что выравнивание захватило всю территорию независимо от литологии слагающих пород. Можно предполагать, что к началу датско-палеогенового выравнивания батолитовые интрузивные тела были вскрыты и подверглись денудации. Становление батолитовых интрузий и дайковых тел, по мнению В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), происходило на глубине 2—3 км от поверхности. Следовательно, за время континентального развития, предшествовавшее датско-палеогеновому выравниванию, поднятие и эрозионный срез были сравнительно велики. Произошло вскрытие рудных тел, и начался процесс образования россыпей, о чем можно судить по знаковой золотоносности верхнемеловых конгломератов Средне-Берелехской впадины. Однако количество металла, освобожденного из горных пород, было в то время еще мало, так как рудные тела обнажались на небольшую глубину.

Неотектонический этап горообразования. Консолидация Яно-Колымской складчатой области в датском веке — палеогене проявилась недостаточно глубоко для превращения этой области в жесткую платформенную структуру. В олигоцене формирование поверхности выравнивания было прервано неотектоническим этапом горообразования, который продолжается и в настоящее время. Для него характерно преобладание колебательных и блоковых движений над складчатыми: на смену складчатым структурам пришли горсто-грабенные структуры и пологие своды, структурно-тектонический план которых значительно отличается от плана мезозойских складчатых структур. Взаимодействие неотектонических процессов с экзогенными обусловило формирование главных морфоструктурных особенностей рассматриваемой территории.

В неотектонический этап горообразования, может быть впервые за всю историю, начиная с триасового времени, потерял господствующее положение в рельефе Аян-Уряжский антиклинорий. Этот антиклинорий вместе с Инъяли-Дебинским и Верхне-Индигирским синклиниями вошел в единую морфоструктуру второго порядка, которая в дальнейшем претерпела сходную историю развития, протекавшую на фоне общего прерывисто-непрерывного регионального воздымания, охватившего большую часть Яно-Колымского складчатого пояса.

Ритмичность проявления регионального поднятия явилась его характерной особенностью. Она выражалась в периодических изменениях скорости поднятия, то сильно возмужавшей, то заметно уменьшавшейся, что приводило к чередованию этапов расчленения и выравнивания рельефа. Выравнивание рельефа распространялось не на все горные районы, и масштабы его проявления в разных местах были различными. В течение неотектонического этапа существовало не менее двух эпох выравнивания. Этим объясняется одна из примечательных особенностей строения рельефа верховьев р. Колымы — его ярусность, так как поверхность каждого яруса представляет остатки бывшего выровненного рельефа.

Сохранение реликтов рельефа предыдущих эпох выравнивания при развитии процессов выравнивания последующих эпох стало возможным благодаря тому, что процессы выравнивания последующих эпох прерывались новыми поднятиями раньше, чем был полностью уничтожен равнинный рельеф предыдущих. Так, сохранявшиеся остатки более древних равнин поднимались на все большую высоту, образуя ступе-

ни в рельефе в виде его ярусов. Чем древнее и выше ярус рельефа, тем меньшая величина эрозионно-денудационного среза, а следовательно, и глубина вскрытия рудных тел характерна для площади его распространения. Наибольшая глубина вскрытия рудных тел и максимальное количество освобожденного и переведенного в россыпи металла связаны с территорией низкогорья.

В создании особенностей современного рельефа наряду с региональными колебательными участвуют дифференцированные блоковые движения, которые также проявляются повсеместно. В отличие от региональных дифференцированные движения быстро меняют в пространстве, а часто и во времени интенсивность и направленность. Разбивая всю территорию на ряд участков различного неотектонического режима, дифференцированные движения накладываются на региональные, создавая внутри каждого блока тектонические предпосылки для особого режима осадко- и рельефообразования.

В бассейне верховьев р. Колымы при относительно однородных на всем протяжении колебательных движениях и одинаковом климате блоковые движения определяют условия процессов выноса и накопления рыхлого материала на каждом конкретном участке. Они создают сложное мозаичное распределение участков денудации и аккумуляции, существующих в качестве категорий второго порядка внутри области преобладающей денудации, обусловленной восходящими региональными движениями. Естественно, что при образовании россыпей решающее значение имеют условия различного режима накопления рыхлого материала именно в этих небольших и конкретных участках. Если сочетание колебательных региональных движений с экзогенными процессами определило основные черты строения рельефа как крупной ярусно построенной горной страны (морфоструктуры первого и второго порядков), то характер неотектонического режима блоков во взаимодействии с экзогенными факторами привел к созданию различных более мелких категорий рельефа — его геоморфологических районов (морфоструктуры третьего порядка).

Крайними проявлениями контрастности блоковых движений являются, с одной стороны, районы устойчивых опусканий — молодые межгорные впадины, с другой — районы устойчивых активных поднятий. Между этими крайними случаями имеются районы самой различной интенсивности движений. В направлении от районов активного поднятия к

районам устойчивого опускания растут мощности аллювиальных отложений в долинах рек, достигая во впадинах более 100 м; увеличиваются площади, занятые делювиально-солифлюкционными шлейфами, и возрастают мощности слагающих их отложений; меняется характер склонов и формирующих их процессов от очень крутых обвально-осыпных до пологих склонов делювиально-солифлюкционного сноса; изменяются относительные высоты террас, а также их характер от смешанных с высоким цоколем до аккумулятивных и погребенных; колеблются относительные и абсолютные высоты поверхностей выравнивания и меняется степень их сохранности, возрастающая на участках менее интенсивных движений.

Дифференцированные движения изменяются не только в плане, но и во времени. Это удастся проследить во впадинах, коренное ложе которых несет следы эрозионной расчлененности, возникшей при ином неотектоническом режиме; по эволюции террас, которые, будучи созданы при режиме умеренных восходящих движений, в дальнейшем местами погребаются под отложениями аллювия повышенной мощности или под отложениями склонов (при значительном замедлении поднятия), местами же интенсивно уничтожаются денудацией (при увеличении скорости поднятия); по сложному рельефу погребенных каньонов и наложенной гидросети, а также по изменению характера склонов по вертикали.

Периоды интенсификации дифференцированных движений, выразившейся в усиленном процессе образования впадин, в увеличении контрастности рельефа, в формировании толщ молассоидных осадков, совпадали с периодами ускорения общего поднятия территории, вызванного усиливавшимися региональными движениями. Напротив, замедления региональных поднятий горной страны сопровождалась в значительной степени стиранием контрастности дифференцированных движений различных блоков, что благоприятствовало широкому развитию процессов выравнивания.

