

Ю. П. БАРАНОВА

РАЗВИТИЕ МОРФОСТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Ю. П. БАРАНОВА

РАЗВИТИЕ МОРФОСТРУКТУР
СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ
В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1967

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР *В. Н. САКС*

2-9-3
1319-66

ВВЕДЕНИЕ

Под Северо-Восточной Сибирью автор понимает обширную страну, простирающуюся от р. Лены на восток до р. Колымы и омываемую водами Северного Ледовитого океана и Охотского моря.

В структурном отношении—это Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область с включенными в нее срединными массивами. С запада область ограничена Сибирской платформой; восточная граница проходит вдоль зоны глубинных разломов и сопутствующих им структур Приколымского шва (Тильман, Егоров, 1964).

В 1964 г. издательством «Наука» была выпущена книга Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ «Северо-Восток СССР», составляющая I том серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока». В книге на базе морфоструктурного анализа произведена реконструкция основных этапов рельефообразования северо-восточной окраины Азии на протяжении мезозоя и кайнозоя.

Детальный палеогеоморфологический анализ, выполненный на основе комплексного использования разнообразных геологических и географических данных, новая схема стратиграфии кайнозойских толщ Северо-Востока СССР и подробная характеристика формирования рельефа по структурно-геоморфологическим областям явились исходным материалом для дальнейших исследований по выяснению общих закономерностей рельефообразования этой страны. Такое исследование применительно к западной части Северо-Востока СССР, т. е. Северо-Восточной Сибири, и произведено в предлагаемой работе. Вопросы стратиграфии кайнозоя и палеогеоморфологическое описание отдельных областей здесь не рассматриваются, поскольку они подробно освещены в указанной выше книге. Приводятся только краткие сведения по геологическому строению, рельефу и структурно-геоморфологическим областям. Данная работа посвящена рассмотрению некоторых теоретических вопросов — устойчивости и унаследованности в развитии древних и современных геоморфологических ландшафтов; направленности и ритмичности проявления эндо- и экзогенных процессов; реконструкции эпох роста (дифференциации) и эпох нивелирования (выравнивания) рельефа; восстановления источников и путей сноса; определения возраста рельефа и т. д.

Решение этих проблем современной структурной геоморфологии, основанное на сочетании углубленного палеогеоморфологического изучения и исследования закономерностей глубинного строения Земли на базе морфоструктурного анализа, имеет практический интерес в связи с поисками многих полезных ископаемых.

В результате структурно-геоморфологических и палеогеоморфологических исследований в Северо-Восточной Сибири прослежена история

развития морфоструктур с начала становления континентальных условий в позднем мезозое. При этом выявлена зависимость формирования рельефа от геологического строения и тектонического режима различных структурных зон мезозойской складчатой области. Установлена унаследованность и преемственность в развитии древних и современных морфоструктур.

Исторический подход позволил выявить выраженную на фоне общего направленного горообразования (эпигеосинклинального и новейшего орогенеза умеренной интенсивности) цикличность в развитии рельефа, обусловленную ритмичным проявлением тектонических движений в послегеосинклинальный и новейший этапы.

В итоге работы высказано предположение о длительности формирования рельефа Северо-Восточной Сибири в течение позднего мезозоя и кайнозоя и, как следствие этого, о сложности и неоднородности современного рельефа, в чертах которого запечатлены следы преимущественно новейшего этапа развития, в то время как рельеф более ранних этапов почти нацело уничтожен в связи с проявлением новейшего орогенеза.

Автор приносит свою благодарность членам-корреспондентам АН СССР Н. А. Флоренсову и Н. А. Шило, профессорам З. А. Сваричевской и Ю. А. Мещерякову, доктору географических наук Ю. Ф. Чемякову и старшим научным сотрудникам К. В. Боголепову и С. Ф. Бискэ за полезные советы и замечания, учтенные при подготовке рукописи к опубликованию.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Северо-Восточная Сибирь, начиная с позднекаменноугольной эпохи и на протяжении пермского, триасового и юрского периодов, представляла собой огромную Верхояно-Колымскую геосинклиналь, которая простиралась от края Сибирской платформы на восток, огибая изолированно расположенные упоры Колымского и Охотского срединных массивов.

Сопутствующие длительному осадконакоплению процессы складкообразования, в которые были вовлечены и участки жестких массивов, одновременно с развивающимися дифференцированными движениями обусловили создание к концу мезозоя на месте геосинклинали складчато-глыбовой страны. Консолидация ее происходила одновременно с заложением на юго-восточной окраине кайнозойской (нипловской) геосинклинали, тектоническая активность которой проявилась в пределах мезозойской страны в мощных горообразовательных процессах — поднятиях, прогибаниях и движениях по унаследованным, глубоко заложеным древним зонам разломов.

Строение Верхояно-Колымской складчато-глыбовой страны характеризуется рядом особенностей, свидетельствующих о своеобразии ее развития. Они отмечены К. Я. Спрингисом (1958), Ю. М. Пушаровским (1960) и наиболее четко сформулированы в последнее время Ю. А. Косыгиным и И. В. Луцикким (1961), К. В. Боголеповым (1962).

К этим особенностям относятся: 1) большие размеры составляющих геосинклиналь структур наряду с простотой их строения; 2) однообразный, преимущественно терригенный, состав слагающих формаций, отсутствие крупных перерывов и несогласий внутри осадочного комплекса, указывающее на слабую контрастность тектонических движений в геосинклинальный период; 3) проявление магматических образований не в начальный, а в завершающий этап развития геосинклинали; 4) расположение среди геосинклинальных структур срединных массивов; 5) четко выраженное приспособление простирающихся мезозойских структур к очертаниям срединных массивов и их подземным выступам, в пределах которых резко изменяются интенсивность и характер дислокаций.

Подземные выступы докембрийского фундамента прослеживаются в ряде структур Верхояно-Колымской складчато-глыбовой страны. Хорошо выражено Адычанское поднятие, которое наряду с Сунтаро-Лабанкырским погруженным массивом может рассматриваться как подземное продолжение Охотского массива. К. И. Шапошникова (1962) на основании гравиметрических и магнитных данных проводит северную

границу Охотского массива в районе Эльгинских дислокаций, характеризующихся крупной аномалией силы тяжести. Северная часть Адычанского поднятия, по К. К. Шапошникову и К. И. Шапошниковой (1961), отличается резко дифференцированным магнитным полем. Структурам Адычанского поднятия присуща пологая брахиформная складчатость и сокращенный по сравнению с окружающими частями геосинклинали разрез отложений.

Погруженные выступы докембрийских массивов прослеживаются по обтекающим их мезозойским структурам. Таковы поднятия Верхне-Омолуйское (Спрингис, 1958), Иргычанское (Аникеев, Драбкин и др., 1957), Буор-Хайское и Шелонское (Мокшанцев, Рожков, 1962). К. В. Боголепов (1963) выделяет Хромско-Новосибирский массив, существование которого подтверждается и геофизическими данными. По этим данным (Фотиади, 1961; Шапошников, 1962), районы к северу от Колымского срединного массива, характеризующегося положительными аномалиями силы тяжести и интенсивными магнитными аномалиями, отличаются тем же характером геофизических полей, что указывает на неглубокое залегание докембрийского фундамента.

Таким образом, характерные особенности строения Верхояно-Колымской складчато-глыбовой страны свидетельствуют о ее развитии в условиях почти непрерывного распространения погруженного кристаллического фундамента — раздробленного платформенного основания (Яншин, 1962), приподнятые блоки которого образуют срединные массивы, а блоки, опущенные на сравнительно небольшую глубину, выражены структурами погруженных массивов и пологих антиклинальных дислокаций. Складчатые комплексы, развитые на раздробленной платформе (кратоне), Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий (1961) предлагают именовать эпикратонными, поскольку характер строения их отличен от типичных геосинклинальных структур.

Схема тектонического районирования Верхояно-Колымской мезозойской складчатой области с вовлеченными в нее и обрамляющими срединными массивами показана на рис. 1. Она составлена по материалам Н. П. Аникеева, И. Е. Драбкина и др. (1957) с учетом данных, приведенных в схемах Ю. М. Пушаровского (1960), К. Я. Спрингиса (1959), К. Б. Мокшанцева и И. С. Рожкова (1962), а также В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. М. Тильмана и Н. А. Шило (1964).

Наиболее древние породы слагают срединные массивы.

В геологическом строении Охотского массива принимают участие архейские, протерозойские, нижнепалеозойские, пермские и триасовые осадочные породы. Строение Хромско-Новосибирского массива известно лишь для района палеозойского обрамления жесткого подземного упора. На островах Большом Ляховском, Котельном и Бельковском отмечены докембрийские, кембрийские, ордовикские, девонские и каменноугольные сланцы, аргиллиты и известняки.

Колымский срединный массив состоит из трех структурных ярусов. Первый ярус сложен кристаллическими сланцами, гранитами и гнейсами архея и протерозоя, известняками синийского комплекса и средне-верхнедевонскими вулканогенными образованиями. Второй ярус представлен осадочно-эффузивным комплексом перми, триаса и юры. Третий ярус состоит из вулканогенных и угленосных преимущественно континентальных образований поздней юры и раннего мела, объединенных в зырянский комплекс.

Палеозойское обрамление Колымского срединного массива образуют Момо-Полосуенский и Омудевский окраинные антиклинории. В их строении принимают участие синийские, кембрийские, ордовикские, си-

лурийские, девонские и нижнекаменноугольные породы — преимущественно известняки и сланцы. Н. А. Богдановым (1962) выделяются здесь узкие зоны Омудевского и Чибагалахского прогибов, в пределах которых в раннем палеозое формировались осадки геосинклинального типа.

В геологическом строении Верхояно-Колымской мезозойской складчато-глыбовой страны участвуют породы от среднего карбона до нижних горизонтов верхней юры, объединенные Н. П. Херасковым (1935) в верхоянский комплекс, соответствующий геосинклинальному циклу осадконакопления.

Состав отложений верхоянского комплекса однообразен. В основном это терригенные породы — песчаники и глинистые сланцы, обладающие монотонностью строения, не имеющие крупных перерывов и несогласий в напластовании. От нижележащих пород палеозойского возраста они отделяются перерывом и угловым несогласием. Суммарная мощность верхоянского комплекса превосходит 13 км.

Среднекаменноугольные и пермские отложения наиболее развиты в Верхоянской антиклинальной зоне, Южно-Верхоянском синклинории и Аян-Уряхском антиклинории. Общая мощность их колеблется от 3,5 до 7,5 км (Зимкин, 1959). Представлены они песчаниками и глинистыми сланцами с подчиненными им прослоями известняков, туфогенных песчаников и туфов. Каменноугольные и пермские отложения выходят в осевой части Верхоянской антиклинальной зоны, а в Аян-Уряхском антиклинории они собраны в спокойные линейные складки, простирающиеся в северо-западном направлении. Погружение складок обуславливает замещение их на севере породами триасового возраста.

Отложения триасовой системы распространены весьма широко и участвуют в строении всех крупных структурных зон. Шире всего они развиты в Яно-Сугойской синклинальной зоне, в пределах которой триасовые породы залегают согласно на пермских. Здесь же наблюдается и более полный разрез триаса, общая мощность отложений которого исчисляется приблизительно от 3 до 8 км. Представлены они исключительно песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами.

В Верхоянской антиклинальной зоне отложения триаса приурочены в основном к крыльям структуры. В Яно-Сугойской синклинальной зоне триасовые отложения на западе дислоцированы в крупные меридиональные складки, которые по направлению на восток постепенно выполаживаются и погружаются под юрские породы Инъяли-Дебинской синклинальной зоны. В районах Адычанского и Иргычанского поднятий отложения собраны в брахиантиклинальные складки с горизонтальным залеганием слоев в сводах и интенсивно дислоцированными породами в разделяющих сводах узких крутых синклиналях.

Отложения юрской системы преимущественно развиты в Полоуэнском и Инъяли-Дебинском синклинориях. В Арmano-Гижигинской синклинальной зоне установлен наиболее полный разрез юры, причем в разрезе большое участие принимают вулканогенные образования. Общая мощность юрских отложений достигает 5,5—5,7 км.

Нижнеюрские отложения залегают согласно на триасовых. Среди них развиты глинистые сланцы и алевролиты, составляющие разрезы нижнего и верхнего лейаса. Среднелейасовые отложения представлены песчаниками. В небольшом количестве в верхнелейасовых сланцах встречаются туфогенные породы.

Среднеюрские отложения особенно широко распространены. Это чередующиеся между собой песчаники и сланцы с очень незначительным количеством туфов. Среди типично морских, «иноцерамовых» отложений появляются прослойки с растительными остатками.

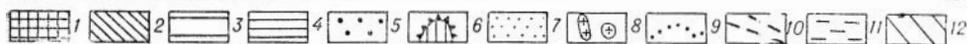
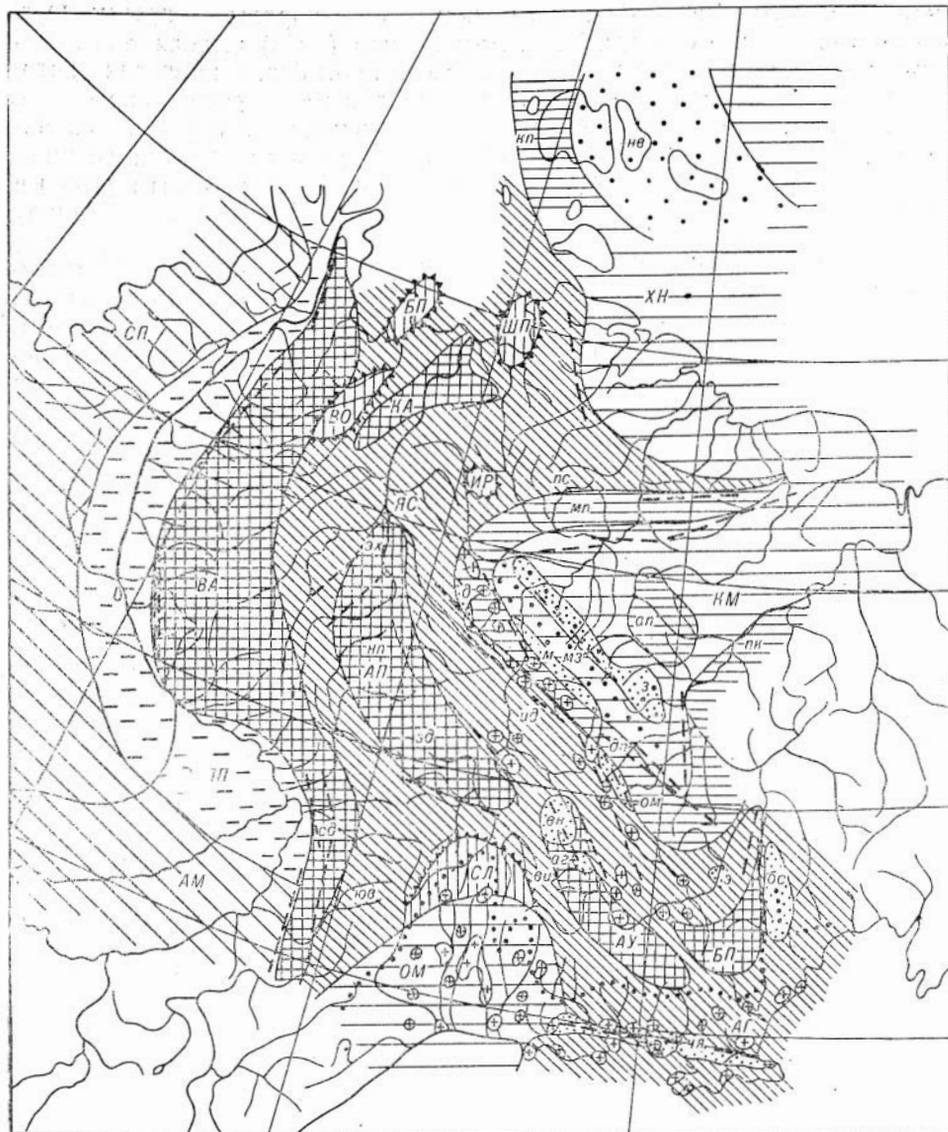


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северо-Восточной Сибири (составлена по материалам Н. П. Аникеева, И. Е. Драбкина и др., 1957; К. Б. Мокшанцева, И. С. Рожкова, 1962; К. В. Боголепова, 1962).

А. Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область. 1. Антиклинальные зоны и антиклинории: *ВА* — Верхоянская антиклинальная зона, *СД* — Сеттэ-Дабанский антиклинорий, *АУ* — Аян-Уряхский антиклинорий, *БП* — Вальгычанское поднятие, *АП* — Адычанское поднятие, *ЭХ* — Эгехайское поднятие, *НП* — Нельгехинское поднятие, *ЭД* — Эльгинский район пологих дислокаций, *КА* — Куларский антиклинорий. 2. Синклиналильные зоны и синклинории: *ЯС* — Яно-Сугойская синклиналильная зона, *ЮВ* — Южно-Верхоянский синклинорий, *ВИ* — Верхне-Индигирский синклинорий, *ид* — Ингъяли-Дебинский синклинорий, *по* — Полоусненский синклинорий, *АГ* — Арmano-Гижигинская синклиналильная зона.