Возрастание контрастности дифференцированных движений при подъеме и расчленение поверхностей выравнивания обуславливали выведение участков разновозрастных поверхностей на разную высоту. Это в большой мере осложняет сопоставление различных участков поверхностей выравнивания. Возможность проследить разновозрастные поверхности выравнивания как описанные выше ярусы рельефа существует лишь благодаря относительно слабой подвижности земной коры в пределах Яно-Колымского складчатого пояса. Слабая

подвижность земной коры унаследована еще от геосинклинального этапа развития и объясняется наложенностью мезозойской геосинклинали на раздробленное платформенное основание. Эта особенность отразилась на протяжении всех этапов развития рельефа и проявилась в существовании условий, способствующих формированию рельефа в обстановке умеренных процессов горообразования.

Если складчатые мезозойские сооружения в неотектоническом этапе развития, как правило, не нашли отражения в рельефе, то, напротив, основные зоны разрывных нарушений, унаследованные с геосинклинального этапа развития, проявились в результате сосредоточения в них новейших дифференцированных движений в их максимальном проявлении. К основным тектоническим швам, периодически обновлявшимся на протяжении всей истории геологического развития страны, было приурочено и формирование межгорных впадин, и возникновение блоков максимальных поднятий новейшего времени.

На развитии рельефа в неотектонический этап отразилось также изменение климата в четвертичное время, выразившееся в сильном похолодании, которое привело к неоднократному оледенению и развитию криогенных процессов. Ледниковая деятельность и криогенные процессы явились причиной возникновения ряда своеобразных черт строения рельефа.

Основные события рельефообразования в течение неотектонического этапа в их исторической последовательности представляются в следующем виде.

Региональное воздымание горной страны, которым ознаменовалось начало неотектонического этапа, привело к оживлению экзогенных процессов и усиленному расчленению датско-палеогеновой поверхности выравнивания. На месте бывшей равнины в верховьях р. Колымы начал развиваться горный рельеф, контрастность которого усугублялась усилением дифференцированных движений. Олигоценовые галечники Эльгенской впадины подтверждают существование расчлененного рельефа в олигоценовое время. К олигоценовому времени, возможно, относится заложение Верхне-Нерских депрессий (Баранова, Бискэ, 1964). Поднятие территории и расчленение датско-палеогеновой поверхности выравнивания, по-видимому, происходило и в течение миоценовой эпохи, так как в это время в межгорных впадинах продолжали накапливаться толщи осадков молассоидного характера.

Нет никаких оснований предполагать, что крупные речные долины олигоцен-миоценового времени могли миновать меж-

горные впадины. Напротив, характер осадков межгорных впадин часто свидетельствует о том, что они отлагались горными реками. Основные простираания речных долин в период интенсивного врезания в середине третичного времени, вероятно, в главных чертах сохранились от датско-палеогеновой эпохи выравнивания. Это предположение возникает потому, что реки приурочивались к зонам тектонических нарушений в течение всего периода континентального развития верховьев р. Колымы, но особенно в эпохи интенсивного врезания.

Изменение направленности рельефообразования произошло в среднеплиоценовое время. Резкое сокращение осадконакопления в этот период позволяет предполагать существование среднеплиоценовой эпохи выравнивания, когда сформировалась равнина, превратившаяся при последующем поднятии в поверхность среднегорного яруса рельефа.

Разность абсолютных высот поверхностей датско-палеогенового и плиоценового выравнивания позволяет оценивать эрозионный врез между ними в 500—800 м. Плиоценовый период выравнивания был значительно менее продолжительным, чем датско-палеогеновый, и поэтому горная страна подверглась выравниванию не во всех частях. В конце этой эпохи планации была создана обширная слегка всхолмленная равнина, над которой возвышались на 500—800 м отпрепарированные денудацией цепи и массивы гранитных интрузий горной системы Черского. Следовательно, как хр. Сарычева, так и массивы Чьорго и Оханджа денудацией уничтожены не были и общий орографический план рассматриваемой территории был сохранен.

Это не значит, что за время врезания и при выравнивании вообще не происходило перестроек речных систем. Очевидно, речные перехваты и перераспределение бассейнов совершались неоднократно, но вновь возникшие главные простираания долин в основном совпадали с более древними. Следы речной деятельности этого периода в рельефе не установлены.

Можно предполагать, что большая часть рек, входящая ныне в бассейн р. Колымы, на протяжении третичного времени принадлежала бассейну р. Индигирки. Сказанное прежде всего относится к верхней части течения р. Аян-Урях с его крупными правыми притоками Эелик и Хинике. По-видимому, значительно более длинными были и правые вершины р. Неры: реки Худжах и Делянكير, в бассейны которых включались верховья рек Аркагала и Берелех. Однако эти предположения могут быть высказаны только как предварительная гипотеза,

так как на сохранившихся участках среднегорной поверхности выравнивания фрагменты третичных речных долин уничтожены денудацией. Поэтому вполне естественно, что до сих пор не обнаружены и россыпи третичного времени, хотя и большая величина денудационного среза и длительные периоды стабилизации тектонических и экзогенных процессов, несомненно, способствовали созданию россыпей этого возраста. В бассейне верховьев р. Колымы, характеризующемся устойчивым общим восходящим направлением развития рельефа, третичные россыпи разрушены денудацией и перестроены, а металл их вошел в состав более молодых россыпей. Возможность нахождения третичных россыпей в бассейне верховьев р. Колымы существует лишь в пределах впадин, где россыпи могут оказаться погребенными под третичными отложениями (Шило, 1949а, 1957б).

В конце плиоцена формирование выровненной поверхности прекратилось и началось новое расчленение рельефа, которое было вызвано ускорением регионального поднятия. С нарастанием напряжения дифференцированных движений этого времени, вероятно, связано образование Верхне- и Нижне-Худжахской и, возможно, Талонской впадин. Этому периоду активизации тектонических движений сопутствовал эрозионный врез амплитудой 200—400 м, который, однако, не был одинаково интенсивным на всем своем протяжении. В указанном вертикальном интервале расчлененного рельефа различаются уступы террас древней речной сети. Это комплекс наиболее высоких малоизученных террас относительной высотой 250—450 м. На большинстве из них аллювий не сохранился или сохранился лишь в наиболее глубоких западинах. По разрозненным несопоставимым обрывкам этих террас, сохранившимся до наших дней, рисунок речной сети восстановить не удается.

В конце раннечетвертичного времени врез в среднеплиоценовую поверхность выравнивания сильно замедлился, а местами, вероятно, прекратился почти полностью. Началась новая эпоха прогрессирующего расширения речных долин и образования придолинных равнин, которая отличалась наибольшей кратковременностью по сравнению с другими эпохами выравнивания. В наиболее благоприятных условиях на участках, сложенных малоустойчивыми горными породами или подвергавшихся наименьшим тектоническим воздействиям, процессы выравнивания имели наибольшее распространение и выровненные поверхности не приобретали очертания узких придолинных полос, а сильно расширялись, охватывая

большие изометричные площади. Так образовались равнины, составляющие сейчас низкогорный ярус рельефа в районе Верхне-Нерской впадины, по р. Аян-Урях и его притокам, по р. Берелех. Интенсивное выравнивание, по-видимому, продолжалось и в первой половине среднечетвертичного времени. Отсутствием значительного вреза речных долин в это время можно объяснить близкое гипсометрическое положение раннечетвертичной Ельгалинской и среднечетвертичной (межледниковой) Еврашкалахской террас. Обе эти террасы к тому же по своему гипсометрическому положению близки к поверхности низкогорного яруса рельефа.

Несмотря на то, что фрагменты речных долин рассматриваемой эпохи выравнивания устанавливаются с большим трудом, существует возможность судить о рисунке речной сети этого времени более детально, чем о реках предыдущих эпох. В это время так же, как, вероятно, и в предыдущие эпохи, бассейн верховьев р. Колымы имел заметно меньшие размеры, поскольку значительная его часть принадлежала р. Нере. Сказанное в наибольшей степени относится к р. Аян-Урях и его притокам. Река Нера брала свое начало в районе истоков р. Хинике (приток р. Аян-Урях) и включала большую площадь бассейна р. Аян-Урях. В противоположность этому бассейн р. Берелех в главных чертах был сходен с современным.

Во многих местах на низкогорной поверхности выравнивания залегают отложения среднечетвертичного оледенения. Области питания ледников этого оледенения располагались в хр. Сарычева, в горном массиве Оханджа и в цепи Чьорго. Ледники спускались на низкогорную поверхность выравнивания и, сливаясь, образовывали ледники подножья. До сих пор на этой поверхности сохранились аккумулятивные ледниковые образования, представленные большим количеством эрратических валунов и в значительной степени размытых моренных холмов.

Эрратические валуны часто встречаются также на среднегорной поверхности выравнивания, причем некоторые исследователи считают, что эти валуны сохранились от раннечетвертичной ледниковой эпохи. Другие же относят их к реликтам среднечетвертичного оледенения.

Нужно сказать, что вопрос о существовании раннечетвертичного оледенения до сих пор остается не решенным. Если оно имело место, то, вероятно, развивалось в геоморфологических условиях, очень сходных с условиями развития среднечетвертичного оледенения. Самыми низкими элементами рельефа во время развития раннечетвертичного оледенения

являлись те же расширенные придолинные равнины, которые впоследствии превратились в низкогорный ярус рельефа. Разве только ширина их была заметно меньше по сравнению с равнинами времени среднечетвертичного оледенения. Мощность ледников как ранне-, так и среднечетвертичного оледенения должна была достигать всего 300—250 м, для того чтобы эти ледники оставили эрратические валуны на поверхности среднегорного яруса рельефа.

Поскольку области питания ледников на протяжении всех ледниковых эпох оставались неизменными, а геоморфологические условия развития средне- и раннечетвертичного (если оно было) оледенений были очень сходными, очевидно, что отдельное распознавание в рельефе следов деятельности обеих эпох исключительно трудно. Следы раннечетвертичного оледенения необходимо искать во впадинах, осадки которых изучены, к сожалению, недостаточно.

Площадь распространения ледниковых отложений, приуроченных к низкогорной поверхности выравнивания, не простирается далеко от областей питания. Не известно ни одного факта, когда бы следы среднечетвертичного оледенения выходили далеко за пределы площади распространения следов позднечетвертичного оледенения. Во всяком случае, в настоящее время можно считать установленным, что покровного оледенения в бассейне верховьев р. Колымы ни в одну из ледниковых эпох не существовало.

Большая часть позднечетвертичного межледникового времени совпадала с новым оживлением тектонической активности бассейна верховьев р. Колымы и усиленным расчленением горной страны. В это время произошел врез речной сети на глубину, достигающую, а иногда превышающую 150—200 м. Возрастала контрастность рельефа, что усугублялось образованием ряда межгорных впадин (Верхне-Берелехской, Малык-Сиенской, Бургагской и др.) и переуглубленных каньонов речной сети. В сущности, к этому времени относится формирование многих черт денудационной скульптуры современного рельефа земной поверхности. Общее воздымание территории не было непрерывным, а делилось на короткие интервалы, между которыми успевали образовываться террасовые поверхности. Известны террасы с относительными высотами от 25—50 до 150 м, которые составляют средневысотный комплекс позднечетвертичных межледниковых террас.

К началу позднечетвертичного воздымания территории верховьев р. Колымы относится крупная перестройка рисунка речной сети, в которой, по-видимому, немаловажную роль

сыграло рельефообразующее влияние среднечетвертичного оледенения. В результате рисунок речной сети стал сильно отличаться от среднечетвертичного, значительно приблизившись к современному. К этому времени относится формирование главных очертаний р. Аян-Урях в результате перехвата верховьями Колымы большей части вод пра-Тымтея, хотя самая вершина Аян-Уряха — Аян-Петля была еще одним из истоков Тымтея. Увеличение бассейна р. Колымы произошло также в результате присоединения к бассейну р. Аркагалы значительной части верховьев р. Худжах с его правыми притоками.

Во время формирования позднечетвертичных межледниковых террас шло интенсивное образование россыпей. К этому времени рудные тела были уже вскрыты на большую глубину и количество металла, освобожденного из рудных месторождений и подготовленного для переотложения в россыпи, было велико. Сравнительно более теплый климат межледниковья приводил к большой интенсивности химического выветривания в элювиальную и делювиальную стадии, что способствовало более быстрому и полному освобождению металла, поступавшего со склонов в долины, а также созданию крупных месторождений. Периодически возникавшие и активно действовавшие процессы вертикального переотложения металла приводили к обогащению золотом аллювия более низких межледниковых террас за счет разрушения россыпей более древних уровней. Все это объясняет богатство россыпных месторождений, приуроченных к террасовым уровням межледникового позднечетвертичного возраста.