Б. Срединные и остаточные массивы в мезозойской складчатой области. 3. Срединные и остаточные массивы: *КМ* — Колымский массив, *ХН* — Хромско-Новосибирский массив, *ОМ* — Охотский массив. 4. Внутренние и окраинные поднятия: *ал* — Алазейское поднятие, *лк* — Приколымское поднятие, *кп* — Котельничское поднятие, *мл* — Момо-Полоусненское антиклинальное поднятие, *ом* — Омудлевское антиклинальное поднятие. 5. Внутренние наложенные впадины позднегеосинклинального этапа: *мз* — Момо-Зырянская впадина, *нв* — Новосибирская впадина. 6. Погребенные массивы: *БП* — Буорхайское поднятие, *ВО* — Верхне-Омолойское поднятие, *ИР* — Иргычанское поднятие, *ШП* — Шелонское поднятие, \rightarrow

Верхнеюрские отложения залегают согласно на среднеюрских. Они представлены песчаниками, реже алевролитами и песчано-глинистыми сланцами, а также туфогенными породами. Вверх по разрезу верхней юры морские фации заменяются континентальными и вулканогенными. Последние образуют эффузивно-осадочную илинь-тасскую свиту, перекрывающую как породы верхоянского комплекса, так и палеозойские отложения на стыке окраинных поднятий Колымского массива и Инъяли-Дебинского синклинального прогиба.

Особенности размещения отложений верхоянского комплекса по определенным структурным зонам характеризуют последовательность развития Верхояно-Колымской геосинклинали (Мокшанцев, Рожков, 1962), влиявшей и на формирование первичного рельефа Северо-Восточной Сибири. Средне-, верхнекаменноугольные и пермские отложения отвечают этапу заложения раннегеосинклинального прогиба в Верхоянской зоне. С триасовым периодом было связано повсеместное прогибание геосинклинали с одновременным оформлением относительных поднятий в Верхоянской зоне и Аян-Уряхском антиклинории. Юрский этап осадконакопления характеризовался смещением геосинклинальных зон на восток и развитием наиболее прогнутой части геосинклинали — Инъяли-Дебинского прогиба.

Особое значение в позднегеосинклинальном этапе получили глубинные разломы, которыми в геосинклинальную фазу определялся раздробленный рельеф платформенного фундамента и на котором развивалась эпикратонная геосинклинали. Особенно резко разломы проявились в области стыка складчатых и платформенных структур, в большинстве своем в зоне обрамления Колымского и Охотского массивов, а также по периферии подземных выступов фундамента (Вашилов, 1963).

Наиболее крупными зонами разломов являются: Улахан-разлом, Чай-юринская зона, Ягоднинский разлом, Таскыстабытская зона разломов, Верхне-Балыгычанский разлом и др. Установленные геологическими и геофизическими исследованиями разломы контролируют большие и малые интрузии. Большие интрузии, известные под названием батолитоподобных гранитоидов «колымского» типа, распространены в области сочленения Инъяли-Дебинского синклинория с палеозойскими окраинными поднятиями. Данные геофизических исследований (Вашилов, 1963) показывают, что крупные гранитные интрузии распространяются исключительно в верхоянском комплексе, их нижним пределом является платформенный фундамент. Имея горизонтальные размеры больше вертикальных, гранитные интрузии по форме приближаются к лакколитам (Вашилов, 1963), магмовыводящие каналы которых расположены в зоне разломов. Возраст «колымских» гранитных интрузий определяется в интервале от позднеюрского до раннемелового включительно. По данным И. И. Ненашева (1964), часть этих интрузий датируется поздним мелом и ранним палеогеном.

Малые интрузии, преимущественно в виде даек, слагаются породами габброидного состава и приурочены к трещинным зонам, сопровождающим глубинные разломы. До последнего времени считалось, что малые интрузии по возрасту древнее больших, однако определение абсолютного возраста тех и других (Фирсов, 1960) показало одновременность их становления.

СЛ — Сунтаро-Лабынкырское поднятие. 7. Наложённые впадины после геосинклинального этапа: *чя* — Челомджа-Ямская, *э* — Эльгинская, *бс* — Балыгычано-Сугойская, *дп* — Дарпирская, *м* — Момская, *з* — Зырянская, *д* — Доглинская, *аг* — Аркагалинская, *вн* — Верхне-Нерская. 8. Интрузии гранитоидов. 9. Северная граница Охотско-Чукотского наложенного вулканогенного пояса. 10. Зоны глубинных разломов. 11. ПП — Приверхоцкий красной прогиб. 12. СП — Сибирская платформа, АМ — Алданский массив.

К зонам глубинных разломов приурочены поздние и послегеосинклинальные тектонические впадины. Одной из самых крупных является Момо-Зырянская предгорная впадина, возникшая во второй половине поздней юры на юго-западной окраине Колымского срединного массива.

Низы разреза Момо-Зырянской впадины слагаются верхнеюрскими осадками морской илинь-тасской (мощность 900 м) и лагунно-континентальной бастакской (мощность 2000 м) свит, залегающих на размытой поверхности палеозойских пород. Состоящие преимущественно из песчаниково-сланцевых пород, переслаивающихся с андезитами, порфиритами и их туфами, эти отложения образуют единый комплекс геосинклинальных осадков.

Собственно послегеосинклинальные образования в Момо-Зырянской впадине представлены волжско-раннемеловыми континентальными отложениями ожогинской, сияльской и буркемюсской свит, объединенных в зырянскую серию. По составу, строению и мощности (превышающей 6000 м) отложения зырянской серии можно рассматривать как угленосные молассы, формировавшиеся в этап горообразования Верхояно-Колымской страны.

Верхнемеловые (сеноман-туронские) послегеосинклинальные образования известны в Аркагалинской, Средне-Берелехской и Хиникенской впадинах. Они представлены континентальными отложениями (мощностью до 600 м), преимущественно грубозернистыми песчаниками и конгломератами; в Хиникенской впадине среди осадочных пород присутствуют, кроме того, вулканогенные фации.

Особое положение в тектоническом устройстве Северо-Восточной Сибири занимает ее южная окраина, примыкающая к Охотскому морю. Расположенные здесь Охотский массив и Армано-Гижигинская синклинальная зона почти полностью перекрыты эффузивами мелового и палеогенового возраста, образующими крупную самостоятельную структуру — Охотско-Чукотский наложенный вулканогенный пояс.

Формирование данной структуры, по мнению большинства исследователей (Устиев, 1959; Боголепов, 1962; Яншин, 1963), связано с развитием глубинных разломов широтного простирания, проявившихся в момент заложения на востоке и юго-востоке кайнозойского геосинклинального прогиба. По данным Ю. Я. Вашилова (1963), зона глубинных разломов на Охотском побережье располагается по границе различных структурно-тектонических районов — окраины Верхояно-Колымской складчато-глыбовой страны и предполагаемого в районе Охотского моря Центрально-Охотского массива. Эта зона отличается резкими изменениями мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев. В осадочном верхоянском комплексе и в эффузивной формации глубинные разломы выражены в зоне Челомджа-Ямских впадин, а также контролируют «охотские» гранитоиды на побережье Охотского моря.

Вулканогенный пояс состоит из трех структурных этажей (Устиев, 1959). Первый этаж образован нижнемеловыми (барремскими и аптальбскими) интенсивно дислоцированными эффузивами — андезитами и их туфами. Второй структурный этаж состоит из верхнемеловых слабо дислоцированных эффузивов — липаритов, фельзитов и их туфов, несогласно залегающих на нижнемеловых породах. На нижне- и верхнемеловых эффузивах с перерывом и несогласием лежат палеогеновые платобазальты третьего структурного этажа. Кроме вулканогенных пород, в Охотско-Чукотском поясе широко развиты меловые интрузии «охотских» гранитоидов — гранодиоритов, габбро и щелочноземельных гранитов.

Кайнозой явился горообразовательным этапом, особенно в новейшее время, когда происходило формирование современного рельефа страны. Рельефообразующая роль новейших тектонических движений свелась к общему поднятию страны; преобразованию мезозойского первичного горного рельефа; заложению межгорных и окраинных впадин; дифференцированным сводовым и блоковым подвижкам, ритмичным тектоническим движениям, ведущим за собой перестройку речного стока, формирование речных долин, серии террас и т. д. В тесной связи с орогенным характером неотектонических движений находилось и распределение зон осадконакопления. Кайнозойские отложения поэтому распространены преимущественно в крупных низменностях, межгорных впадинах и речных долинах.

Стратиграфические данные по кайнозою Северо-Восточной Сибири обобщены в монографии по истории развития рельефа Северо-Востока СССР (Баранова, Бискэ, 1964).

Наиболее древние горизонты кайнозойских отложений, принадлежащих к палеоцену и эоцену, приурочены к грабенам, по которым протекают реки Сога, Кенгдей (северная часть Верхоянской горной системы), встречены на р. Омолой и на оз. Тас-Тас в Восточно-Сибирской низменности и в Деревянных горах о. Новая Сибирь. Они представлены толщами буроугольных образований мощностью до 1000 м.

Олигоцен-среднеплиоценовые отложения слагают внутригорные впадины Верхояно-Колымской горной страны, а также неравномерным чехлом покрывают кровлю размытых палеоцен-эоценовых отложений в Восточно-Сибирской низменности.

В рабочей схеме Магаданского межведомственного стратиграфического совещания (1957) отложения Верхне-Нерских, Нагаевской и Охотской внутригорных впадин отнесены к нижнему отделу четвертичной системы. Однако палеофлористическая характеристика растительных остатков, значительная мощность (400—600 м), дислоцированность и уплотненность пород, наличие прослоев и линз не только лигнитов, но и бурых углей показали, что эти отложения являются более древними. В сводной стратиграфической таблице (Баранова, Бискэ, 1964) они помещены в неогеновую систему.

В группе Верхне-Нерских впадин разрез отложений Джелканской впадины датируется в интервале от низов миоцена до среднего плиоцена. Со средней частью джелканских слоев сопоставляются тагыннинские слои (Тагыннинская впадина), а с верхами джелканского разреза коррелируются делянкирские слои (Делянкирская впадина). Поскольку полный разрез отложений (мощностью 637 м) в наиболее прогнutoй Джелканской впадине еще не изучен, вероятно более древний, олигоценный возраст нижних погребенных горизонтов (Баранова, 1962).

Комплексы флор, выявленные в отложениях Верхне-Нерских впадин, характеризуются в основном наличием остатков вымерших видов: *Pinus spinosa* Herbst., *Pinus nagajevii* Vassk., *Pinus oligolepis* Miki, *Picea pacifica* Dorof., *Larix minuta* (Vassk.) Dorof., *Larix palaeosibirica* Dorof., *Larix antiqua* Dorof. Часть этих видов выделена впервые П. И. Дорофеевым, а другие виды и ранее были встречены в миоценовых отложениях Сибири. Современный вид *Larix dahurica* Turcz., появляющийся в верхних — делянкирских слоях совместно с вымершими *Picea anadyrensis* Krysht., *Pinus itelmenorum* Vassk., *Larix minuta* Dorof., указывает на некоторое обеднение состава растительности. Новые данные о возрасте верхненерской толщи согласуются с известными по прежним работам Н. А. Шило и З. В. Орловой (1958) палинологическими материалами. Спорово-пыльцевые спектры джел-

канских и тагынских слоёв, характеризующиеся преимущественным развитием хвойной растительности с примесью широколиственных, — миоценовые. Обеднение спектра за счет уменьшения теплолюбивых элементов и исчезновения широколиственных в делянкирских слоёх свидетельствуют о их более молодом плиоценовом возрасте.

В Охотской впадине, по наблюдениям Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1963 г.), отложения Сыпучего яра на р. Кухтуй, принимавшиеся ранее за нижнечетвертичные, входят в состав угленосной мареканской свиты нижнемиоценового-среднеплиоценового возраста. Кроме шишек неогеновых елей и сосен, среди растительных остатков П. И. Дорофеевым определены *Metasequoia sp.*, *Pterocarya sp.*, *Epipremnum crassum* С. et E. M. Reid, *Hippuris ochotensis* Dorof. и др., а в отпечатках листьев В. П. Вчерашней установлены *Dryopteris cf. cristata* (L.) Gray, *Salix varians* Goepf., *Populus balsamoides* var. *absoletecrenata* Il. et Pnevа и др. Птерисленные формы принадлежат преимущественно миоценовым и, реже, олигоценовым и плиоценовым видам. Датировка отложений по остаткам растений совпадает с определениями возраста их по палинологическим данным, приведенным С. Л. Хайкиной, которая выделила миоценовые и плиоценовые спектры хвойно-широколиственных пород с примесью вечнозеленых субтропических видов.

Олигоцен-среднеплиоценовый возраст устанавливается по флоре и для нагаевской толщи в районе Магадана. Все растительные остатки принадлежат вымершим формам. Часть из них — *Pinus spinosa* Herbst, *Pinus palaeostrobis* Ett., *Myrica* sp. из подрода *Morella*, *Alnus cf. flexilis* Dorof. — характерна для олигоцена и миоцена. Другая часть форм выявлена впервые, обнаруживает черты архаичных видов, например, олигоценовая *Picea bilibinü* Vassk., по морфологии приближающаяся к меловым *Pityostrobus* (Баранова, Дорофеев, 1962).

Отложения упомянутых впадин сопоставляются с осадками олигоцен-плиоценового возраста многих других внутригорных впадин Северо-Восточной Сибири (Эльгинской, Бугчанской, Сигланской и др.), сформировавшихся на протяжении новейшего этапа.

Четвертичные отложения в Северо-Восточной Сибири развиты преимущественно в пределах Восточно-Сибирской низменности. В Верхояно-Колымской горной стране они приурочены к внутригорным впадинам и речным долинам.

Четвертичные отложения представлены разнообразными генетическими типами — аллювиальными, озерно-аллювиальными, морскими, лагунными, ледниковыми и элювиально-делювиальными отложениями. Выделяются доледниковые (верхнеплиоценовые-нижнечетвертичные), ледниковые и послеледниковые образования. Доледниковые (верхнеплиоценовые-нижнечетвертичные) отложения образуют 15—30-метровый горизонт красно-бурых аллювиальных галечников, залегающих на размытой поверхности флористически охарактеризованных отложений верхнерерской толщи в Делянкирской впадине. К аналогичным образованиям относятся галечники XI террасы р. Колымы, табагинской свиты Кангаласского мыса на р. Лене и высоких террас р. Алдана, а также отложения, венчающие разрезы Талонской, Сеймчано-Буюндинской, Худжахской и других впадин. Возраст галечников определен условно, по их залеганию на среднеплиоценовых отложениях и по спорово-пыльцевым характеристикам, показавшим, что наряду с плиоценовыми видами здесь появляются представители и четвертичной таежной флоры (Сладков, 1960).

К верхнеплиоценовым-нижнечетвертичным образованиям относится также аллювий самых высоких (XII—XIII) террас бассейна р. Колымы

с растительными остатками: *Larix minuta* (Vassk.) Dorof., *Pinus itelmenorum* Vassk., *Picea anadyrensis* Krysht., *Picea* cf. *wollosowiczii* Suk. и отложения древних долин ручьев Базовского и Промежуточного в бассейне р. Индигирки. Возраст этих отложений, установленный согласно решениям Магаданского стратиграфического совещания (1957), в настоящее время пересмотрен исходя из сопоставления с делянкирскими слоями Верхне-Нерских впадин, с которыми их объединяет сходство растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов.

Ледниковые образования подразделяются на отложения двух ледниковых эпох, соответствующих среднечетвертичному — эльгинскому и позднечетвертичному — бохалчинскому (зырянскому в Верхоянской области) оледенениям горно-долинного типа. Межледниковые верхнечетвертичные отложения на Новосибирских островах представлены морскими осадками бореальной трансгрессии. В Приморской низине им корреляты лагунные фации. Континентальными аналогами являются озерно-аллювиальные отложения нижней части Сыпного яра на р. Индигирке. Межледниковый аллювий в бассейнах рек Колымы и Индигирки еще слабо изучен. К нему относятся отложения III террасы р. Арка-Галы (Шило, Орлова, 1960) со спектром древесной ольхово-березовой растительности; отложения 40-метровой террасы р. Неры с шишками *Larix sibirica* Ldb., *L. dahurica* Turcz., *Picea obovata* Ldb., *Pinus silvestris* L., отложения IV и III террас р. Дебин с пылью лиственницы, гаплоидных сосен, древесных березы и ольхи.

Исключительно широко развиты верхнечетвертичные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения внеледниковых равнин Восточно-Сибирской низменности. Отложения эти пронизаны трещинно-жильными сингенетическими льдами. Определения абсолютного возраста ископаемых остатков животных верхнепалеолитического комплекса, обнаруженных в этих отложениях, указывают на приуроченность их к каргинским отложениям. К изученным находкам относятся (Гейнц, Гарутт, 1964) Березовский мамонт — 39 000 лет, Санга-юряхский мамонт — 39 000, шерстистый носорог с р. Струйки (бассейн р. Эльги) — 38 000 лет.

Послеледниковые отложения включают аллювиальные, аласные и элювиально-делювиальные образования. Об абсолютном возрасте аласных отложений бассейна р. Индигирки дают представление определения 8670 ± 270 и 6850 ± 225 лет; для отложений I террасы р. Индигирки определен возраст 8500—9000 лет; для отложений поймы — 4770 ± 280 и 3470 ± 170 лет (Лаврушин, Девирц, 1963).

Состав и строение кайнозойских отложений Северо-Восточной Сибири показывает, что осадконакопление происходило в условиях ритмичного проявления тектонических движений. Выделяются комплексы отложений, соответствующие периодам активизации и ослабления тектоно-геоморфологических процессов:

1) комплекс тонкообломочных, глинистых, лигнитоносных и бурогольных отложений датско-эоценового или раннепалеогенового возраста мощностью от 100 до 1300 м, сформированный в условиях медленной денудации в горах при преимущественном развитии процессов выравнивания (быковская, кенгдейская, согинская свиты, свита Деревянных гор, глины основания Омолойских разрезов, каолиновая кора выветривания в основании Борулахской, Охотской, Нагаевской, Мелководнинской и других впадин);

2) комплекс олигоцен-среднемиоценовых преимущественно грубозернистых песков и галечников, составляющих нижние горизонты (100—300 м) разрезов внутригорных впадин и залегающих на размывтой поверхности нижнепалеогеновых глин в западной части Восточно-

Сибирской низменности; соответствует этапу подъема и расчленения гор с усиленной денудацией;

3) комплекс верхнемиоценовых-среднеплиоценовых песчано-глинистых ритмично построенных отложений (мощностью от 100 до 400 м) верхних горизонтов разрезов внутригорных впадин и омолойских слоев в западной части Восточно-Сибирской низменности; соответствует второму этапу выравнивания горного рельефа;

4) комплекс верхнеплиоценовых-четвертичных отложений различного литологического состава и строения, слагающих речные террасы и толщу (до 300 м) озерно-аллювиальных осадков в Восточно-Сибирской низменности. Соответствует этапу воздымания горной страны в обстановке ритмичных неотектонических движений, расчленения рельефа и усиленной денудации.