В самом конце позднечетвертичного межледниковья расчленение горной страны сильно замедлилось, началось повсеместное расширение днищ речных долин, ставших впоследствии широко развитой поверхностью 25—40-метровых террас. Причиной изменения направленности рельефообразования в это время могло быть как замедленное региональное поднятие территории, так и сокращение расхода рек, поскольку значительная часть осадков в то время уже начала сосредотачиваться в высокогорье в виде фирнового льда, а возможно, и небольших ледников.

Во второй половине позднечетвертичного времени началось новое оледенение. Оно носило характер горно-долинного и обусловило создание ледниковой скульптуры, хорошо сохранившейся в современном рельефе и придавшей характерный облик областям, подвергшимся оледенению. Троги позднечетвертичного оледенения врезаны в поверхность низкогорного

яруса рельефа на глубину около 150—200 м. Ледники двигались по дну долин того времени, превратившихся теперь в поверхность 25—40-метровой террасы. На рис. 8 видна площадь, подвергшаяся воздействию ледников позднечетвертичного времени. Сокращение площади оледенения происходило в четыре стадии, в каждую из которых ледники продвигались на все меньшее расстояние от центров питания.

В результате оледенения межледниковые позднечетвертичные долины оказались покрытыми ледниковыми отложениями, представленными как основной мореной, характеризующейся на разных участках различной мощностью, так и конечноморенными комплексами, подчеркивающими остановку ледников в каждую из четырех стадий.

После отступления ледников последнего оледенения начался новый период оживления эрозионных процессов и врезания рек в поверхность дна долин, синхронную последнему оледенению. Так образовался уступ 25—40-метровой повсеместно развитой террасы, во многих местах перекрытой ледниковыми отложениями.

С этим временем связана послеледниковая перестройка речной сети, вызванная главным образом тем, что ледниковые аккумулятивные образования во многих местах преградили путь речным потокам. Наиболее интересные участки перестройки речной сети (Малык-Сиенский, Верхне-Берелехский, Верхне-Хиникенский, Булунга-Мандыченский, Эелик-Марьяканский, Тымтей-Аян-Уряхский, Арга-Юрях-Онгкачанский и Средне-Хиникенский) подробно рассмотрены в работе. В сущности, в результате этой послеледниковой перестройки сформировался рисунок речной сети, почти полностью сохранившийся до настоящего времени.

Ледники, будучи сами не в состоянии создать россыпи, играли отрицательную роль в эволюции аллювиальных россыпных месторождений, выпаживая ранее сформированные россыпи в районах экзарации и погребая их под толщей рыхлых отложений в районах аккумуляции.

Выпахивающая деятельность ледников, ограниченная районами высокогорья и некоторыми наиболее приподнятыми участками среднегорья, не имела большого значения. Зато аккумулятивная деятельность ледников, приуроченная к низкому горью, сказавшаяся на превращении долинных россыпей в погребенные, на значительной территории затрудняет поиски и разведку россыпей. Перестройка речной сети, связанная с оледенением, привела к превращению россыпей межледниковых

долин в реликтовые россыпи, как правило, погребенные под мощными ледниковыми отложениями.

Анализ рельефа позволяет довольно точно определить расположение реликтовых долин, однако разведка связанных с ними россыпей представляет ряд технических и экономических трудностей из-за необходимости проходки мощных толщ ледниковых отложений.

В результате совокупного и взаимосвязанного проявления рассмотренных эндогенных и экзогенных факторов в течение неотектонического этапа был создан современный рельеф, тенденция развития которого в голоцене и в настоящее время наследует основные направления рельефообразования, заложенные в позднечетвертичное время.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М. Н., Равский Э. И., Цейтлин С. М. Об основах геохронологии антропогена Сибирской платформы.— В сб. «Корреляция антропогенных отложений северной Евразии». К VII Конгрессу INQUA. «Наука», 1965.

Ананьев Г. С. Следы деятельности селей в верховьях р. Колымы.— Вестн. МГУ, серия географ., 1967, № 2.

Аникеев Н. П., Драбкин И. Е. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. II, 1957.

Апродов В. А. Новейшая структурная геология.— В сб. «Жизнь земли», № 3. Изд. МГУ, 1965.

Баранова Ю. П. Новые данные о возрасте отложений Верхне-Нерских впадин в бассейне р. Индигирки.— Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 1.

Баранова Ю. П. Развитие морфоструктур Северо-Востока Сибири в мезозое и кайнозое. «Наука», Сиб. отд. 1967.

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1964.

Баскович Р. А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР.— Тр. совещ. по стратигр. Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, 1956.

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры.— В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». «Наука», 1964.

Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (1 : 2 500 000).— Тр. СВКНИИ, вып. II, 1964.

Белый В. Ф., Тильман С. М., Шило Н. А. Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн. «Вулканические и вулканоплутонические формации». Тр. II Всес. вулканолог. совещ., т. II, М., 1966.

Боголепов К. В. Объяснительная записка к карте мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока. 1 : 5 000 000. Новосибирск, 1963.

Болиг А. Очерки по геоморфологии. ИЛ, 1956.

Борисевич Д. В. Универсальная легенда для геоморфологических карт.— Землеведение, 1950, т. III. (XVIII).

Бречанская Н. Ф. Омсукчанская угленосная площадь. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 10. Госгеолтехиздат, 1962.

Бычков Ю. М. К стратиграфии и палеогеографии Ингъяли-Дебинского синклиория. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15, 1961.

Бычков Ю. М. Стратиграфия и тектоника междуречья Артык — Бурустах. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.

Валпетер А. П. О возрасте террас высоких уровней в бассейне р. Неры. — Тр. СВКНИИ, вып. 3, 1963а.

Валпетер А. П. Россыпи террасоувалов и некоторые вопросы их поисков. — Колыма, 1963б, № 7.

Валпетер А. П. О древних корях выветривания и некоторых вопросах континентальной истории на Северо-Востоке СССР. — Колыма, 1965, № 1.

Валпетер А. П., Гасанов Ш. Ш., Лебедев С. А., Ложкин А. В. К вопросу о раннеантропогенном оледенении на Северо-Востоке СССР. — Колыма, 1966, № 6.

Валпетер А. П., Карташов И. П. Реликты пенепленизированного рельефа на Северо-Востоке СССР и проблема определения их возраста. — В кн. «Проблемы поверхностей выравнивания». «Наука», 1964.

Валпетер А. П., Лебедев С. А. Поверхности выравнивания в области мезозойд Северо-Востока СССР. — Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. XIII, вып. 1, 1967а.

Валпетер А. П., Лебедев С. А. Эпохи выравнивания на Северо-Востоке СССР и формирование гипергенных полезных ископаемых. — Колыма, 1967б, № 4.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 48, 1961.

Васьковский А. П. Обзор горных сооружений крайнего Северо-Востока Азии. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 10. Магадан, 1956.

Васьковский А. П. Палеонтологические основы стратиграфии четвертичных отложений на крайнем Северо-Востоке Азии. — Тезисы докл. и соещ. по разработке униф. стратиграф. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1957.

Васьковский А. П. Длиннорогий бизон в отложениях смешанной высокой террасы руч. Большой Чукучаннах в верховье Колымы. — Колыма, 1959а, № 12.

Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на северном побережье Охотского моря. — В сб. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд. МГУ, 1959б.

Васьковский А. П. Ископаемая флора Ельгалинской террасы р. Берелех. — Колыма, 1961, № 4.

Васьковский А. П. Новые данные о стратиграфии антропогенных отложений и возрасте оледенений Северо-Востока СССР. — Колыма, 1963а, № 2.

Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений крайнего Северо-Востока Азии. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963б.

Васьковский А. П. Схема геоморфологического устройства и районирования крайнего Северо-Востока СССР в картографическом выражении. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963в.

Веснин В. В., Вийра В. И., Карташов И. П. История форми-

рования ледникового рельефа в районе озера Джека Лондона.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.

Гавриков С. И. О фазах тектогенеза Яно-Кольмской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки. Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 2, 1960.

Гаврилов М. Д. Некоторые особенности развития горных речных долин. Геогр. сб., т. 1. Геоморфология и палеогеография. Изд-во АН СССР, 1952.

Ганешин Г. С. Основные этапы истории развития Приморья. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 1, 1956.

Ганешин Г. С., Чемяков Ю. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.— Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгрессе, XXI сессия. Изд-во АН СССР, 1960.

Гаррут В. Е., Юрьев К. Б. Мумифицированные остатки дикой лошади из вечной мерзлоты бассейна р. Индигирки.— Бюлл. комиссии по изучению четвертич. периода, 1966, № 31.

Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— Проблемы физич. географии, 1946, т. 12.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд-во АН СССР, 1959.

Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 78, 1963.

Глазунов Л. А. Эльгенское буроугольное месторождение.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 10. Госгеолтехиздат, 1962.

Грачев А. Ф. К теории педипленизации.— Материалы по геоморф. и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 1. Уфа, 1962.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Тр. Ин-та геол. «Наука», вып. 64, серия геол., 1948, № 17.

Гурин Г. Ф. Стратиграфия юрских отложений Таскано-Лыглыхтахского района.— Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Девис В. М. Каменистые поверхности в аридном и гумидном климатах.— В кн. «Геоморфологические очерки». ИЛ, 1962.

Ефимова А. Ф. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР.— Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Северо-Востока СССР 1957 г. Магадан, 1959.

Ефимова А. Ф., Бычков Ю. М. Некоторые новые палеонтологические находки и стратиграфические открытия на территории Северо-Востока СССР.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15, 1961.

Желамский А. Г., Воронов И. И. Некоторые вопросы золотосодержимости межгорных впадин Яно-Кольмской складчатой зоны.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17, 1964.

Зарудный Н. Н. Особенности тектонического строения юго-восточной части Яно-Кольмской складчатой зоны.— Изв. вузов, геол. и разв., 1964, № 12.

Зоненшайн Л. П. Нижнемеловая угленосная моласса Приверхоанского краевого прогиба.— Сов. геол., 1964, № 10.

Казакевич Ю. П. Золотоносные россыпи Витимо-Гатомского нагорья (Ленского золотоносного района), условия их формирования и размещения.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. IV. Изд-во АН СССР, 1960.

Казакевич Ю. П., Божинский А. П. Закономерности формирования и размещения золотоносных россыпей Алтае-Саянской складчатой области.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. IV, 1960.

Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., 1965.

Караваев М. Н. Растительный покров Якутии.— В кн. «Якутия». «Наука», 1965.

Карташов И. П. Флювиальные рельефообразующие процессы.— Тр. ВНИИ-1, вып. 29. Магадан, 1957а.

Карташов И. П. Генетические типы и фации рыхлых отложений, приуроченных к речным долинам Северо-Востока СССР. Магадан, 1957б.

Карташов И. П. О плотиковой фации аллювия.— Колыма, 1958а, № 1.

Карташов И. П. О принципах построения геолого-геоморфологических прогнозных карт россыпей.— Тр. ВНИИ-1, вып. 37. Магадан, 1958б.

Карташов И. П. Мощность аллювия и морфологические особенности террас, как показатель неотектонических движений.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 14. Магадан, 1960.

Карташов И. П. Единая генетическая классификация рельефа, рыхлых отложений и россыпей.— Тр. СВКНИИ, вып. 3. Магадан, 1963а.

Карташов И. П. Новые данные о стратиграфии антропогенных отложений и возрасте оледенений.— Колыма, 1963б, № 2.

Карташов И. П. Происхождение и возраст реликтов выровненного рельефа на Северо-Востоке СССР.— Колыма, 1963в, № 8.

Карташов И. П. Баланс рыхлого материала в речных долинах.— Вестн. научн. инф. Забайкальского отдела географ. об-ва, СССР. Чита, 1965, № 2.

Карташов И. П. Оценка влияния геоморфологических условий при поисках аллювия россыпей.— Разв. и охрана недр, 1966а, № 9.

Карташов И. П. Террасоувалы и связанные с ними рыхлые отложения и россыпи.— Докл. АН СССР, 1966б, т. 166, № 2.

Карташов И. П., Шило Н. А. Закономерности размещения россыпей, обусловленные экзогенными процессами.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, Изд-во АН СССР, 1960.

Кашменская О. В. Четвертичные золотоносные отложения бассейна р. Берелех.— Информ. бюлл. НИИГА, 1958, вып. 10.

Кашменская О. В. Четвертичные отложения бассейна р. Берелех.— Материалы Всес. совещ. по изучению четвертич. периода, т. 3. 1961.