РЕЛЬЕФ И СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

В рельефе Северо-Восточной Сибири широко представлены как горные, так и равнинные ландшафты. Горы занимают большую часть территории, равнины же располагаются преимущественно на севере, образуя вдоль побережья Северного Ледовитого океана Восточно-Сибирскую низменность.

Основной особенностью горного рельефа Северо-Восточной Сибири, составляющего Верхояно-Колымскую горную страну, является четкая северо-западная и субмеридиональная ориентировка ее основных орографических сооружений. Наиболее четко эта ориентировка выражена в Верхоянской горной системе и горной системе Черского (рис. 2).

Верхоянская горная система протягивается от дельты р. Лены на север, на юг и далее на восток, образуя естественный рубеж между бассейнами рек Лены и Яны. Главные орографические единицы Верхоянской горной системы — Хараулахский, Орулганский и Верхоянский хребты следуют друг за другом в направлении с севера на юг и, по существу, образуют единое горное сооружение. На всем протяжении от единого ствола последнего отходят многочисленные боковые хребты и гряды. Таковы хребты Джарджанский и Сетанджинский, гряды Туора-сис, Огоньор-тага и другие, менее значительные. Гребни основных хребтов Верхоянской горной системы соответствуют своду Верхоянской антиклинальной зоны.

Современная речная сеть прорезает структуры Верхоянской антиклинальной зоны вкrest их простираения. Боковые притоки главных рек развиваются по простираению структур, используя межгрядовые понижения и приспособляясь к участкам наименее стойких, сланцевых пород.

В наиболее расширенной части Верхоянской горной системы, непосредственно примыкающей к участку среднего течения р. Лены и низовьям р. Алдана, расположена группа невысоких, вытянутых почти параллельно гряд и кражей Западного Верхоянья.

На юге горной системы Верхоянский хребет разветвляется. Первую ветвь, вытянутую в юго-западном направлении, образуют кулисообразно примыкающие друг к другу Скалистый хребет и хр. Сеттэ-Дабан. В хр. Сеттэ-Дабан наряду со структурой большое отражение в рельефе получает литологический состав пород. Антиклинальным складкам, сложенным с поверхности известняками, соответствуют гряды, а синклинали, образованные сланцами, представляют межгрядовые понижения. В целом параллельно расположенные гряды и понижения следуют общему направлению структур. Склоны гряд ограничены продольными

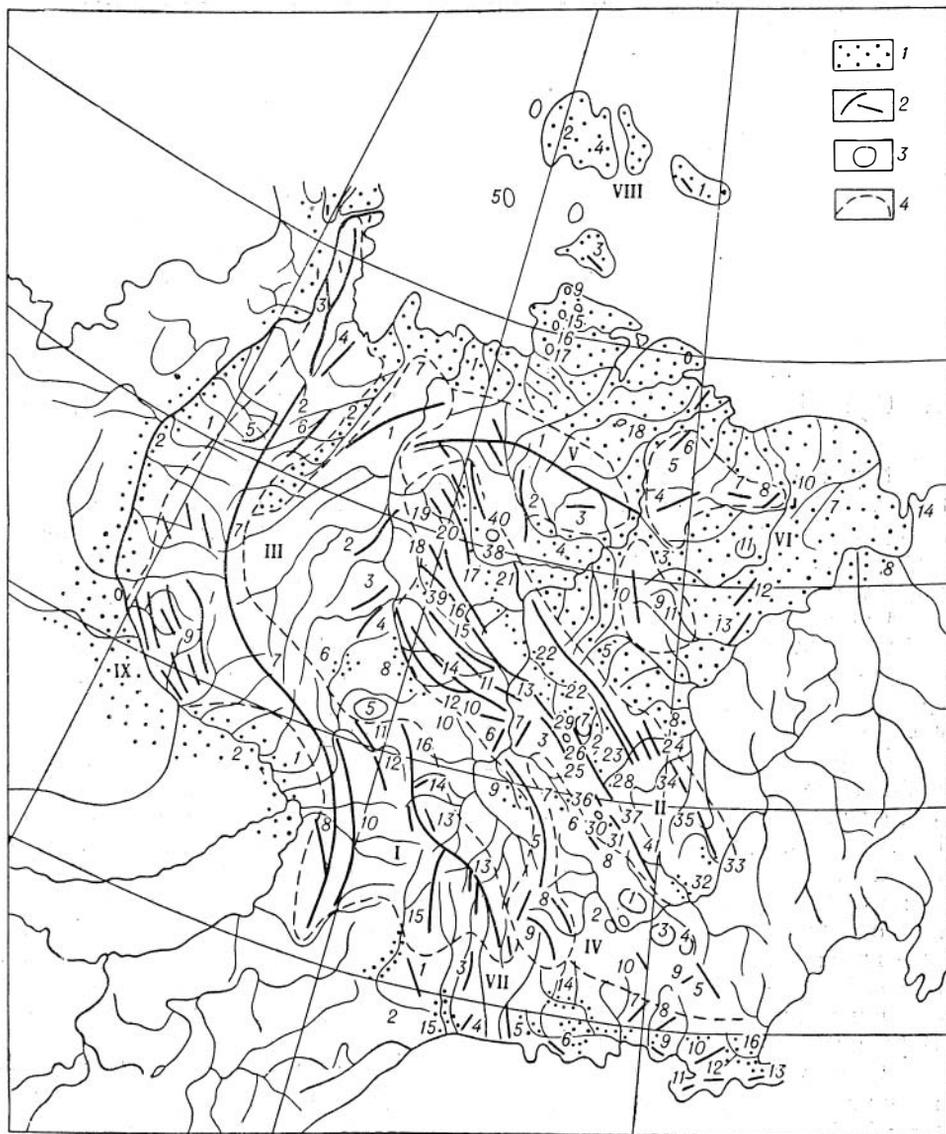


Рис. 2. Орографическая схема Северо-Восточной Сибири.

Условные обозначения: 1 — низменности; 2 — хребты и кряжи; 3 — горные массивы; 4 — границы орографических районов (I. Верхоянская горная система: 1 — Хараулахский хр., 2 — Орулганский хр., 3 — кряж Туора-Сис, 4 — кряж Огоньор-Тага, 5 — Джарджанский хр., 6 — Сетанджинский хр., 7 — Верхоянский хр., 8 — хр. Сетэ-Дабан, 9 — хребты и гряды Западного Верхоянья, 10 — Скалистый хр., 11 — Гарынская гряда, 12 — Кумбаринский хр., 13 — хр. Сунтар-Хаята, 14 — Огоньинский хр., 15 — Юдомский хр., 16 — Брюнгандинский хр.; II. Горная система Черского: 1 — Буордахский массив, 2 — Улахан-Чистайский хр., 3 — Эриктиский хр., 4 — хр. Хаяргастах, 5 — хр. Сарычева, 6 — Ольчанский хр., 7 — Усть-Нерский хр., 8 — Беренджинский хр., 9 — Кулинский хр., 10 — Силаянский хр., 11 — хр. Боронг, 12 — Няньдельгинская гряда, 13 — Порожный хр., 14 — хр. Оньооло, 15 — Чибгагалахский хр., 16 — Догдо-Чималгинский хр., 17 — хр. Тас-Хаяхта, 18 — хр. Наурэнья, 19 — Ымыйский кряж, 20 — хр. Хадаранья, 21 — кряж Андрей-Тас, 22 — Момский хр., 23 — хр. Гармычан, 24 — хр. Арга-Тас, 25 — Улахан-Чистайское плоскогорье, 26 — массив Еллу, 27 — Момо-Селеняхская впадина, 28 — Дарпирская впадина, 29 — Бугчанская впадина, 30 — массив Бурганди, 31 — Верхне-Берелехская впадина, 32 — Тасканская впадина, 33 — Эльгинская впадина, 34 — Чебыньинская гряда, 35 — гряда Полярная, 36 — хр. Оханджа, 37 — хр. Чьорго, 38 — Томмотский массив, 39 — Догдинская впадина, 40 — Селеняхская гряда, 41 — хр. Ненгеджек; III Яно-Оймяконское нагорье: 1 — хр. Кулар, 2 — гряда Кигилях, 3 — Тирехтяхский хр., 4 — Нельгехинский хр., 5 — Делинтинский массив, 6 — Дербекинская впадина, 7 — возвышенность Хаджи-Тас, 8 — Верхне-Адычанская впадина, 9 — Оймяконская впадина, 10 — Эльгинское плоскогорье; IV Верхне-Колымское нагорье: 1 — массив Анначаг, 2 — горы Малых Порогов, 3 — горы Больших Порогов, 4 — Бохапчинские горы, 5 — Майманджинский хр., 6 — Нерское плоскогорье, 7 — Верх-

разломами и надвигами, значительно реже встречаются поперечные разломы и сбросы, которые используются реками на отдельных участках. В связи с этим речные долины в плане не прямолинейны, а отличаются коленообразными перегибами. Вторую ветвь образует вытянутый в юго-восточном направлении хр. Сунтар-Хаята, который вместе с многочисленными ответвлениями боковых хребтов на юг и северо-запад составляет крупный горный массив.

К этой части Верхоянской горной системы приурочены наибольшие высоты порядка 2500—2800 м, в высшей точке (г. Мус-хая) достигающие 2959 м. В целом хр. Сунтар-Хаята характеризуется резко расчлененным высокогорным рельефом, который развивается независимо от складчатых структур Южно-Верхоянского синклинория. Рельефу свойственна ярусность, обусловленная различными литологическими особенностями горных пород. В верхнем ярусе высокогорный рельеф формируется на отпрепарированных интрузиях гранитов, в среднем и нижнем ярусах развит сильно и слабо расчлененный рельеф среднегорного типа.

В пределах всех ярусов рельефа и особенно в среднем распространены плато и столовые горы, обремененные своим происхождением слабо дислоцированными покровами эффузивов. Плановые очертания речной сети в хр. Сунтар-Хаята определяются уклоном поверхности и распределением наиболее высоких гранитных массивов, от которых реки растекаются радиально. В зонах средне- и низкогорного рельефа реки приспособляются к дизъюнктивным нарушениям, отражая в изгибах и поворотах долин направления разломов и сбросов.

Альпийский облик рельефу хр. Сунтар-Хаята придают острые гребни, оголенные скалы, крутые глубоко расчлененные склоны, современные и древние формы ледниковой деятельности.

Несколько более сглаженный, однако еще довольно глубоко расчлененный, местами высокогорный рельеф отмечается в хребтах Сеттэ-Дабан, Скалистом, Верхоянском и Орулганском. В основном наблюдаются высотные отметки 1500—2100 м, причем наибольшие высоты приурочены к осевым частям Скалистого (2410 м) и Верхоянского (2139 м) хребтов, а также к южному окончанию Орулганского хребта (2389 м).

Характер расчлененности западных и восточных склонов названных хребтов различен. Наиболее глубоко расчленены западные склоны, ограниченные продольными разломами и дренируемые правыми притоками Лены и Алдана. Амплитуды высот здесь достигают 1500—1800 м, предгорные равнины и подножные шлейфы располагаются на абсолютных отметках 500—600 м. Вследствие больших амплитуд высот и глубокой расчлененности Верхоянский хребет со стороны Лены и Ал-

не-Нерская впадина, 8 — Берелехская гряда, 9 — Ольские горы, 10 — Омчакская гряда; V. Горы системы хр. Полоусного и Алазейское плоскогорье: 1 — хр. Полоусный, 2 — гряда Этерин-Тях, 3 — кряж Эджегей-Тага, 4 — кряж Улахан-Тас, 5 — Кондаковское плоскогорье, 6 — кряж Бонга-Тага, 7 — кряж Суор-Уята, 8 — кряж Сюрях-Тас, 9 — Алазейское плоскогорье, 10 — кряж Ханга-Тас, 11 — г. Беркихнбит; VI. Восточно-Сибирская низменность: 1 — Приморская низина, 2 — Омлойская низина, 3 — Шангинский дол, 4 — Абыльская низина, 5 — Ожогинская низина, 6 — Ясачинская низина, 7 — Колымская низина, 8 — Анюйская низина, 9 — горы п-ва Святой Нос, 10 — г. Кислях-Тас, 11 — Магантасская возвышенность, 12 — Половинный кряж, 13 — Приколымский кряж, 14 — Каменная едома, 15 — г. Юрюнг-Хастах, 16 — г. Хар-Стан, 17 — г. Муксун, 18 — возвышенность Джолоон-Сисе; VII. Горы Охотского склона: 1 — Кетанджинский хр., 2 — Уракское плато, 3 — Кухтуйский хр., 4 — Ланжинские горы, 5 — Хейджанская гряда, 6 — кряж Чуктовар, 7 — гряда Момольтыкич, 8 — Хасынская гряда, 9 — горы Нагаева, 10 — кряж Кил, 11 — гряда Кони, 12 — Сигланский хр., 13 — Ямские горы, 14 — Челомджинская впадина, 15 — Охотская впадина, 16 — Ямско-Тауйская впадина; VIII. Новосибирские острова: 1 — Деревянные горы о-ва Новая Сибирь, 2 — плато о-ва Котельного, 3 — горы Хантагай о-ва Б. Ляховского, 4 — низины Новосибирских о-вов, 5 — горы о. Столбового; IX. Ленская равнина: 1 — Приленское плато, 2 — Центрально-Якутская низменность).

дана производит впечатление труднодоступного, высокогорного сооружения.

На восточных склонах Верхоянского и Орулганского хребтов абсолютные высоты постепенно снижаются до 800—1200 м, вследствие чего наблюдается плавный переход от сильно расчлененного рельефа Верхоянской горной системы к области Яно-Оймяконского нагорья.

Высокогорный, местами альпийский рельеф характеризует сводовые части Орулганского и Верхоянского хребтов. Этим участкам присущи резкие очертания рельефа с крутыми обрывами и формами ледниковой эрозии — цирками и карами. Среднегорный рельеф развит на склонах этих хребтов и в ответвляющихся от них боковых хребтах и кряжах. Низкогорный рельеф приурочен в основном к подножию Верхоянской горной системы и к Западному Верхоянью. Здесь господствуют высоты 700—900 м, но отдельные хребты возвышаются на 1400—1700 м над уровнем моря. В Западном Верхоянье особенно четко проявляется связь рельефа с литологическим составом пород. Рельеф гряд здесь приобретает куэстовый характер. Благодаря параллельному расположению хребтов речная сеть в рассматриваемом районе не сечет структуры вкрест простирания, как это имеет место в основных хребтах горной системы, а приспосабливается к ним, вмещаясь в межгрядовые понижения и огибая отдельно стоящие горы, хребты, и гряды.

По направлению к северу Верхоянская горная система постепенно снижается. Преимущественно среднегорный рельеф Орулганского хребта сменяется в Хараулахском хребте низкогорным, абсолютные отметки которого не превышают 900 м, а в боковых кряжах Туора-сис и Огоньор-тага — 500—600 м.

Вторым крупным орографическим сооружением является горная система Черского, простирающаяся в целом в северо-западном направлении от верховьев р. Колымы до р. Ольджо — правого притока Яны. В западной части горная система Черского возвышается над плоскогорным рельефом Яно-Оймяконского нагорья, в юго-восточной — смыкается с Верхне-Колымским нагорьем, на северо-востоке круто обрывается к Ожонгинской и Абыйской низинам, а на севере ограничена хр. Полоусным.

Горная система Черского представляет собой весьма сложное горное сооружение, состоящее из параллельных цепей хребтов, разделенных межгорными понижениями и чередующихся с крупными горными массивами и внутренними плоскогорьями. Рельеф горной системы Черского благодаря преобладанию исключительно больших высот (2000—3000 м) и значительной амплитуде, достигающей 1500 м, производит впечатление типично высокогорного (см. рис. 12). В этой системе расположены наиболее высокие горные хребты и массивы — Момский и Улахан-Чистайский хребты, хр. Сарычева, Буордахский массив с наивысшей на Северо-Востоке СССР вершиной — горой Победа, достигающей абсолютной отметки 3147 м. Отличительная особенность горной системы Черского — подчиненность составляющих ее орографических элементов структурно-тектоническому плану. Внутренние хребты и гряды образованы мезозойскими структурами Инъяли-Дебинского синклинария. Передовые хребты Тас-Хаяхта, Омудевский и другие развиты на поднятых блоках палеозойских складчатых комплексов и обрамления Колымского срединного массива. Момский хребет соответствует Момскому антиклинальному поднятию.

Особое значение в формировании рельефа горной системы Черского получают исключительно широко развитые дизъюнктивные нару-

шения, которые выражены зонами разломов, преимущественно совпадающими в направлении с основными структурами и наследующими разрывы глубинного заложения.

Большое влияние на рельефообразование оказывают также после-складчатые и, особенно, новейшие дислокации, проявившиеся в форме сводовых движений, блоковых подвижек, образования впадин и т. д.