Кашменская О. В. Неотектонические движения в верхней части бассейна р. Колымы и их роль в процессе образования рельефа и россыпей.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 8, 1964а.

Кашменская О. В. О связи долин и золотоносных россыпей бассейна р. Берелех с зонами тектонических разрушений.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 8, 1964б.

Кашменская О. В., Хворостова З. М. О доледниковых и межледниковых четвертичных отложениях в верховьях рек Колымы и Индигирки.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27, 1962.

Кашменская О. В., Хворостова З. М. Изучение характера склонов в районах верховьев рек Колымы и Индигирки с целью выявления неотектонических движений.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 8, 1964а.

Кашменская О. В., Хворостова З. М. О четвертичных отложениях бассейна Эльги и некоторых общих вопросах стратиграфии четвертичной системы в районе верховьев рек Индигирки и Колымы. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, 1964б.

Кашменская О. В., Хворостова З. М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей (на примере Эльгинского золотоносного района в верховьях р. Индигирки). Изд-во СО АН СССР, 1965.

Кечек Г. А. Возможности выявления древних россыпей золота в бассейне р. Колымы.—Тр. ЦНИГРИ, вып. 63, 1965.

Кечек Г. А. Типы россыпей древней гидросети бассейна верховьев р. Колымы и районы их распределения.—Тр. ЦНИГРИ, вып. 72, 1967.

Клюкин Н. К. Краткий климатический очерк Крайнего Северо-Востока СССР, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1959.

Клюкин Н. К. Климатический очерк Северо-Востока СССР. Гидрометеоздат, 1960.

Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР.—Тр. ГУС МП, вып. 30. Изд-во Главсевморпути, 1947.

Колосов Д. М. Общие вопросы геоморфологии Северо-Востока СССР.—Материалы по геол. Северо-Востока СССР, вып. 5. Изд-во «Сов. Колыма», 1949.

Колосов Д. М. Древняя кора выветривания в Северо-Восточной Якутии.—Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 5.

Колосов Д. М. Развитие тихоокеанской древнеледниковой провинции СССР.—Материалы по изучению четвертич. периода СССР, вып. 3, 1952.

Косыгин Ю. А., Боголепов К. В., Парфенов Л. М. и др. Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», Сиб. отд., 1965.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезокайнозойского континента Азии.—В кн. «Тектоника Сибири», т. I. Изд-во АН СССР, 1962.

Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.—Землеведение, 1948, т. II (XLII).

Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений.—Землеведение, 1950, т. III.

Ларин Н. И. К тектонике и металлоносности Яно-Колымской складчатой области.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 9, 1955.

Лебедев С. А. О возрасте и золотоносности древнеаллювиальных отложений в бассейне р. Худжах.—Колыма, 1965, № 5.

Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитоидных интрузий в процессе горообразования.—Геотектоника, 1965, № 3.

Ложкин А. В. История развития рельефа и возраст аллювиальных отложений бассейна руч. Промежуточного (система р. Индигирки).—Тр. СВ КНИИ, вып. 3, 1963а.

Ложкин А. В. Новые палинологические данные о развитии растительности Северо-Востока СССР в антропогене.—Докл. АН СССР, 1963б (152), № 4.

Ложкин А. В. Новые палинологические данные о развитии растительности Северо-Востока СССР в голоцене.—Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 4.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географиздат, 1948.

Марков К. К. Палеогеография. Госгеолтехиздат, 1960.

Марков К. К. Новейшие страницы истории Земли.— Природа, 1966, № 5.

Матвеевко В. Т. Краткий металлогенический очерк Северо-Востока СССР.— Тр. ВНИИ-1, вып. 9, 1955.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания (на примере Юго-Востока Русской равнины).— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 1.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. «Наука», 1965.

Мирчинк С. Г. Роль молодой тектоники в пространственном размещении россыпей.— В сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», вып. IV, 1960.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. «Наука», 1964.

Московченко Н. Т. Третичные отложения побережья Тауйской губы.— Тр. Межвед. совещ. по разработке унифици. стратиграф. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.

Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса, пробл. 4. «Деформация пород и тектоника». М., 1964.

Мурзаева В. Э., Рыжов Б. В. Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений и геоморфология.— В кн. «Геология и инженерная геология Верхнего Амура». Изд-во МГУ, 1962.

Наталенко В. Е., Хайкина С. Л., Белая Б. В. Меловые отложения Хиникенской впадины.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18, 1966.

Ненашев Н. И. Мезокайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. «Наука», 1965.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949.

Никонова Р. И. О выравнивании рельефа Южного Приморья в кайнозое.— Изв. АН СССР, серия географ., 1966а, № 5.

Обручев С. В. Колымо-Индигирский край. Географический и геологический очерк.— Тр. СОПС АН СССР, серия якутск., вып. 1, 1931.

Обручев С. В. Колымо-Индигирский район. Геоморф. очерк.— В сб. «Якутская АССР». Тр. СОПС АН СССР, серия якутск., вып. 1, 1932.

Обручев С. В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. Изд-во АН СССР, 1938.

Онищенко Б. А. Новые данные о строении и возрасте отложений Бугчанской впадины в горной системе Черского.— Геол. и геофиз., 1964, № 10.

Онищенко Б. А. Новые материалы к стратиграфии четвертичных отложений горной системы Черского.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.

Орлова З. В. Фациальное строение, литологические особенности и возраст аллювиальных отложений бассейна р. Ичувеем.— Тр. СВКНИИ, вып. 3, 1963.

Орлова З. В. Спорово-пыльцевые спектры аллювия современных речных пойм Западной Чукотки и их стратиграфическое значение.— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 2.

Пармузин Ю. П. Северо-Восток и Камчатка. Изд-во «Мысль», 1967.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.

Пенк В. Морфологический анализ. ИЛ, 1961.

Пиотровский М. В. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1945, № 2.

Пиотровский М. В. К теории флювиально-денудационного (эрозионного) цикла.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39, 1948.

Пиотровский М. В. Вальтер Пенк и его книга «Морфологический анализ». Предисловие к кн.: В. Пенк. Морфологический анализ. Географгиз, 1961.

Пиотровский М. В. Проблемы формирования педиментов.— В кн. «Проблемы поверхностей выравнивания». «Наука», 1964.

Погожев А. Г., Семейкин А. И. Третичные отложения Северо-Востока СССР.— Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Попов А. И. История развития рельефа бассейна р. Берелех.— В сб. «Вопросы географии», № 46. Географиздат, 1959.