Наибольшие высоты и более четкая морфологическая выраженность присущи хребтам и массивам, сложенным гранитами, известняками и доломитами. Таковы Буордахский массив, хребты Улахан-Чистайский, Чибагалахский, Догдо-Чималгинский, Боронг и др. Исключительно глубокая и резкая расчлененность наряду с формами ледниковой и морозной денудации придают рельефу этих хребтов альпийский облик. Среднегорный рельеф развивается по обе стороны от высокогорного, в пределах абсолютных отметок, достигающих 2000—2200 м. Относительно глубокое его расчленение, от 500 до 700 м, обуславливает и развитие резких форм рельефа наряду с распространением массивных форм, отличающихся мягкими очертаниями выпуклых склонов и плоских или округлых вершин. Среди среднегорного рельефа расположены отдельные более высокие группы гор, например массивы Чьорго, Оханджа, приуроченные к интрузиям гранитов. На больших площадях средне- и низкогорный рельеф в горной системе Черского представлен поверхностями внутригорных впадин — Момо-Селенняхской, Эриктской, Верхне-Нерской, Бугчанской и других, часть которых расположена в пределах Улахан-Чистайского плоскогорья. К среднегорным понижениям приурочена разветвленная сеть притоков р. Индигирки, в то время как сама Индигирка прорезает орографические элементы вкрест простирания, лишь на отдельных участках приспособляясь к плану морфоструктур.

Между двумя наиболее высокими горными системами — Черского и Верхоянской — расположена пониженная область, именуемая Яно-Оймяконским нагорьем. На севере нагорье граничит с Восточно-Сибирской низменностью, на юге, в верховьях р. Индигирки, заметно сужаясь, вдается между хребтами Сарычева и Сунтар-Хаята.

Яно-Оймяконское нагорье по устройству своей поверхности заметно отличается от ограничивающих его с востока и запада горных систем. Здесь преобладают абсолютные отметки от 1400 до 1600 м. На отдельных участках высоты достигают 1700—1800 м. Амплитуда колебаний высот невелика, максимум 400—500 м. Распределение их — наибольшее на юге, наименьшее на севере — обуславливает общий уклон поверхности Яно-Оймяконского нагорья в северном направлении.

Рельеф Яно-Оймяконского нагорья среднегорный, характеризуется плоскими, плавными формами основных его элементов, соответствующих пологим структурам Яно-Сугойской синклинальной зоны. Плоскогорный характер поверхности нарушается в средней и северной части линейно вытянутыми поднятиями Тирехтяхского и Нельгехинского хребтов, возвышенности Хаджи-Тас и хр. Кулар. Северная часть Яно-Оймяконского нагорья обладает выположенными, спокойными формами рельефа. Абсолютные высоты здесь не превышают 600—700 м, глубина вреза рек достигает 400—500 м.

Более интенсивное расчленение (350—400 м) и несколько большие абсолютные высоты характерны для средней и, особенно, южной части нагорья, примыкающей к отрогам хр. Сунтар-Хаята. Однако и здесь широко распространены плоские формы рельефа, обусловленные развитием поверхности выравнивания или приуроченностью к участкам горизонтально залегающих пород, с широко распространенными складка-

сундучного типа. В пределах Яно-Оймяконского нагорья расположены сравнительно крупные впадины — Оймяконская, Верхне-Адычанская, Дербекинская и др., характеризующиеся равнинным рельефом.

К югу от горной системы Черского находится Верхне-Колымское нагорье. Не имея на юге четкого орографического рубежа, нагорье плавно переходит в горные массивы побережья Охотского моря.

В распределении орографических элементов Верхне-Колымского нагорья не усматривается определенной ориентированности. В целом это хорошо расчлененное плоскогорье с массивными формами рельефа, абсолютные высоты которого колеблются от 1400 до 1600 м. Спокойный рельеф среднегорного типа нарушается вблизи р. Колымы высокорными группами Большого и Малого Анначаг, Больших и Малых порогов и Бохалчинскими горами, сложенными гранитами и отличающимися резкими, альпийскими формами. Абсолютные высоты этих горных групп достигают 2300—2600 м. Отдельно стоящие друг от друга горы высотой более 2000 м есть, кроме того, в северной части нагорья, где они возвышаются над выравненными пространствами на 500—600 м. По направлению на север высоты уменьшаются, достигая в районе Нерского плоскогорья 900—1300 м. На междуречьях рельеф приобретает выравненный характер. В пределах Верхне-Колымского нагорья имеются внутригорные впадины — Верхне-Нерская, Талонская, Сеймчано-Буюндинская и впадина у оз. Джека Лондона, приуроченные к зонам глубинных разломов. Рельеф впадин в одних случаях холмистый, ледниково-аккумулятивный, в других — террасированный, озерно-аллювиальный.

В южном направлении Верхне-Колымское нагорье сменяется горными сооружениями Охотского склона. Водораздел между бассейном р. Колымы и бассейном Охотского моря орографически не выражен. На отдельных участках реки двух бассейнов сходятся своими вершинами, и более активно растущие реки Охотского склона постепенно захватывают верховья рек Колымского бассейна.

Абсолютные высоты в северной части Охотского склона достигают 1500—1600 м, в отдельных случаях 1700 м при амплитуде высот 300—350 м. Рельеф среднегорный, с массивными сглаженными формами. Над единой увалистой поверхностью в ряде районов поднимаются отдельные островершинные горы. Плавные очертания увалов, благодаря чему рельеф приобретает в целом платообразный характер, обусловлены особенностями скульптуры широко развитых здесь гранитных интрузий и пластовых эффузивных тел.

Южная пониженная часть Охотского склона имеет абсолютные отметки 1200—1300 м, лишь в Сигланском и Кетанджинском хребтах они достигают 1500 м. Относительные превышения здесь в отличие от северной части Охотского склона значительны, иногда приближаются по величине к абсолютным отметкам и превосходят в среднем 500—600 м. Этим объясняется весьма заметная контрастность рельефа, усугубляющаяся наличием, кроме горного расчлененного рельефа, еще и глубоких довольно крупных тектонических впадин, которые вытянуты параллельно друг другу вдоль побережья Охотского моря. Указанному направлению подчинены и прибрежные горные сооружения, такие как хребты и гряды Кил, Чутковар, Кони, Сигланский, Ямский и т. д. Береговая линия Охотского моря в достаточной степени изрезана и отражает морфологию прибрежной полосы Охотского склона. На участках развития гряд и впадин широтного направления береговая линия изобилует широкими бухтами, отгороженными от моря гористыми полуостровами.

Северную окраину Верхояно-Колымской горной страны образуют горы системы хр. Полоусного и Алазейского плоскогорья. Полоусненская горная система начинается от северных отрогов горной системы Черского и протягивается в широтном направлении от р. Яны до р. Алазеи. Она состоит из группы вытянутых друг за другом хребтов, из которых наиболее крупный хр. Полоусный, образованный на поднятых блоках палеозойских складчатых структур. Хр. Полоусный имеет абсолютные высоты 1300 м, относительные превышения 400—500 м и характеризуется сравнительно хорошо расчлененным среднегорным рельефом, преимущественно с массивными, реже остроконечными формами вершин. Рельеф склонов и сопровождающих главный хребет ответвлений низкогорный и холмисто-увалистый, особенно в северной части горной системы, где происходит сочленение гор с равниной Восточно-Сибирской низменности.

В восточном направлении высоты хр. Полоусного постепенно убывают, до отметок 500—600 м на левобережье р. Индигирки, где на фоне плавного холмистого рельефа высокой равнины выделяются горы Иргиль, Эджегей-тага, Шапкалах. От правобережья р. Индигирки Полоусненская горная система продолжается на восток в виде кряжей Улахан-тас, Суор-уйата и Сюрях-тас, максимальные отметки которых не превышают 700—800 м при относительном превышении над окружающей равниной 150—200 м. Рельеф здесь низкогорный, слабо расчлененный, на севере сменяющийся Кондаковским плоскогорьем, абсолютные высоты которого не поднимаются выше 400 м. На юге кряж Улахан-тас ограничен крутым склоном, обрывающимся к равнине Шангинского дола и Колымской низины.

На междуречье Индигирки и Колымы в верховьях р. Алазеи располагается Алазейское плоскогорье, соответствующее поднятой части Колымского срединного массива. Рельеф плоскогорья невысокий, спокойный с уплощенными формами вершин и полого-выпуклыми склонами. Наибольшие высоты (900 м) приурочены к кряжу Хангастас, расположенному в западной части плоскогорья. В остальной части Алазейское плоскогорье не поднимается выше 350—400 м и имеет относительные высоты 150—200 м.

Верхояно-Колымская горная страна с севера окаймляется Восточно-Сибирской низменностью, протягивающейся вдоль побережья Северного Ледовитого океана от р. Омолой до р. Колымы, углубляясь в континентальную часть Северо-Восточной Сибири по долинам рек Индигирки, Алазеи, Колымы и их притокам.

В структурном отношении Восточно-Сибирская низменность располагается на неравномерно опущенных блоках Колымского и Хромско-Новосибирского срединных массивов. Фундаментом западной части низменности, возможно, являются погруженные структуры мезозойского складчатого комплекса. Восточно-Сибирская низменность разобщена горными сооружениями Полоусненской системы, Алазейского плоскогорья и небольшими группами гор на отдельные части, которые носят самостоятельные наименования—Приморская, Омолойская, Абыйская, Ожогинская низины, Шангинский дол (Баранова, Бискэ, 1964).

Поверхность Восточно-Сибирской низменности приподнята в самой высокой своей части (на юге) на 90—100 м над уровнем моря. В северном направлении она постепенно снижается, достигая 40—60 м в центральной части и 5—10 м у берега моря. Колебания относительных высот внутри низменности не превышают 30—45 м. В пределах низменности располагаются отдельные возвышенности и кряжи высотой от 20 до 100 м, сложенные дочетвертичными породами (Маган-

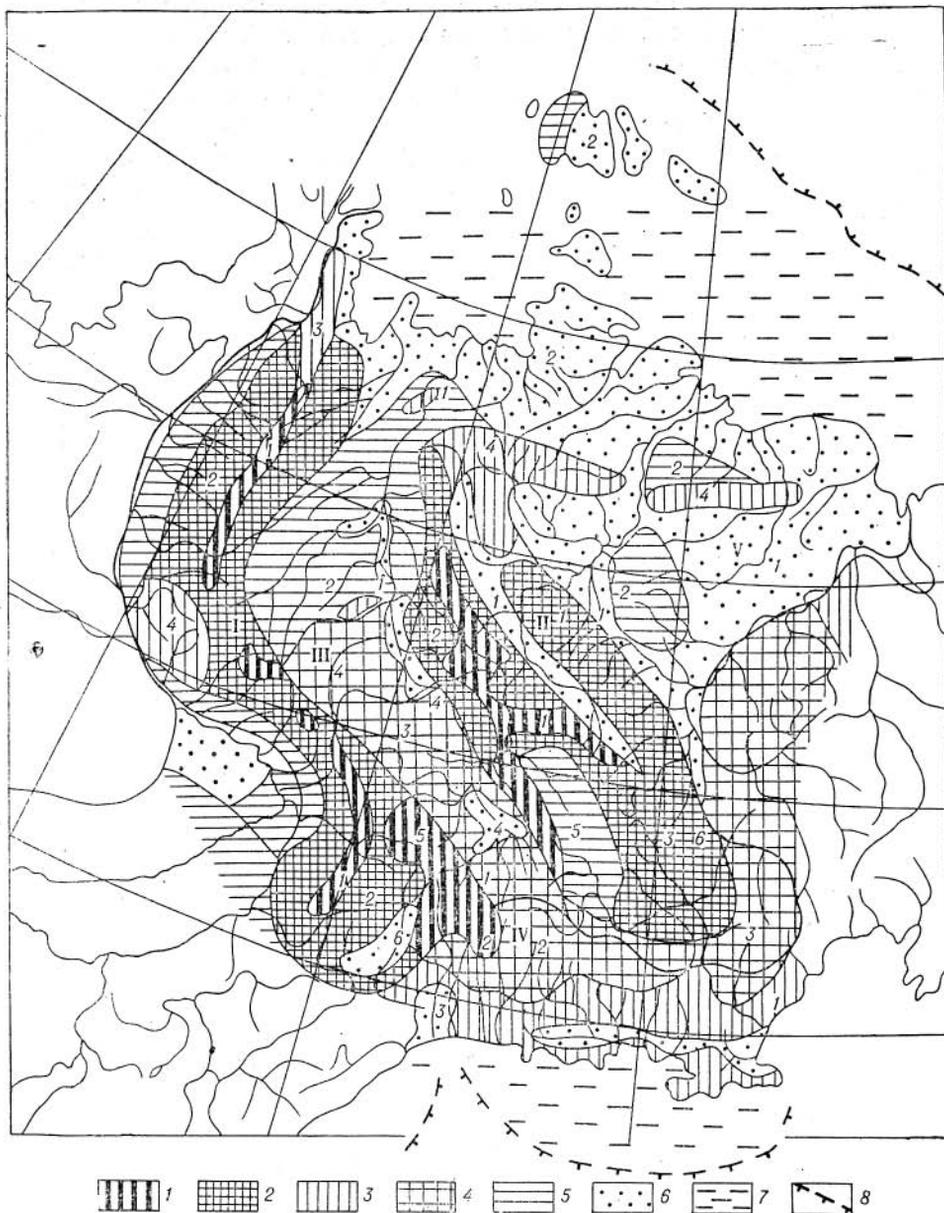


Рис. 3. Схема геоморфологического районирования Северо-Восточной Сибири.

Условные обозначения: 1 — высокогорный рельеф (>2000 м); 2 — среднегорный рельеф (1500—2000 м); 3 — низкие горы (до 1000 м); 4 — высокое плоскогорье, нагорье (1000—2000 м); 5 — низкое плоскогорье (до 1000 м); 6 — равнина (0—300 м); 7 — подводная равнина, 8 — подводный склон.

1. Верхоянская горная область: 1 — высокогорный альпийского типа рельеф осевых хребтов Верхоянской антиклинальной зоны и Сеттэ-Дабанского антиклинория, широко развиты продольные разломы; 2 — низко-среднегорный, грядово-хребтовый рельеф склонов Верхоянской антиклинальной зоны и окраины Южно-Верхоянского синклинория с остатками поверхности выравнивания; 3 — низкогорный рельеф Хараулахского горста с остатками поверхности выравнивания; 4 — низко- и среднегорный рельеф Западно-Верхоянской антиклинали, широко развиты продольные разломы; 5 — высокогорный альпийского типа рельеф массива Сунтар-Хаята (Южно-Верхоянский синклинорий) с вершинами отпрепарированных гранитных интрузий и вулканическими нагорьями; 6 — холмистый рельеф Юдомской тектонической впадины. II. Полоусьенская Верхнеколымская горная область интенсивных неотектонических движений, характеризуется проявлением в рельефе глыбовых, складчатых структур и глубинных разломов, к которым приурочены гранитные интрузии и тектонические впадины: 1 — высокогорный альпийского

тасская возвышенность, Приколымский и Половинный кряжи и др.).

Восточно-Сибирская низменность сложена четвертичными озерно-аллювиальными отложениями, пронизанными крупными клиновидными подземными льдами. Вытаивание последних в результате термокарста приводит к формированию на поверхности озерно-аллювиальной равнины различных форм и типов рельефа термокарстового происхождения — от неглубоких западин до крупных аласов и аласных равнин, изобилующих озерами.

Рельеф Новосибирских островов на большей части архипелага сходен с рельефом Восточно-Сибирской низменности и обусловлен в значительной мере термокарстовыми процессами, действующими на площадях, сложенных льдистыми озерно-аллювиальными отложениями. Вытаивание подземных льдов, кроме того, приводит к неуклонному уменьшению размеров островов и формированию мелководных, периодически заливаемых морем осушек.

Высокие плато и холмы распространены на участках выходов древних дочетвертичных пород, на островах Котельном, Столбовом, Большом Ляховском, Бельковском и Де-Лонга.

Исходя из взаимодействия процессов эндогенного и экзогенного характера при ведущем значении первого фактора, Северо-Восточную Сибирь можно подразделить на пять структурно-геоморфологических областей (рис. 3).

Три из них — Верхоянская, Полуосненско-Верхнеколымская и Яно-Оймяконская горные области — составляют Верхояно-Колымскую складчатую горную страну.

Верхоянская горная область интенсивных неотектонических движений (преимущественно сводовых поднятий) характеризуется четким отражением структур в рельефе; во второй половине мезозоя являлась слабо поднятой горной страной с незначительным эрозионным срезом. Современный рельеф создан при участии новейших движений, наложенных на древний структурно-тектонический план. Рельеф резко расчленен речной сетью, ориентированной вкрест простираения структур. Повсеместно развиты хорошо сохранившиеся формы рельефа двух оледенений горного типа. В хр. Сунтар-Хаята имеются современные ледники.

Полуосненско-Верхнеколымская горная область интенсивных неотектонических движений характеризуется проявлением в рельефе глыбовых, складчатых структур и глубинных разломов, к которым приурочены гранитные интрузии и тектонические впадины. Во

типный рельеф цепей Черского и хр. Сарычева, развитый на гранитных батолитах, высокогорный рельеф Момского хребта; 2 — среднегорный рельеф цепей Черского, приуроченный к Инъяли-Дебинскому синклинию с узкогребневыми хребтами, ориентированными параллельно структуре и ограниченными продольными разломами; 3 — среднегорный рельеф юго-восточной окраины Инъяли-Дебинского синклинария и Яно-Сугойской синклинальной зоны со следами поверхности выравнивания; 4 — средне- и низкогорный, грядовый рельеф хребтов Тас-Хаяхта, Полуосного и Улахан-Тас, связанный с поднятиями по разломам палеозойскими блоками и с гранитными батолитами; 5 — низкогорный рельеф Нерского плоскогорья, приуроченный к сводовому поднятию, с хорошо сохранившейся поверхностью выравнивания. III. Яно-Оймяконская горная область слабых неотектонических движений, представленная рельефом нагорий: 1 — среднегорный рельеф Куларского и Нельгехинского локальных поднятий; 2 — низкогорный рельеф северной части Яно-Сугойской синклинальной зоны; 3 — среднегорный рельеф южной части Яно-Сугойской синклинальной зоны; 4 — равнинно-холмистый рельеф молодых тектонических впадин в верховьях р. Индигирки. IV. Охотская горная область интенсивных, преимущественно дизъюнктивных неотектонических движений, характеризуется отражением в рельефе блоковой структуры, интрузий и вулканических покровов: 1 — низкогорный интенсивно расчлененный рельеф побережья Охотского моря; 2 — среднегорный массивный рельеф вулканогенных плато; 3 — равнинный рельеф молодых впадин. V. Область равнин Восточно-Сибирской низменности, Новосибирских островов и горного рельефа Алазейского и Кондаковского плоскогорий характеризуется поднятиями выступов и устойчивыми опусканиями погруженных частей срединного массива в новейшее время: 1 — озерно-аллювиальная равнина участков погружения срединного массива; 2 — рельеф плоскогорий горстовых поднятий срединного массива.

второй половине мезозоя являлась областью интенсивных поднятий и сноса мощных толщ пород верхоянского комплекса. Рельеф резко расчленен речной сетью, часто связанной с тектоническими нарушениями. Повсеместно хорошо сохранились формы рельефа двух оледенений горного типа. В горной системе Черского развиты современные ледники.

Яно-Оймяконская горная область незначительных неотектонических движений имеет типичный рельеф нагорий со слабым отражением структур и средней расчлененностью речными долинами. В долинах и впадинах сохранены ледниковые формы рельефа.

Южное обрамление Верхояно-Колымской горной страны образует Охотская горная область, приуроченная к вулканогенному Охотско-Чукотскому поясу. Отличается отражением в рельефе блоковой структуры интрузий и вулканоструктур, интенсивными, преимущественно дизъюнктивными, неотектоническими движениями. Речная сеть предопределена тектоникой. Во впадинах и речных долинах наблюдаются следы двух оледенений горного типа.

На севере Верхояно-Колымская горная складчатая страна ограничивается областью равнин Восточно-Сибирской низменности, Новосибирских о-вов и горного рельефа Алазейского и Кондаковского плоскогорий. Эта область характеризуется поднятиями выступов и устойчивыми опусканиями погруженных частей Колымского и Хромско-Новосибирского массивов в новейшее время.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОРФОСТРУКТУР

В истории формирования морфоструктур Северо-Восточной Сибири выделяются:

1. Этап геосинклинального развития, своеобразие черт которого непосредственно отразилось на последующем формировании рельефа. Длительность этого этапа — поздний палеозой и большая часть мезозоя, причем особое значение для рельефообразования имели процессы позднекаменноугольного — юрского времени.

2. Этап поздне- и постгеосинклинального умеренного горообразования, длившийся с конца поздней юры до второй половины олигоцена.

3. Этап новейшего горообразования, охватывавший время с позднего олигоцена по современный век.

Два последних этапа образуют континентальный период последовательной эволюции рельефа, прошедшего стадии развития от первичного горного рельефа к современному высоко- и среднегорному, интенсивно расчлененному. Ритмичность тектоно-геоморфологических процессов обусловила разделение всего континентального периода на три геоморфологических цикла.

Первый геоморфологический цикл соответствует поздне- и постгеосинклинальному горообразованию. Второй и третий геоморфологические циклы составляют этап новейшего горообразования.

Два первых цикла состоят из стадии восходящего и стадии нисходящего развития рельефа (т. е. расчленения его и выравнивания). Третий геоморфологический цикл, будучи еще незаконченным, прошел только восходящую стадию развития (табл. 1).

Содержание термина «геоморфологический цикл» в настоящее время уточнено по сравнению с 1899 г., когда он был введен В. Дэвисом. В современном понимании этот термин подразумевает тесную связь цикла с историей геологического прошлого Земли, а именно соответствие циклов развития рельефа ритмичности тектонических движений.

Ю. А. Мещеряков (1959, 1963 а, б) понимает геоморфологический цикл как этап направленной эволюции рельефа, состоящий из эпохи дифференциации и последующей эпохи выравнивания рельефа.

В горных, складчатых странах, подобных Северо-Восточной Сибири, испытывающих в той или иной мере выраженные процессы горообразования, геоморфологические циклы не являются завершенными. В силу сохранения относительной активности тектонических движений на протяжении второй (более спокойной) половины цикла «дифференцированный» в первую эпоху рельеф не испытывает повсеместного

Схема развития морфоструктур

Период	Эпоха	Продолжительность, млн. лет	Этап	Цикл				
Четвертичный	Современная	0,7	Новейшее горообразование	Развитие современной речной сети				
	Поздняя							
	Средняя							
	Ранняя							
Неогеновый	Плиоценовая	11–11,5		Новейшее горообразование	Развитие древней речной сети			
						Поздняя		
						Средняя		
	Миоценовая	14,0						
						Поздняя		
						Средняя		
Палеогеновый	Олигоценая	11,0	Поздне- и послегеосинклинальное горообразование (эпигеосинклинальный орогенез)	Формирование первичного горного рельефа				
					Поздняя			
					Средняя			
	Эоценовая	23,0						
	Палеоценовая	7,0						
Меловой	Поздняя	38,0	Геосинклинальное развитие					
	Ранняя	32,0						
Юрский	Поздняя	58,0			Геосинклинальное развитие			
	Средняя							
	Ранняя							
Триасовый		45,0					Геосинклинальное развитие	
Пермский		45,0						

**Поправки к табл. 1 «Схема развития морфоструктур
Север-Восточной Сибири» на стр. 26 и 27.**

В таблице частично ошибочно напечатана горизонтальная разграфка, разделяющая вертикальные графы: цикл, стадия, формирование рельефа и реликты древнего рельефа в современной поверхности:

1. Разделяющая линия циклов развития древней и современной речной сети на стр. 26 должна быть показана не между ранним плиоценом и поздним миоценом (как напечатано), а между средним и поздним плиоценом.

2. Верхняя пунктирная линия во всех трех вертикальных графах на стр. 27 должна проходить не внутри среднего миоцена (как напечатано), а по границе среднего и позднего миоцена.

3. Нижняя пунктирная линия во всех трех вертикальных графах на стр. 27 и в двух правых графах на стр. 25 должна проходить не по границе между средним и поздним олигоценом (как напечатано), а внутри среднего олигоцена.

4. Надпись «Геосинклинальное развитие» на стр. 26 в нижней части четвертой вертикальной графы должна ограничиваться справа вертикальной линией, совпадающей с разделением граф «Этап» и «Цикл».

Ю. П. Баранова Развитие морфоструктур Северо-Востока Сибири
в мезозое и кайнозое.

Северо-Восточной Сибири

Стадия	Формирование рельефа	Реликты древнего рельефа в современной поверхности
Восходящее развитие — расчленение рельефа	Формирование глубоко расчлененного горного рельефа высоко- и среднегогорного типов. Возникновение блоковых поднятий — хребтов и массивов на месте денудационной горной поверхности выравнивания (на гранитах). Обращенный рельеф впадин. Деформация поверхности выравнивания. Образование денудационных ступеней. Перераспределение речной сети, заложение новых впадин. Формирование современных речных долин и террас. Горные оледенения, формирование рельефа под воздействием морозных-солифлюкционных и мерзлотнотермокарстовых процессов.	Все формы рельефа хорошо сохранились в современной поверхности
Нисходящее развитие — выравнивание	Формирование региональной поверхности выравнивания в низкогорном рельефе и на склонах главных морфоструктур. Выравнивание на осадочном комплексе пород, частично на гранитах. Во впадинах аккумулятивные поверхности	Реликты выравнивания в виде денудационных и аккумулятивных форм. Плоские вершины на гранитах. Выровненные площадки в среднем и низком ярусах гор. Реликты древних речных долин
Восходящее развитие — расчленение рельефа	Омоложение, создание среднегогорного рельефа на осадочных породах. Вулканогенное плато в системе Черского постепенно разрушается. Заложение речной сети, согласной с морфоструктурами	Фрагменты древних речных долин. Горный рельеф осадочного комплекса смыт. Древние аллювиальные равнины впадин представлены плоскогорьями. Реликты предгорных шлейфов на склонах Момского, Улахан-Чистайского и других хребтов.
Нисходящее развитие — выравнивание рельефа	Региональная поверхность выравнивания в низкогорном рельефе с морфоструктурами предыдущей стадии. Поверхность выравнивания только в осадочном комплексе. Вулканогенные плато Охотского района. Обращенный горный рельеф Момо-Зырянской впадины	Погребенные поверхности выравнивания под эффузивами и на днищах внутригорных впадин. Рельеф переработан, отражается лишь в унаследованной ориентировке морфоструктур
Восходящее развитие — расчленение рельефа	Структурный рельеф на осадочном комплексе. Вулканогенное плато системы Черского, у его подножия — озерно-аллювиальная равнина Момо-Зырянской впадины. Внутригорные впадины, согласные с морфоструктурами. Высокий рельеф горных систем Черского и Верхоянской. Между ними рельеф понижен, сток вод в северном направлении	Следов в современном рельефе не сохранилось. Унаследован общий морфоструктурный план

и окончательного выравнивания, т. е. не достигает в своем развитии стадии выработанного пенеплена. В этом состоит отличие орогенных областей от областей платформенных, где эпоха тектонического покоя настолько длительна, что горный рельеф уничтожается полностью и заменяется рельефом «почти равнины».

Выделяемые «геоморфологические циклы» в Северо-Восточной Сибири рассматриваются не как повторение качественно одинаковых геоморфологических явлений, а как совокупность исторически развивающихся процессов, отражающих ритмичность тектонических движений земной коры.

ЭТАП ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

Особенности развития мезозойской геосинклинали Северо-Восточной Сибири наложили отпечаток на формирование первичного рельефа этой страны, а также на преобразование его в новейшее время.

Отличие Верхояно-Колымской геосинклинали от типичных геосинклиналичных областей состоит в эпикратонном развитии ее — наложении геосинклиналичных прогибов на раздробленное платформенное основание (Косыгин, Лучицкий, 1961; Яншин, 1962). Следствием такой особенности явилась меньшая по сравнению с типичными геосинклиналичными областями тектоническая подвижность Верхояно-Колымской геосинклиналичной области. Эта особенность отразилась и в относительно слабой подвижности складчато-глыбовой страны в последующие этапы ее формирования, обусловив проявление горообразовательных процессов умеренной интенсивности.

Различия в формировании первичного рельефа и в последующем его преобразовании были обусловлены рядом особенностей развития структурных зон и областей. Таковы медленное, непрерывное сводовое воздымание Верхоянской антиклиналичной зоны; наибольшая тектоническая инертность Яно-Сугойской синклиналичной зоны; высокая подвижность Инъяли-Дебинского синклиналичия; своеобразие южной окраины области, пограничной с более молодой, кайнозойской геосинклиналичю, и, наконец, устойчивое погружение окаймляющей мезозойскую геосинклиналич с севера области древней раздробленной платформы.

ЭТАП ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ

Этап поздне- и послегеосинклиналичного развития страны характеризовался нетипичными для платформы условиями сводовых и дифференцированных блоковых движений. Начало этого этапа на территории Верхояно-Колымской складчатой страны наступило не везде одновременно. Раньше других областей из-под уровня моря была освобождена южная часть территории, охватывающая Армано-Гижигинскую синклиналичную зону, Охотский массив и Аян-Уряхский антиклиналирий, где уже в начале поздней юры развитие происходило в континентальных условиях.

Со второй половины поздней юры была осушена Верхоянская антиклиналичная зона, а в течение волжского века континентальный этап наступил и в Яно-Сугойской синклиналичной зоне.

Временем окончания этого этапа следует считать вторую половину олигоцена, соответствующую началу новейшего этапа горообразования.

В последних работах по тектонике мы находим высказывания Б. А. Петрушевского и И. А. Резанова (1960) и И. А. Резанова (1962) о том, что прекращение геосинклиналичных условий в Верхояно-Колым-

ской области в раннемеловое время не сопровождалось горообразованием, а послегеосинклинальный этап развития происходил в платформенных условиях, доказательство чему авторы видят в якобы весьма низкой контрастности тектонических движений и их недифференцированности.

Между тем весь накопившийся к настоящему времени геологический материал и произведенный на его базе структурно-фациальный и палеогеоморфологический анализ по крупным структурно-геоморфологическим областям Северо-Восточной Сибири заставляет нас сделать иные выводы.

Прежде всего, необходимо указать на индивидуальность развития составляющих мезозойды структурных зон (геоморфологических областей) в связи с их тектонической неоднородностью — особенностью, ярко выделявшейся еще и в геосинклинальный этап развития. В связи с этим невозможно считать одинаковым тектонический режим разных областей Верхояно-Колымской страны. В ее пределах необходимо различать области с различной интенсивностью проявления горообразовательных процессов.

Наиболее четко признаки, характеризующие горообразовательный режим, выражены в Охотской и Полоусненско-Верхнеколымской областях. Так, несомненно, что исключительно сложное развитие в позднем мезозое претерпела Полоусненско-Верхнеколымская область, в пределах которой произошли коренные преобразования на месте в прошлом глубоко прогнутой Инъяли-Дебинской синклинальной зоны. Подверженная устойчивому погружению в течение позднего триаса, ранней, средней и, частично, поздней юры, синклинальная зона в волжско-раннемеловое время была преобразована в крупную положительную морфоструктуру, направление которой было унаследовано от древней структуры. На протяжении позднегеосинклинального периода Полоусненско-Верхнеколымская область развивалась в обстановке тектонической мобильности, выразившейся в складкообразовательных процессах, глубинных разломах, проявлении вулканизма, внедрении гранитных интрузий и общем подъеме складчатой страны. Развитие этой области было сопряжено с формированием у северо-восточной границы Инъяли-Дебинского синклинория и на периферии Колымского срединного массива крупной наложенной структуры Момо-Зырянской предгорной впадины. В последней в течение волжского века и в раннем мелу происходило накопление мощной (10,6 км) толщи молассов (бастакская свита и зырянская серия). В пределах самой Полоусненско-Верхнеколымской области в позднегеосинклинальный период возникли внутригорные впадины — Таскано-Лыглыхтакская, Дарпирская, Догдинская, Омсукчанская, в которых накопились отложения мощностью до 2–3 км. Строение отложений этих впадин, как и молассов Момо-Зырянской предгорной впадины, с достаточной убедительностью свидетельствует о формировании Полоусненско-Верхнеколымской области в условиях орогенеза умеренной интенсивности (Баранова, Бискэ, 1964).

В Охотской области временем проявления горообразовательных процессов, сопровождавшихся наземным вулканизмом и формированием складчатых структур, была позднеюрская эпоха. К началу мела эта область вспулила в континентальный этап развития, сопровождавшийся созданием горного рельефа, и подверглась частичному выравниванию.

В позднемеловую эпоху процессы горообразования в Полоусненско-Верхнеколымской области продолжались. Характерной особенностью этого времени явилось преобразование Момо-Зырянской впадины

в три крупные самостоятельные линейные структуры, унаследовавшие простирание предгорной впадины: поднятие Момской антиклинали и две впадины на ее крыльях, Момская и Зырянская. Полоусненско-Верхнеколымская область подверглась всеобщему воздыманию; впадины, расположенные внутри ее, также стали испытывать относительные поднятия, вследствие чего зоны аккумуляции сократились. Зоны аккумуляции известны в пределах Аркагалинской, Средне-Берелехской и Хиникенской впадин, в то время как основная аккумуляция была перемещена к северу и северо-востоку, на территорию погруженных частей платформенного фундамента современной Восточно-Сибирской низменности. Судя по составу верхнемеловых отложений аркагалинской, среднеберелехской и встречинской свит, воздыманию и размыву подверглись преимущественно палеозойские и юрские породы, в то время как гранитоидные интрузии находились еще на больших глубинах и перекрывающие их породы верхоянского комплекса не были смыты (см. рис. 10, 11).

Как видно из изложенного, условия развития Полоусненско-Верхнеколымской и Охотской областей в поздне- и послегеосинклинальный этап нельзя назвать платформенными. Эти области пережили орогенную фазу развития, характеризующуюся складкообразованием, общим подъемом, формированием компенсационных прогибов (впадин), проявлением интрузий, вулканизма и разломной тектоники, т. е. всеми признаками «орогенных формаций» в понимании Н. П. Хераскова (1963, 1964).

По сравнению с описанными областями Верхоянская и Яно-Оймяконская области в поздне-послелегеосинклинальный этап формировались в условиях несколько меньшей подвижности.

Верхоянская антиклинальная зона хотя и освободилась от моря раньше других структурных зон — в середине поздней юры, горным сооружением стала лишь в позднем мелу, а на предшествующем этапе испытывала медленные сводовые воздымания, не отличаясь и расчлененным рельефом. Последнее свидетельствует о том, что в отличие от Полоусненско-Верхнеколымской Верхоянская область в позднегеосинклинальное время не испытала сколько-нибудь сильно выраженного орогенеза.

В меньшей степени, чем это считали Д. М. Колосов (1947), В. С. Вышемирский и И. П. Варламов (1958), орогенез проявился и в позднем мелу, когда в Приверхоянском краевом прогибе откладывались молассоподобные осадки тимердыхской свиты общей мощностью до 800 м. Наибольшая по сравнению с другим областями тектоническая инертность Яно-Оймяконской области на протяжении как геосинклинального, так и поздне-послелегеосинклинального развития предопределила слабую контрастность и дифференцированность структур и меньшую выраженность поднятий, что и вызвало неглубокое расчленение созданного рельефа.

За последние годы неоднократно высказывалось мнение о том, что многие выдвигавшиеся ранее положения относительно закономерностей развития земной коры, спорны. В работах Ю. М. Шейнмана (1955), И. В. Корешкова (1960), А. Л. Яншина (1962), Н. П. Хераскова (1963, 1964), С. С. Шульца (1962, 1964) и др. показано, что в действительности превращение геосинклинали в платформу не всегда идет по одной схеме. Также развитие геосинклинали не обязательно завершается четко выраженным орогенезом. Развитию мобильных областей может предшествовать стабилизация и платформенные условия. В общем ходе геотектонического развития не усматриваются общепланетарные эпохи

относительного тектонического покоя, как и не существует единых возрастных границ между областями однотипных складчатостей. Иными словами, серьезное сомнение вызывает положение об универсальности и однотипности циклов геосинклинального развития.