Попов Г. Г. Стратиграфия нижнего мела Северо-Востока СССР.— Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Попов Г. Г. Угольные бассейны и месторождения Северо-Востока СССР и Камчатки.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 10. Госгеолтехиздат, 1962а.

Попов Г. Г. Дарпирское месторождение.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 10. Госгеолтехиздат, 1962б.

Попов Г. Г. Месторождения бурых углей Финиш и Тагынья.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 10. Госгеолтехиздат, 1962в.

Попов Г. Г. Некоторые закономерности угленакопления на территории Северо-Востока СССР и Камчатки.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 10. Госгеолтехиздат, 1962.

Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозониды Северо-Восточной Азии.— В кн. «Тектоника СССР», т. V. Изд-во АН СССР, 1960.

Раковский С. Д. Богатства недр — на службу Родине.— В кн. «Дальстрой». Магадан, 1956.

Резанов И. А. О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР.— Бюлл. совещ. по сейсмологии, 1960, № 10.

Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. «Наука», 1964.

Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, 1962.

Резанов И. А., Кочетков В. М. Новейшая тектоника и сейсмическое районирование Северо-Востока СССР.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 12.

Резанов И. А., Мелекесцев И. В. Этапы развития рельефа и новейшей тектоники бассейна верхнего течения Колымы.— Материалы по региональной тектонике СССР. «Недра», 1964.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Рождков И. С. Закономерности размещения россыпей и их коренных источников на территории Якутии.— В кн. «Геология россыпей Якутии». «Наука», 1964.

Русанов Б. С., Бороденкова З. Ф., Гончаров В. Ф. и др. Геоморфология Восточной Якутии. Якутск, 1967.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Сакс В. Н. О мезозойской истории в бассейнах Колымы и Индигирки.—Сов. геол., 1940, № 9.

Сакс В. Н. Четвертичное оледенение Севера Сибири.—Природа, 1947, № 4.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.—Тр. Аркт. науч.-иссл. ин-та, т. 201, 1948.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.—Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 77, 1953.

Сакс В. Н. Некоторые соображения о геологической истории Арктики.—В сб. «Проблемы Севера», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири.—Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 96, вып. 8, Л., 1959.

Сакс В. Н. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах.—Докл. на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Сакс В. Н., Стрелов С. А. Мезозой и кайнозой советской и зарубежной Арктики.—Тр. НИИГА, т. 117, вып. 15, 1961.

Самылина В. А. О меловой флоре Аркагалинского угленосного бассейна.—Докл. АН СССР, 1962, 147, № 5.

Семейкин А. И. Аркагалинская угленосная площадь.—В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 10, 1962.

Серебряков В. А. Гранитный массив Чьорго.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 14, 1960.

Серебряков В. А. Оханджинский гранитоидный массив и сопоставление его с массивом Чьорго.—Изв. вузов, геол. и разв., 1961, № 1.

Серебряков В. А. Значение свойств калинатровых полевых шпатов для выяснения условий образования гранитов. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 16, 1963.

Серебряков В. А. Парагенетические соотношения свойств гранитоидов.—Колыма, 1966, № 3.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Скорняков П. И., Тупицын Н. В. Геоморфологический очерк Охотско-Колымского края.—Материалы по изучению Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 10, 1936.

Снятков Л. А. Геологическое строение и главнейшие этапы развития Северо-Востока СССР.—В кн. «Тезисы докладов и сообщений совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.

Снятков Л. А., Снятков Б. А. Верхояно-Чукотская складчатая область.—В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.

Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. Географиз, 1952.

Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. Изд-во АН ЛатвССР, 1958.

Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000). «Наука», 1966.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.

Тимофеев Д. А. К проблеме происхождения формы речных долин (на примере речных долин Южной Якутии).—Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 3.

Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания Алдано-Олекминского междуречья (Южная Якутия).—Землеведение, 1963, т. 6, (46).

Тимофеев Д. А. Средняя и Нижняя Олекма. Геоморфологический анализ территории бассейна. М.—Л., «Наука», 1965.

Трибунский И. П. Третичные осадочные отложения Охотского района.—Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.

Трушков Ю. Н. Условия образования и размещения россыпей золота в верхнем течении р. Индигирки.—Сб. «Геология россыпей Якутии». «Наука», 1964.

Трушков Ю. Н. Геоморфологический очерк верхней части бассейна р. Индигирки.—В сб. «Геология россыпей золота и закономерности их размещения в центральной части Яно-Колымского складчатого пояса. «Наука», 1966.

Тумаков А. И. Стратиграфия угленосных отложений Аркагалинского бассейна.—Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.—Сов. геол., 1959, № 3.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма и плутонизма. Вулкано-плутонические формации.—Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

Физико-географический атлас мира. Госгеолтехиздат, 1964.

Фирсов Л. В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста.—Изв. вузов, геол. и разв., 1960, № 10.

Фирсов Л. В. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР.—Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 6.

Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. Геол. и геофиз., 1964, № 10.

Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология?—Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 2.

Ханн В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенные пояса и их тектоническая природа.—Сов. геол., 1965, № 7.

Хайкина С. Л. Верхнемеловые и третичные спорово-пыльцевые комплексы Северо-Востока СССР.—Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.

Хворостова З. М. Поверхности выравнивания в верховьях рек Индигирки и Колымы.—Тезисы докл. совещ. по геоморф. и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965а.

Хворостова З. М. Четвертичное оледенение горной части бассейнов рек Индигирки и Колымы.—В кн. «Основные проблемы четвертичного периода». «Наука», 1965б.

Хворостова З. М., Кашменская О. В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения в верховьях рек Колымы и Индигирки.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27, 1962.

Хворостова З. М., Кашменская О. В. О поверхностях выравнивания в верховьях рек Индигирки и Колымы.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, 1964.

Хворостова З. М., Хлонова А. Ф. Строение и возраст отложений Средне-Берелехской впадины в бассейне р. Колымы.—Геол. и геофиз., 1966, № 8.

Хворостова З. М., Смирнова А. Н., Никитин В. П. Четвертичные отложения Онгачанского разреза в верховьях р. Колымы.— Геол. и геофиз., 1968, № 1.

Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— Докл. сов. геол. на Междунар. геол. конгрессе, XXII сессия, пробл. 4. «Наука», 1964.

Хлонова А. Ф. Споры и пыльца верхней половины верхнего мела восточной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 7, 1961.

Чемяков Ю. Ф. Древние поверхности денудационного выравнивания Приамурья и сопредельных территорий.— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1.