Особое внимание в указанных работах уделяется вопросу несовершенства деления структур только на платформы и геосинклинальные системы, поскольку оно не отражает действительного разнообразия геоструктурных элементов и, что особенно важно, не дает возможности определить тектонический режим, существовавший при переходе одних структурных областей в другие.

В Верхояно-Колымской складчатой стране, как уже указывалось, к числу своеобразных черт мезозойской геосинклинали относятся малая контрастность ее развития, миграция внутригеосинклинальных прогибов, различная степень мобильности зон, неодновременность окончания в них геосинклинального режима, разновременность и несовместность эпох выравнивания. Все эти особенности являются отражением неодинакового режима стабилизации тектонических движений и т. д. Особо важное значение для рассматриваемой области имеет представление об отсутствии четких признаков платформенного состояния мезозойской складчатой страны. Это обстоятельство было подчеркнуто в последней работе Б. А. Петрушевского (1964), характеризовавшего Верхояно-Чукотскую область мезозой как область, в развитии которой в послегеосинклинальное время обнаруживалась лишь тенденция постепенного перехода к платформенному режиму. Полуплатформенный режим для Верхояно-Колымской области признается А. Л. Яншиным и С. М. Тильманом (устные сообщения). Против типичного платформенного характера Верхояно-Колымской области свидетельствуют данные о мощности земной коры—глубины до поверхности Мохоровичича (40—45 км) и наличие здесь континентальной коры I подтипа (Фотиади, Каратаев, 1963), в которой толщина «гранитного» слоя превышает толщину «базальтового» слоя. Следовательно, послегеосинклинальный этап в Верхояно-Колымской стране является такой стадией развития, на протяжении которой складчатые структуры в силу сохранения (унаследованности) относительной тектонической мобильности не превратились в платформу.

Для складчатых областей, переживающих в послегеосинклинальное время горообразование той или иной степени, С. С. Шульц (1964) предложил наименование «эпигеосинклинальные области горообразования» или «эпигеосинклинальные орогены».

Активизированные складчатые области, в том числе и Верхоянскую горную систему, М. Т. Кирюшина (1963) предлагает именовать «областями геантисинклинального развития».

Верхояно-Колымскую складчатую страну можно считать орогенной областью с умеренной в целом степенью горообразования, что находится в тесной связи с тем, что она наследовала особенности развития геосинклинального периода. По типу и интенсивности проявления геоморфологических процессов в Верхояно-Колымской стране выделяются: Полоусненско-Верхнеколымская, Охотская и Верхоянская области умеренного горообразования и Яно-Оймяконская область слабого горообразования (рис. 4).

Как уже отмечалось, поздние и послегеосинклинальный этап по совокупности происходящих процессов может рассматриваться как единый геоморфологический цикл, в течение которого был сформирован первично горный структурно-тектонический рельеф Северо-Восточной Сибири.

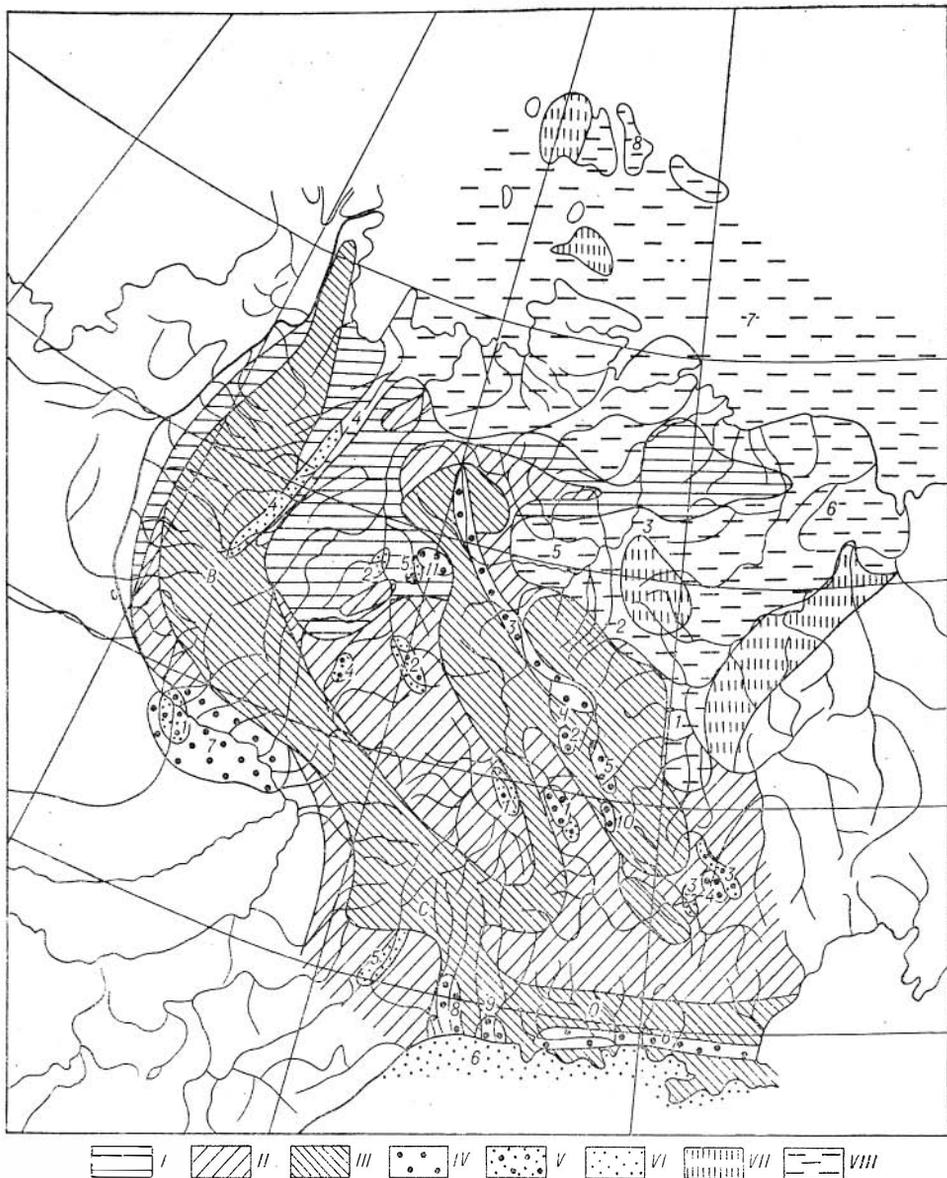


Рис. 4. Схема новейшей тектоники Северо-Восточной Сибири.

Орогенные области Верхояно-Колымской складчатой страны. I — области очень слабого горообразования с поднятиями за новейший этап 600—900 м (выражены в рельефе средних гор высотой до 1000 м). II — области слабого горообразования с поднятиями за новейший этап 1000—1500 м (выражены в рельефе средних гор высотой до 2000 м). III — области умеренного горообразования с поднятиями за новейший этап 1500—2500 м (выражены в рельефе высоких гор высотой 3000 и более метров). Районы дифференцированных движений: Ч — Черский район сводовых и блоковых движений с разломами преимущественно северо-западного направления; О — Охотский район блоковых движений с разломами преимущественно субширотного и субмеридионального направлений. Район слабо дифференцированных движений: В — Верхоянское сводовое поднятие; С — свод Сунтар-Хаята. IV — внутригорные и обрамляющие впадины, унаследованные от эоценовых древних глубинных разломов, совпадающие с пространством мезозойских морфоструктур, с погружением до 600—1000 м в олигоцен-среднемиоценовое время: 1 — Верхне-Нерские (Тагыннская, Охотничья, Джелканская, Делянكيرская); 2 — Бугчанская; 3 — Момо-Селенныхская; 4 — Эльгинская; 5 — Дарпирская; 6 — Челомджа-Ямские (Хасынская, Сигланская, Нагаевская, Уптарская и др.); 7 — Нижне-Алданская; 8 — Охотская; 9 — Мареканская; 10 — Талонская, Верхне-Берелехская; 11 — Туостакская. Наложённые впадины с погружением 100—300 м: V — испытывавшие прогибание преимущественно в плиоцен-четвертичное время (1 — Усть-Алданская, 2 — Адьянская, 3 — Сеймчано-Буюндинская, 4 — Дербекинская, 5 — Борулахская, 6 — Худжажская); VI — испытывав-

Для суждения о рельефе, созданном в восходящую стадию развития, длившуюся около 70 млн. лет, геоморфологических данных не имеется, поскольку в современной поверхности этот рельеф и даже его фрагменты не сохранились. Древние этапы рельефообразования зафиксированы только в коррелятных осадках впадин.

В конце позднеюрской эпохи, в волжском веке, рельеф Северо-Восточной Сибири, по всей вероятности, еще не был контрастным. Наиболее повышенные, в виде низких гор, участки располагались в области современной горной системы Черского, а также на юге, в хребтах Сарычева и Сунтар-Хаята. Остальная территория отличалась весьма невысоким рельефом. На западе над лагунами и низкими равнинами выступала сводовая часть Верхоянской антиклинальной зоны. На месте Восточно-Сибирской низменности простиралось море.

Большую контрастность рельеф Северо-Восточной Сибири приобрел на протяжении раннего мела. В готерив-барремское время на рассматриваемой территории уже были горы. Наиболее возвышенный, расчлененный, по-видимому близкий к среднегорному, рельеф был в области горной системы Черского, Аян-Уряхского массива и хребтов Сунтар-Хаята и Сарычева. Бронированные вулканогенные плато окаймляли Момо-Зырянскую впадину, которую занимали озерно-аллювиальные равнины. На западе четко выделялся низкогорный рельеф Верхоянского свода, а центральная часть территории (Яно-Оймяконская зона) представляла собой область с пониженным плоским и слабо расчлененным рельефом. Рельеф раннемелового времени обнаруживал четкую взаимосвязь своих форм со складчатыми мезозойскими структурами.

Южная часть Северо-Восточной Сибири, вступившая в континентальное развитие раньше других областей, в начале раннемеловой эпохи подверглась выравниванию. Причину его, по-видимому, надо усматривать в том, что эта область располагалась на границе с зарождающейся структурой наложенного вулканогенного пояса, и была вовлечена в нисходящее развитие рельефа.

Четкую дифференциацию морфоструктуры приобрели в начале позднего мела. К этому времени вследствие сводовых воздыманий оформились Момский и Верхоянский хребты и горная система Черского. Море отступило еще дальше на север, освободив место для озерно-аллювиальных равнин.

Особое место в развитии рельефа Северо-Восточной Сибири в меловом периоде занимала ее южная окраина. Вслед за выравниванием в апт-альбское время эта область подверглась раскалыванию, сопровождавшемуся интенсивным вулканизмом. Блоковые поджижки по перекрывающимся глубинным разломам обусловили мозаичное строение складчатого фундамента, прорванного гранитоидными интрузиями и черекрывавшегося лавами. Вследствие указанных явлений раннемеловой выравненный рельеф оказался раздробленным и погребенным под эффузивами.

Итак, в позднемеловую эпоху на территории Северо-Восточной Сибири уже был сформирован достаточно расчлененный рельеф, главные орографические направления которого соответствовали структурному плану мезозойского складчатого фундамента.

шие прогибание преимущественно в четвертичное время (1 — Оймяконская, 2 — Верхоянская, 3 — Тасканская, 4 — Бытангайская, 5 — Юдомская, 6 — шельф Охотского моря). Восточно-Сибирская плита. VII — блоковые поднятия с величиной воздымания за новейший этап 300—400 м; А — Алазейское; Н — Новосибирских о-вов. VIII — впадины с величиной погружения за новейший этап 200—800 м: 1 — Зырянская; 2 — Ожогинская; 3 — Шангинская; 4 — Омолойская; 5 — Абыйская; 6 — Нижне-Колымская; 7 — шельф Восточно-Сибирского моря; 8 — Новосибирская.

С датского века по олигоценное время длилась нисходящая стадия развития рельефа, когда на протяжении почти 40 млн. лет возникшая горная страна вследствие ослабления тектонической активности снижалась, нивелировалась и приобретала меньшую контрастность рельефа. Это была стадия выравнивания. Исходя из анализа тектонического режима этого времени, можно считать, что выравнивание не было повсеместным и не привело к полной пенепленизации рельефа.

Возникшая в позднем мелу Момская горст-антиклиналь на протяжении палеогена продолжала испытывать поднятия и размыв, о чем свидетельствуют мощные (до 2000 м) толщи грубообломочных отложений, залегающие у подножия обоих склонов хребта. Условно палеогеновые галечники известны и на западных склонах Момско-Селенняхской впадины, в отрогах хребтов Хадаранья, Улахан-Чистайского и Гас-Хаяхта. Это показывает, что, кроме Момского хребта, воздыманию подверглась и восточная окраина горной системы Черского, тогда как Момо-Селенняхская впадина испытывала компенсационное погружение. Следовательно, в ряде районов и в течение палеогена сохранялась дифференцированность и интенсивность тектонических движений.

Не исключена возможность того, что и свод Верхоянской антиклинальной структуры продолжал испытывать замедленные поднятия. Это можно предположить, исходя из унаследованного развития структуры.

В Охотской области блоковые и вулканогенные структуры, заложенные в меловом периоде, продолжали свое развитие, однако с меньшей интенсивностью, так что в ряде районов, прилегающих к впадинам, рельеф формировался в обстановке выравнивания и накопления каолиновой коры выветривания, в то время как на отдельных участках изливались платобазальты.

Сказанное подтверждает, что в целом тектонический режим в датско-палеогеновое время на территории Северо-Восточной Сибири не был одинаковым. Центральная и западная части горной страны отличались большей инертностью, восточная окраина характеризовалась дифференцированным и сравнительно интенсивным тектоническим режимом, а северная область (современная Восточно-Сибирская низменность) испытывала компенсационное погружение. В такой обстановке выравнивание имело избирательный характер и было приурочено к тектонически пассивным зонам. Можно, таким образом, считать, что Северо-Восточная Сибирь даже в нисходящую стадию развития рельефа не сменила горообразовательный режим на платформенный. Геоморфологический цикл не завершился полностью, и нивелированная страна не превратилась в пенеплен.

Наиболее широко процессы выравнивания проявились в пониженной Яно-Оймяконской области, на склонах Верхоянского сводового поднятия, в низких горах и межгорных понижениях горной системы Черского, во впадинах Охотской области и на равнинах Восточно-Сибирской низменности. Фрагментов этой поверхности в современном рельефе не обнаруживается, поскольку рельеф того времени в последующем не только подвергся глубокому расчленению, но и еще одному, более позднему, выравниванию. Это выравнивание происходило в тектонической обстановке, аналогичной первому выравниванию, при развитии тех же морфоструктур, вследствие чего второе выравнивание наложилось на первое и почти полностью уничтожило его следы. Свидетельством этого служит смыв каолиновой коры выветривания в нижние горизонты отложений новейших наложенных внутригорных впадин. В погребенном состоянии выравненный датско-палеогеновый рельеф уцелел в некоторых

впадинах на берегу Охотского моря — Охотской, Мареканской, Мелководнинской, в районе Кондаковского плоскогорья и на севере Янского нагорья (в Борулахской впадине). Во всех упомянутых участках погребенный выравненный рельеф фиксируется корой выветривания каолинового типа.

Известно, что процесс выравнивания сложен и протекает неодинаково в разных участках горной страны. Возвышенные участки подвергаются размыву, во внутригорных понижениях сносимый с гор материал аккумулируется. В таких условиях формирование коры выветривания происходит не повсеместно на нивелируемой территории, а лишь на тех участках, которые в силу равновесия между эндогенными и экзогенными факторами обладают невысоким и менее расчлененным рельефом. Отсюда напрашивается вывод, что при выравнивании, не достигшем полной денудации, корообразование происходит преимущественно на окраине горной страны, а внутри ее — в пределах пониженного рельефа.

Среди низкого выравненного рельефа четко выделялись морфоструктуры Верхоянской области и горной системы Черского. На юге рельеф окаймлялся вулканогенным плато, уходившим далеко на юг, в область Охотского моря, а на севере простирались широкие озерно-аллювиальные равнины.

ЭТАП НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ

В этап новейшего горообразования, охвативший длительный период с олигоцена по современный век, происходило формирование современного рельефа Северо-Восточной Сибири.

Этот этап отличался значительной тектонической активностью и дифференцированностью движений, развивавшихся на фоне общих преобладающих поднятий, образованием новейших сводовых и блоковых структур, проявлением разломных дислокаций, заложением компенсационных наложенных впадин и сравнительно высокой сейсмичностью.

Неотектонические движения имеют следующие особенности:

1) ритмичность, которая находит отражение как в формах рельефа, так и в коррелятных отложениях. Она обусловлена неодинаковой продолжительностью эпох ослабления и усиления движений, т. е. выражена в пульсационном изменении скорости;

2) направленность развития, проявляющаяся в длительно сохраняющейся тенденции к поднятиям одних областей и компенсационным погружениям других.

3) наследование неоструктур мезозойского структурно-тектонического плана, согласованность простираения древних и новейших морфоструктур.

Неотектонические движения обладают, кроме того, рядом признаков, присущих только им. Главными из них являются: новообразованные небольшие по площади (положительные) структуры сводового, а также блокового характера и отрицательные структуры наложенных впадин, не наследующих в своем простираении план древних структур; поверхностные разломы иных по сравнению с древними направлений; более короткие ритмы тектонических движений. Эти признаки особенно присущи неотектоническим движениям, проявившимся в позднплиоцен-четвертичное время; с ними связаны и основные перестройки современного рельефа.

О характере и режиме проявления новейших тектонических движений имеются высказывания И. А. Резанова (1960, 1962, 1964) и И. А. Резанова совместно с другими авторами (Петрушевский, Резанов, 1960; Резанов, Кочетков, 1962; Наймарк, Резанов, Зарудный, 1963). Основные представления этих исследователей о новейшей тектонике Северо-Восточной Сибири сводятся к отнесению режима движений к платформенному типу, аналогичному движениям позднемелового этапа (считавшегося ими также платформенным), характеризующемуся преобладанием процессов пенепленизации и чрезвычайно низкой контрастностью и дифференцированностью структур. Резкие неотектонические поднятия проявлялись только в плиоцен-четвертичное время, причем максимум воздыманий, по мнению этих авторов, был во второй половине четвертичного периода.

Исходя из стратиграфических данных и морфоструктурного анализа, трудно согласиться с представлением о платформенности и недифференцированности новейших движений Северо-Восточной Сибири. Приняв такую точку зрения, невозможно объяснить возникновение современного, достигающего абсолютных отметок 2500—3000 м, расчлененного рельефа, характерной чертой которого является согласованность новейших морфоструктур с древними. На наш взгляд, сохранение структур в современном рельефе — одно из доказательств горообразовательного, орогенного развития страны на протяжении послегеосинклинального и новейшего этапов. Выдержанной направленностью развития морфоструктур в течение всего континентального периода и объясняется четкая взаимосвязь современного рельефа со структурно-тектоническим планом мезозойского складчатого фундамента. Естественно думать, что если бы в течение послегеосинклинального этапа, продолжительность которого около 108 млн. лет, режим движений был платформенным, мезозойские складчатые структуры оказались бы полностью срезанными. Унаследованность новейшими движениями режима земной коры, как показал К. Я. Спрингис (1964), позволяет оценить первостепенное значение древних структур в тектоническом плане послегеосинклинального времени.

Представление И. А. Резанова об отсутствии дифференцированности новейших движений основывается на положении о якобы немногочисленности молодых тектонических впадин. Однако новейших унаследованных и наложенных впадин в Северо-Восточной Сибири не так уж мало. Одна из самых крупных отрицательных структур — Восточно-Сибирская плита, оконтуривающая Верхояно-Колымскую горную страну с севера и являющаяся аккумулятором всех снесенных с гор за новейшее время отложений. В пределах самой горной страны много внутригорных впадин, и при условии лучшей геологической изученности, несомненно, число кайнозойских впадин возросло бы. По этому поводу И. А. Резанов уже подвергся критике со стороны И. П. Карташова (1963) и А. П. Валпетера и И. П. Карташова (1964). Дело, однако, не только в новообразованных тектонических впадинах.

Все межгорные и внутригорные понижения и разделяющие их хребты являются новейшими морфоструктурами. Иными словами, существующая ныне контрастность структурно-денудационного рельефа и есть отражение дифференцированности неотектонических движений и многообразия новейших структур. Само собой разумеется, отсутствие дифференцированности движений в новейшее время привело бы к уничтожению контрастов в горном рельефе и его выравниванию, а не к формированию расчлененного и разнообразного по типам рельефа, который мы наблюдаем в настоящее время.

Мнение И. А. Резанова о проявлении новейших тектонических движений в плиоцен-четвертичное время основано на сохранившемся у некоторых исследователей Северо-Востока ошибочном представлении о верхнеплиоцен-нижнечетвертичном возрасте осадков, выполняющих внутригорные впадины. Наши данные по стратиграфии отложений во впадинах Верхне-Нерских, Охотской, Мареканской, Нагаевской (Баранова, 1962; Баранова, Дорофеев, 1962), а также известные материалы по стратиграфии Нижне-Алданской, Эльгинской, Мелководнинской, Сигланской, Хасынской, Ольско-Ямской, возможно, Бугчанской и других безымянных впадин Верхояно-Колымской горной страны свидетельствуют о том, что неотектонические движения начали проявляться еще в олигоцене. Именно в это время на частично выравненном рельефе, кое-где фиксированном каолиновой корой выветривания, заложилась новые впадины, обусловившие структурное и геоморфологическое омоложение складчатой страны. С этим структурным обновлением, которое в основных чертах наследовалось с древних этапов, а в малых, частных структурах носило и наложенный характер, связано формирование прообраза современного рельефа. Следовательно, за начало неотектонического этапа развития страны следует принимать не плиоцен (по И. А. Резанову), а олигоцен.

В одной из последних статей по неотектонике, опубликованной И. А. Резановым совместно с В. М. Кочетковым (1962), содержатся интересные данные о сравнительно высокой сейсмичности Северо-Востока, достигающей 7 баллов. Авторами высказываются соображения о связи сейсмичных областей с зонами контрастных неотектонических движений, о зависимости интенсивности движений от глубинного строения Земли и выделяются зоны интенсивных и контрастных движений. Приводимые данные убедительно опровергают вывод о платформенном режиме неотектонических движений, однако авторы и в этой статье в очевидном противоречии с фактами выдвигают тезис о низкой контрастности и недифференцированности новейших движений. В доказательство они ссылаются на неотектонику Кавказа и Тянь-Шаня, несомненно, более интенсивную и контрастную. Но это никак не может свидетельствовать о платформенном типе новейших движений на Северо-Востоке. Своеобразие Верхояно-Колымской горной страны выражается в умеренности горообразовательных процессов, в сравнительно меньшей их интенсивности.

Исходя из предложенной С. С. Шульцем (1962) классификации орогенных областей, в Северо-Восточной Сибири можно выделить (см. рис. 4):

- 1) области слабого горообразования — поднятие за новейший этап 600—900 м;
- 2) области слабого горообразования — поднятие за новейший этап 900—1500 м;
- 3) области умеренного горообразования — поднятие за новейший этап 1500—2700 м.

На севере горную страну обрамляет Восточно-Сибирская плита, в пределах которой выделяются:

- 1) блоковые поднятия с величиной воздымания за новейший этап 300—400 м;
- 2) впадины и грабены с величиной погружения за новейшее время 100—500 м.

Согласно ритмичности неотектонических движений в новейшем этапе, как уже указывалось ранее, выделяются геоморфологический цикл с восходящей и нисходящей стадиями, соответствующий олигоцен-сред-

неплиоценовому этапу развития рельефа, и восходящая стадия следующего (еще не законченного) геоморфологического цикла, охватывающая позднеплиоцен-четвертичный этап развития рельефа.

Поздне (средне?) олигоцен-среднеплиоценовый цикл *Восходящая стадия*

На большей части Северо-Восточной Сибири восходящая стадия развития рельефа следовала за нисходящей стадией предшествовавшего ему геоморфологического цикла. Начало ее приходится на олигоцен (возможно, средний или поздний), а окончание — на позднемiocеновое время, когда в осадках внутригорных впадин произошла смена грубообломочных фаций тонкозернистыми. Однако не всюду неотектонический этап так четко отделяется от поздне-послегеосинклинального. Это, в частности, касается восточных, окраинных цепей горной системы Черского.

Как уже указывалось, в конце раннемеловой эпохи на месте Момо-Зырянской впадины возникли три линейные вытянутые в северо-западном направлении структуры — Момская антиклиналь и по обе стороны от нее Момская и Зырянская впадины. Развитие этих структур продолжалось непрерывно в течение не только позднего мела, но и, возможно, палеогена и неогена, причем в кайнозой поднятия достигли наибольших амплитуд, судя по обрамляющим Момский хребет грубообломочным осадкам. Следовательно, для данного района новейший этап явился непосредственным продолжением восходящего развития в течение позднего мезозоя и не был отделен от него нисходящей стадией — выравниванием.

Наиболее четкими новейшими структурами являются морфоструктуры, создающие главные орографические направления. На западе это крупное линейное Верхоянское сводовое поднятие (см. рис. 4) и свод Сунтар-Хаята. На востоке Верхояно-Колымской складчатой страны в горной системе Черского положительные структуры, вытянутые согласно древним структурным планам, образованы блоковыми поднятиями и линейными складками морфоструктур, изолированными блоками гранитоидных массивов и крупными сводовыми поднятиями хребтов Сарычева и Момского. В области Яно-Оймяконского нагорья положительные неоструктуры, согласованные с мезозойскими, более четко отражаются в хребтах Кулар, Тирехтяхском, Нельгехинском, а менее четко — в брахиструктурах Эльгинских поднятий.

По степени дифференцированности неотектонических движений Северо-Восточная Сибирь делится на ряд различных областей. Наиболее дифференцированы неоструктуры в области сводовых и блоковых движений системы Черского. Сводовые и блоковые структуры разобщены здесь многочисленными внутригорными впадинами, часть которых, вероятно, можно отнести к прогибающимся структурам, тогда как большинство из них, будучи обрамлено сбросами и разломными дислокациями, являются грабенами. Из наиболее крупных отрицательных неоструктур можно отметить Момо-Селенняхскую, Верхне-Нерские, Бугчанскую, Эльгинскую, Хиникенскую впадины и ряд других впадин, расположенных между хребтами вдоль долин рек Чибагалах, Чаркы, Инъяли, Эрикит (рис. 5, 6).

Высокой дифференцированностью новейших движений отличается область Охотского вулканогенного пояса. Положительные, преимущественно блоковые, структуры разделяются впадинами — Охотской, Марзаканской, Хасынской, Сигланской, Арманской, Уптарской, Балахатчан-

ской и другими, вытянутыми согласно оконтуривающим их разломам— в субширотном и субмеридиональном направлениях. Хотя по мнению И. А. Резанова и В. М. Кочеткова (1962), перечисленные впадины разновозрастны и сравнительно молоды (плиоцен-четвертичное время), их надо считать примерно одновозрастными и более древними по заложению, поскольку в большинстве из них непосредственно на датско-палеогеновой коре выветривания залегают осадки олигоцен-среднеплиоценового возраста.

Меньшая дифференцированность неотектонических движений при- суща Яно-Оймяконской горной области, заключенной между интенсив-

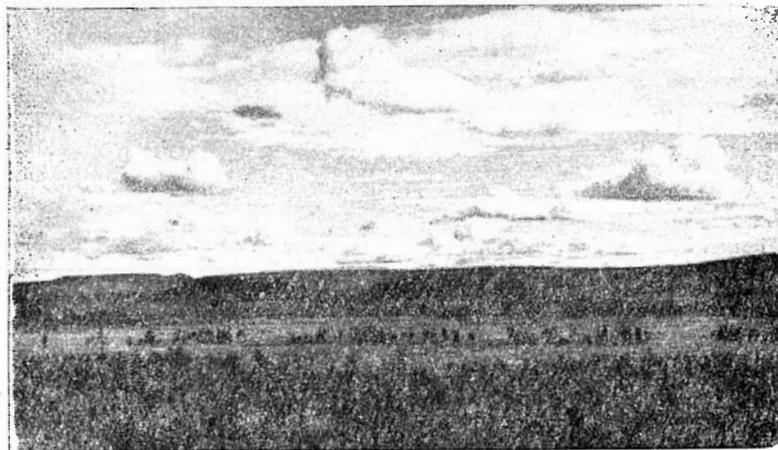


Рис. 5. Среднеплиоценовая поверхность выравнивания в пределах древней Верхне-Нерской впадины.

но поднимающимися горными системами Верхоянской и Черского и являющейся областью относительного опускания. Большая часть имеющихся здесь впадин была создана во вторую восходящую стадию развития рельефа — в позднеплиоцен-четвертичное время, однако не исключена возможность и более древнего заложения части впадин, что, например, предполагается А. В. Зимкиным (1959б) для Дербекинской и Омолойской (в верховьях р. Омолой) впадин, а также для Туостаской и Верхоянской впадин (Баранова, Бискэ, 1964).

Верхоянская моноклиновая линейная сводовая структура обрамлена компенсационными впадинами: на юго-западе — Нижне-Алданской, на севере — впадинами рек Сого, Кенгдей и Быковской протоки.

В целом Верхояно-Колымская горная страна на севере граничит с областью компенсационного погружения больших размеров, занимающего Восточно-Сибирскую плиту. Коррелятивные осадки этой структуры, а также вышеупомянутых впадин свидетельствуют об образовании Верхояно-Колымской горной страны в обстановке подъема и расчленения. В пределах высококонтрастных неотектонических областей горной системы Черского и Охотского склона размах тектонических движений в восходящую стадию, вероятно, превосходил 400—500 м и, возможно, в ряде районов (например, в Момском) достигал 1000—1200 м. В таких условиях должно было проявиться резкое омоложение рельефа, сниженного и частично выравненного в предшествовавшую нисходящую стадию, подъем его, расчленение и смыв древней коры выветривания.

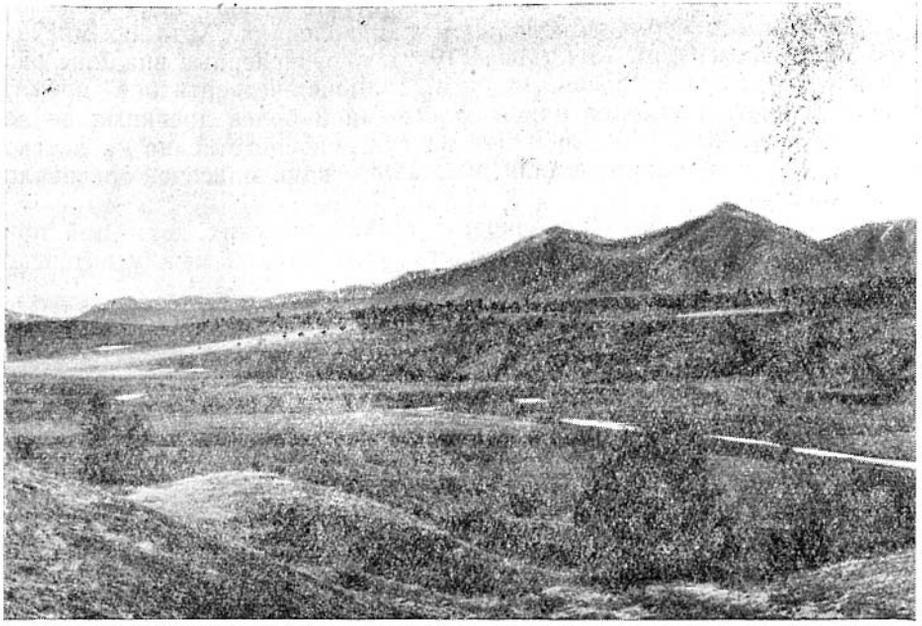


Рис. 6. Вид на Бугчанскую впадину, имеющую аккумулятивную поверхность выравнивания. Вдали высокогорный рельеф горной системы Черского.

Фото Б. А. Онищенко.

Формирование горного расчлененного рельефа в олигоцен-позднемиоценовую восходящую стадию было непосредственно связано с заложением древней гидрографической сети, предопределенной и согласованной в своем направлении с новейшими морфоструктурами.

В олигоцен-миоценовое время была сформирована крупная речная система Пра-Яны, просуществовавшая в течение последующей нисходящей стадии развития рельефа и преобразованная в современную систему речного стока в следующую стадию позднеплиоцен-четвертичного омоложения рельефа.

Речная система Пра-Яны отличалась широко разветвленным бассейном, в который входили реки Индигирка (верхнее течение), многие ее левые притоки и часть правых притоков Лены. В своих верховьях эта речная система начиналась Индигиркой, которая протекала вдоль юго-западной окраины горной системы Черского и тогда еще не пересекала эту горную систему. Крупным правым притоком Пра-Яны являлась Пра-Мома, в низовьях сливавшаяся с р. Селеннях и имевшая, в свою очередь, древние притоки Тирехтях, протекавший через Бугчанскую впадину, и Неру, бравшую в то время начало в верховьях современной Колымы. Направление этих рек, составляющих правобережную часть бассейна Пра-Яны, было согласовано с морфоструктурами и отличалось от современного направления Индигирки и ряда ее притоков, в настоящее время зачастую секущих структуры вкrest простираения. Речные долины были приспособлены к внутригорным впадинам и на расширенных участках преобразовывались в обширные аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины. Левобережная часть бассейна состояла из тех же притоков, что и теперь, с тем, однако, различием, что часть их была длиннее за счет верхних отрезков рек Томпо, Делинья, Хунхада, в настоящее время являющихся притоками Лены.

Кольма в целом имела субмеридиональное направление и брала свое начало южнее современного Охотско-Колымского водораздела.

На Охотском склоне располагалась другая древняя речная система, приспособившаяся к новообразованным — Челомджа-Ямской и другим впадинам. Эта речная система, имея согласованное с блоковыми структурами субширотное направление, впадала в Пенжинский залив.

Кроме того, в глубокий морской залив, располагавшийся в районе Охотской и, частично, Мареканской впадин, впадали реки, стекающие со сводового массива Сунтар-Хаята. Между двумя заливами — Пенжинским и Охотским — на месте современного рельефа находилась суша, простиравшаяся на юг, вероятно, до 54-й параллели.

Рельеф, созданный за восходящую олигоцен-среднемиоценовую стадию, развития, в своих основных чертах являлся прообразом современного рельефа. Средневысотностью и достаточной расчлененностью отличались горные районы Полоусненско-Верхнеколымской, Верхоянской и Охотской областей. Несколькими меньшими высотами и соответственно меньшим расчленением характеризовался низкогорный рельеф Яно-Оймяконской области. Основной речной сток осуществлялся в северном направлении. Реки по выходе из гор формировали обширные озерно-аллювиальные равнины на месте современной Восточно-Сибирской низменности, среди которой невысоко поднимались островные участки Алазейского, Новосибирского и других меньших по размерам блоковых поднятий. Береговая линия располагалась севернее Новосибирских островов, так что основная часть современного морского шельфа в ту пору была сушей.