Чемяков Ю. Ф. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока СССР.— Материалы по четв. геол. и геоморф. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, т. 90, вып. 5.

Чемяков Ю. Ф. Происхождение и развитие поверхностей денудационного выравнивания в складчатых областях. Проблемы поверхностей выравнивания. «Наука», 1964.

Шайдегер А. Е. Теоретическая геоморфология. Перевод с англ. «Прогресс», 1964.

Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Тр. Ин-та геол. наук, вып. 35, геол. серия, 1951.

Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. «Наука», 1966.

Шайнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли.— Тр. ВНИИ-1, геология, вып. 49, т. XIV, 1959.

Шило Н. А. О возрасте золотоносных россыпей Северо-Востока СССР.— Материалы по геол. Северо-Востока СССР, вып. 7, 1949а.

Шило Н. А. О закономерности накопления тяжелых минералов в аллювиальных отложениях речных долин Верхне-Колымского нагорья.— Материалы по геол. Северо-Востока СССР, вып. 5, 1949б.

Шило Н. А. Геологические особенности и условия образования россыпных месторождений золота в районе левобережья Колымы.— Материалы по геол. золота и платины, вып. 9 (19) — 10 (20), 1953.

Шило Н. А. О формах переноса золота при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты.— Тр. ВНИИ-1, р. 2, вып. 8. Магадан, 1955.

Шило Н. А. Некоторые особенности концентрации минералов при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты.— Тр. ВНИИ-1, р. 2, вып. 10. Магадан, 1956а.

Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты.— Сов. геол., 1956б, № 53.

Шило Н. А. Строение и возраст континентальных четвертичных отложений Берелехского золотоносного района.— Тр. ВНИИ-1, вып. 26, 1957а.

Шило Н. А. Этапы формирования отложений молодых впадин Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. — Тр. ВНИИ-1, вып. 25, 1957б.

Шило Н. А. Некоторые принципы классификации россыпных проявлений.— Тр. ВНИИ-1, вып. 36, Магадан, 1958.

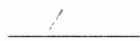
Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока и их влияние на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса.— Тр. ВНИИ-1, геология, вып. 44, 1959а.

Шило Н. А. Схема стратиграфии четвертичных отложений золотоносных районов Колымы и положение в ней россыпей.— Тр. Совещ. по стратиграф. Северо-Востока СССР. Магадан. 1959б.

- Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпей золотоносности.—Тр. ВНИИ-1, вып. 63, 1960а.
- Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности.—Тр. ВНИИ-1, вып. 63, 1960б.
- Шило Н. А. Главнейшие черты россыпной золотоносности Северо-Востока СССР.— Докл. на конференции по развитию производительных сил Дальнего Востока. М., 1961а.
- Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Тр. ВНИИ-1, вып. 66, 1961б.
- Шило Н. А. Классификация россыпей Яно-Колымского золотоносного пояса.— В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., 1963.
- Шило Н. А., Карташов И. П. Россыпные месторождения золота Северо-Востока СССР.— Тр. ВНИИ-1, геология, вып. 50, 1959.
- Шило Н. А., Орлова З. В. Верхне-Нерская впадина и возраст ее отложений.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 12. Магадан, 1958.
- Шило Н. А., Орлова З. В. Среднечетвертичный ледниковый спорово-пыльцевой комплекс из аллювиальных отложений бассейна р. Колымы.— Сов. геол., 1960, № 8.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Географиздат, 1948.
- Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры.— Научн. докл. Высшей школы, отд. геол.-геогр. наук, № 1, 1958.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР.— Сов. геол., 1962, № 5.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— В кн. «Активизированные зоны земной коры». «Наука», 1964.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. I. Изд-во МГУ, 1960.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. II. Изд-во МГУ, 1964.
- Эльянов М. Д. Опыт изучения проявлений неотектоники в долине р. Индигирки геолого-геоморфологическими методами.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 12, 1958.
- Эльянов М. Д. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы и Индигирки.— Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Якутия. Под ред. И. П. Герасимова. «Наука», 1965.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника. 1965, № 5.
- Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии.— Сб. «Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса». «Наука», 1967.
- King Z. C. Canons of landscape evolution.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, № 7.
- Strahler A. N. Dynamic basis of geomorphology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, vol. 63.
- Twidale C. R. Some problems of slope development.— J. Geol. Soc. of Australia, vol. 6, part. 2, Adelaide, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Общие сведения о районе исследований	10
Основные особенности геологического строения	17
Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область	17
Складчатые структуры бассейна верховьев р. Колымы	20
Разрывные нарушения и магматические образования	22
Некоторые характерные черты литологии горных пород, стратиграфии мезозойских и кайнозойских континентальных отложений	28
Отложения геосинклинального комплекса	29
Континентальные отложения межгорных впадин	31
Аллювиальные отложения террас и долин	43
Основные этапы геологического развития	61
Геосинклинальный этап	63
Орогенный этап	67
Этап относительной тектонической стабилизации	72
Неотектонический этап горообразования	76
Поверхности выравнивания	80
Морфоскульптурные особенности рельефа	97
Ледниковый рельеф	97
Флювиальный рельеф	110
Зависимость рисунка речной сети от линейных тектонических нарушений	110
Основные элементы флювиального рельефа	113
Общие особенности речных долин	116
История образования долинной сети	126
Денудационный рельеф	137
Определение и главные типы склонов	137
Закономерности сочетания склонов и причины, их определяющие	144
Геоморфологическое районирование с элементами морфоструктурного анализа	157
Заключение	171
Литература	187



Зоя Михайловна Хворостова
ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАССЕЙНА
ВЕРХОВЬЕВ Р. КОЛЫМЫ

Ответственный редактор
Ольга Вадимовна Кашменская

Редактор *Н. Г. Рязанова*
Художественный редактор *В. И. Шумаков*
Обложка художника *Е. Ф. Зайцева*
Технический редактор *Е. М. Елистратова*
Корректоры *В. Г. Прохорова, Н. И. Колесникова*

Сдано в набор 27 января 1970 г. Подписано в печать 12 июня 1970 г. МН 01095. Формат бумаги 60×90¹/₁₆. 12,5 печ. л., +4 вкл., 13,7 уч.-изд. л. Заказ № 19. Тираж 1000.
Цена 85 коп.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. Новосибирск-99, Советская, 18.
г. Новосибирск, Полиграфкомбинат, Красный проспект, 22.