Нисходящая стадия

Наступившее в позднемиоцен-среднеплиоценовое время ослабление интенсивности неотектонических движений, выразившееся в замедлении темпа поднятий и в уменьшении степени дифференцированности движений, обусловило нисходящее развитие рельефа (Северо-Восточной Сибири. Оно проявилось в общем снижении рельефа (его абсолютных отметок), уменьшении контрастности за счет ослабления интенсивности эрозионного времени и, как следствие этого, в нивелировании неровностей рельефа, т. е. его частичном выравнивании.

Механизм выравнивания состоит в том, что во взаимодействии тектонических и денудационно-аккумулятивных факторов ведущее значение в связи с ослаблением поднятий приобретают процессы сноса, т. е. величина сноса за единицу времени превосходит величину поднятия.

Поскольку в целом интенсивность денудационно-аккумулятивных процессов прямо пропорциональна интенсивности тектонических проявлений, уменьшение амплитуды вертикальных движений влечет за собой соответственно и ослабление денудации. Отсюда следует вывод, что форма и размеры выравненного рельефа есть функция длительности тектонических циклов.

Полное выравнивание горного рельефа с преобразованием его в шеплен возможно лишь при очень продолжительном периоде относительного тектонического покоя, достаточном для того, чтобы медленно действующие процессы денудации и аккумуляции успели сгладить неровности рельефа. Подобные условия возникают в тех случаях, когда горообразовательные процессы сменяются платформенным режимом движений.

Естественно, что при меньшей продолжительности тектонических циклов, так же как и в составляющих тектонический цикл сравнительно коротких тектонических ритмах, полное выравнивание рельефа не наступит. В том и другом случаях оно будет частичным, причем тип, форма и элементы возникшего выравненного рельефа зависят от длительности действия процессов денудации и структурно-литологических особенностей района. Чем меньше отрезок времени, в течение которого действуют процессы нивелирования, тем меньше размеры приобретают формы выравнивания. За короткие промежутки относительного тектонического покоя формируются только предгорные денудационные ступени, или пьедмонты.

На процесс выравнивания, помимо длительности эпох относительного тектонического покоя, влияет общая направленность тектонических движений в течение крупных циклов геологического развития. При тенденции к ослаблению интенсивности движений и замедлению общих поднятий происходит нисходящее развитие рельефа, сопровождающееся его выравниванием, полным или частичным, в зависимости от длительности и качества (платформенного или орогенного режимов) тектонического цикла. При этом частные формы выравнивания, отражающие меньшие тектонические ритмы, при разрастании процессов выравнивания во времени неизбежно будут уничтожаться и замещаться регионально развитой поверхностью выравнивания.

При направленности тектонических движений к общему воздыманию и усилению поднятий в течение большей части геоморфологического цикла происходит восходящее развитие рельефа. Тектоническая ритмичность при этом выражается в образовании ярусности и ступенчатости рельефа на фоне общего роста гор.

Из сказанного следует, что одно и то же явление компенсации денудационными процессами ослабленных тектонических процессов при различной направленности тектонических движений приводит к образованию генетически различного рельефа. Длительное нисходящее развитие рельефа приводит к формированию пенеплена, тогда как при восходящем развитии рельефа происходит формирование денудационных ступеней «предгорной лестницы». Отсюда становится ясным, что идеи образования по В. М. Дэвису (Davis, 1899) пенеплена и по В. Пенку (Penck, 1924) «предгорных лестниц» не противоречат одна другой. «Пенеплены» и «предгорные лестницы» существуют в природе и являются морфологическим отражением противоположно направленных тектонических процессов. Каждый из этих процессов (восходящий и нисходящий) самостоятелен. В своем развитии они сменяют друг друга, составляя в целом единый (тектоногеоморфологический) цикл развития земной коры.

Для платформенных областей механизм выравнивания изучен Ю. А. Мещеряковым (1959, 1963б, 1964, 1965). Результатом конечного выравнивания рельефа, по Ю. А. Мещерякову, является базисная полигенетическая поверхность выравнивания, состоящая из денудационных и аккумулятивных форм рельефа. Денудационные формы образуют пенеплен, аккумулятивные формы — равнины, которые полигенны по способу образования. Они включают озерные, аллювиальные, морские равнины и т. д.

Четко сформулирована характеристика пенеплена А. Д. Наумовым (1964). Он пишет, что пенеплен — это «конечный результат развития рельефа в течение длительного времени, когда денудация являлась господствующим процессом в изменении морфологии тектонических структур и форм земной поверхности» (стр. 48). В этом длительном отрезке

времени, именуемом зачастую геологами как «перерывы в осадконакоплении», по мнению А. Д. Наумова, «кроется целый цикл развития структуры земной коры, в которой разрушаются крупнейшие структуры материков — складчатые области, переходя в качественно другие структуры-платформы» (там же).

Таким образом, можно заключить, что пенеплен — это низкая, глубоко срезанная страна, в которой горный рельеф полностью уничтожен, а сохранившиеся корни складчатого основания являются фундаментом созданной путем пенепленизации равнины. Пенепленизация отражает платформенный режим развития земной коры и может быть соразмерна по времени и масштабу с геосинклинальными и горообразовательными условиями геологической истории Земли. Отсюда вытекает важный вывод, что в пределах растущих горных стран, не подвергавшихся платформенному развитию, условия для формирования пенеплена отсутствуют.

В орогенных областях пенеплены не образуются. З. А. Сваричевская (1964) полагает даже, что эпохи пенепленизации несвойственны новейшему этапу всей Земли вследствие неспокойного режима тектонических движений, являющихся восходящими как для орогенных, так и для платформенных областей. Следовательно, пенеплен представляет собой исключительно реликты доновой истории рельефообразования.

В орогенных областях, какой является большая (горная) часть Северо-Восточной Сибири, опад напряженности тектонических движений в нисходящую стадию развития рельефа приводит к частичному выравниванию его в пределах менее контрастных, слабодифференцированных морфоструктур. Возникают горные поверхности выравнивания, состоящие из денудационных поверхностей и аккумулятивных равнин, формирующихся в условиях местных базисов эрозии. Денудационные горные поверхности выравнивания по способу своего образования можно считать незавершенной формой пенеплена, его промежуточным морфологическим звеном. В противоположность этому в восходящую стадию развития горных областей, при интенсивной напряженности и дифференцированности тектонических движений, ритмичное проявление последних, а также климатических процессов обуславливает формирование ступенчатого, ярусного рельефа. Возникающие при этом пьедонты, пьедесталы и другие денудационные ступени являются формами растущих гор, так что считать их поверхностями выравнивания, с нашей точки зрения, нельзя. Это, как правильно отметил В. П. Философов, (1964), поверхности расчленения рельефа горных областей.

Выравнивание рельефа гор Северо-Восточной Сибири неразрывно связано с одряхлением древней речной сети, разработкой речных долин в ширину, выполаживанием продольного профиля рек и заполнением переуглубленных участков долин (внутригорных впадин) осадками. Неотъемлемая часть процесса расширения речных долин — параллельное отступление склонов. Необходимо, однако учитывать, что при постепенном снижении высот, какое происходит в нисходящую стадию развития, отступление невысокого склона в конечном счете сведется к его выполаживанию. Одним из главных условий сохранения крутого отступающего склона и дальнейшего его развития параллельно самому себе является прогрессирующее поднятие, которое, как известно, характеризует не нисходящую, а восходящую стадию развития рельефа. Даже при этом отступании склона, как отмечает З. А. Сваричевская (1964), возможно только в том случае, когда сползшие к подножию массы обломочного материала удаляются реками.

Наибольшее выравнивание рельефа Северо-Восточной Сибири в нисходящую стадию проявилось в бассейне р. Пра-Яны. Четко выраженные денудационные поверхности выравнивания сохранились в современном рельефе Яно-Оймяконской горной области, где они формировались наиболее широко в силу равновесия эндогенных и экзогенных процессов. В пределах древних речных долин и их придолинных участков также развивались поверхности выравнивания. Денудационные горные поверхности сформировались в Верхне-Колымском нагорье и особенно в районе древних верховьев р. Неры, в бассейнах современных рек Берелех, Кулу, Аян-Урях и Худжах. Вдоль р. Пра-Неры участки денудационных поверхностей чередовались с аккумулятивными поверхностями выравнивания (рис. 7, 8), образованными в виде озерно-аллювиальных равнин в молодых тектонических впадинах — Делянкирской, Джелканской и Тагыннинской. Такой же характер сочленения денудационных и аккумулятивных поверхностей выравнивания присущ внутренним впадинам и понижениям горной системы Черского, а именно Улахан-Чистайскому плоскогорью, Бугчанской впадине, межгорной впадине р. Эрикит и т. д.

Хорошо выражена региональная поверхность выравнивания в области перехода от Яно-Оймяконского нагорья к восточному, пологому склону Верхоянского хребта. Западный склон Верхоянского хребта в силу иного тектонического режима, сохранившего свою тенденцию к ритмичному, но замедленному воздыманию и в нисходящую фазу развития, отличался ступенчатостью с распространением на нем двух локальных ступеней выравнивания (Варламов, 1956).

Режим неотектонических движений и в эпоху ослабления их интенсивности был различным на разных участках. Области более контрастных и дифференцированных движений, например Полоусненско-Верхнеколымская и Охотская горные области, испытывали соответственно и меньшие ослабления тектонической активности. Это явствует из того факта, что процессы выравнивания не привели к уничтожению морфоструктурного плана распределения основных орографических направлений горной страны.

Контрастность рельефа, хотя и была уменьшена, сохранилась в распределении основных морфоструктур, заложенных в предшествовавшую

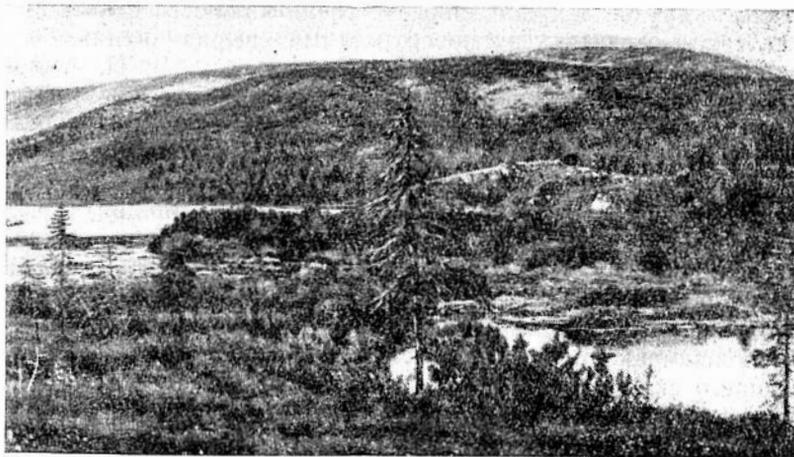


Рис. 7. Денудационные поверхности выравнивания на массиве Большой Анначаг у оз. Джека Лондона.

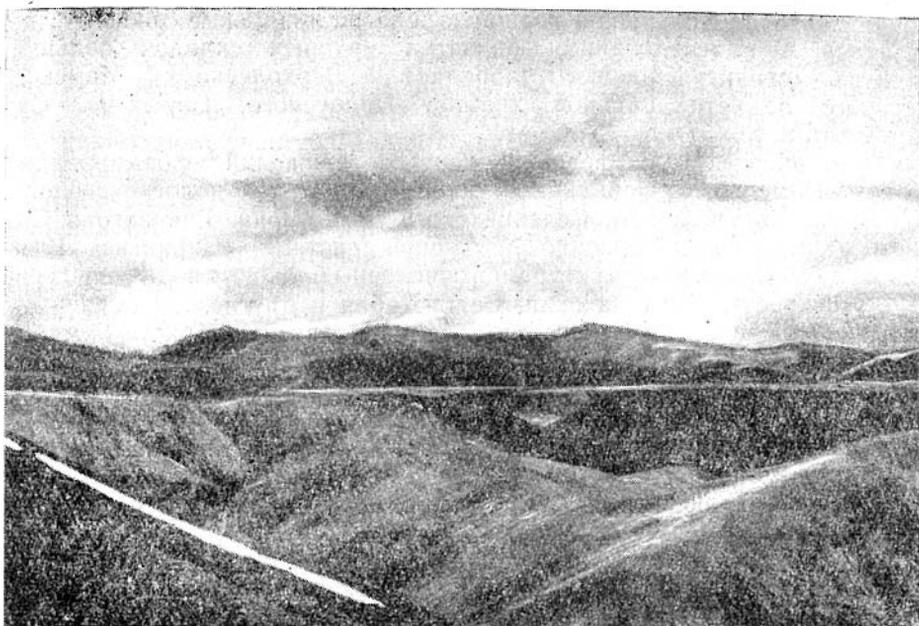


Рис. 8. Денудационные поверхности выравнивания в горной системе Черского.

Фото Б. А. Онищенко.

восходящую стадию. Выравнивание коснулось лишь низких горных пространств, долинной сети и придолинных участков, тогда как хребты и гряды, разделенные впадинами, сохранились и возвышались над выравненным рельефом в виде низких гор. Южное обрамление Верхояно-Колымской низкогорной страны образовывали вулканогенные брэнированные плато. Северную половину страны занимали обширные аккумулятивные озерно-аллювиальные равнины, сформированные в позднемиоцен-среднеплиоценовый этап выравнивания и погребавшие под собой равнины более древних этапов. На всем облике поверхности Северо-Восточной Сибири сохранилась печать рельефа с унаследованными древними и новейшими морфоструктурами.

Позднеплиоцен-четвертичный цикл Восходящая стадия

С позднего плиоцена в Северо-Восточной Сибири наступил второй этап неотектонической активизации, обусловивший восходящее развитие страны, ее омоложение, подъем, расчленение и окончательное формирование современного рельефа.

В своих основных, крупных формах рельеф, заложенный в олигоцен-позднемиоценовую восходящую стадию, продолжал в дальнейшем унаследованное от прошлого развитие, оформляясь в еще более четко выраженные морфоструктуры, какими являлись его главные орографические единицы: горные системы Верхоянская и Черского, Яно-Оймяконское нагорье, Восточно-Сибирская низменность и другие.

Неотектонические движения позднеплиоцен-четвертичной стадии активизации проявились в региональном и дифференцированном характере деформаций. Региональные движения разного знака обусловили направленное развитие орогенных областей Верхояно-Колымской горной страны и равнинного рельефа Восточно-Сибирской плиты.

В Верхояно-Колымской горной стране региональные движения выразились в унаследованном развитии крупных складок большого радиуса (структур первого порядка) — Верхоянского, Момского, Черского поднятий, сводов хребтов Полоусного, Сарычева, Сунтар-Хаята и др.

Под действием дифференцированных движений формировались структуры меньшего порядка. К таковым относятся пологие сводовые поднятия Аян-Уряхского, Селенняхского мелкогорий, Главного и Скалистого хребтов в Верхоянской горной системе (Спрингис, 1964), хр. Кулар. Среди неоструктур многочисленны блоковые поднятия. На западе это хребты Хараулахский, Сеттэ-Дабан и другие.

В горной системе Черского блоковые поднятия образуют многие обособленные гранитные массивы, из которых наиболее выдаются в рельефе хребты Еллу, Порожный, Лево-Ерикитский, Оханджа, Бурганди, Чьорго, а также палеозойские выступы хр. Тас-Хаяхта, Омудлевских гор и др. Расположенные между хребтами понижения представляют собой впадины, приуроченные к зонам древних глубинных разломов и развивающиеся по обновленным разрывам в качестве грабенов.

Блоковые структуры развиты преимущественно в пределах Охотской горной области, где в рельефе выделяются грабенособразные впадины и горстовые массивы. Подобный характер движений наряду с региональными опусканиями определил изломанные очертания северной береговой линии Охотского моря. Блоковое строение неоструктурного плана подтверждается в Северо-Восточной Сибири геофизическими исследованиями фундамента складчатой области, характеризующегося четко выраженными направлениями глубинных разломов (Вашилов, 1963; Кириллов, 1963; Шапошников, 1962; Фотиади, 1961). Широкое распространение тектонических разломов в пределах горных областей Верхояно-Колымской страны контролируется приуроченными к ним выходами трещинных вод, образующих крупные наледы (Швецов, 1962; Симakov, 1959).

Среди новейших впадин, сравнительно широко распространенных в Верхояно-Колымской горной стране, выделяются две группы (см. рис. 4). К первой относятся впадины, наследующие направление древнего структурного плана (в частности, зоны глубинных разломов) и заложенные преимущественно в первую стадию активизации неотектонических движений. Часть этих впадин в качестве погружающихся участков продолжала свое развитие и во вторую стадию активизации, иногда вплоть до позднечетвертичного времени, после чего была вовлечена в общее поднятие. Другая часть таких впадин с позднего плиоцена одновременно с окружающими их горами испытывала поднятия и подверглась расчленению.

Вторая группа новейших впадин в своем развитии не обнаруживает строгой преемственности от древних структурных форм, являясь в большинстве случаев наложенными образованиями; подобные впадины относятся к прогибающимся структурам, не осложненным разрывными нарушениями. Некоторые из этих впадин испытали погружения в основном в плиоцене и первой половине четвертичного периода, а со второй половины и, особенно, в позднечетвертичное время были вовлечены в поднятие. Другие впадины прогибались и в позднечетвертичную эпоху, вследствие чего являются участками аккумуляции и в настоящее время.

Дифференцированные неотектонические движения, создавшие структуры более мелкого порядка, особое влияние оказали на разви-

тие речных долин современного стока. На это указывают несоответствие разновозрастных террас по высоте, перекося террас на отдельных участках, резкие колебания мощности аллювия, различная высота цоколя, образование погребенных каньонов, чередование расширенных террасированных участков долин с участками прорыва и многие другие признаки.

Высокая тектоническая напряженность, исключительная дифференцированность новейших движений и всеобщее воздымание страны в позднелицен-четвертичное время привели к существенной переработке рельефа, созданного в предшествовавшую нисходящую стадию развития.

Среднелиценная поверхность выравнивания подверглась деформации путем сводовых и блоковых подвижек, в результате чего оказалась изогнутой, разорванной и разновысотной.

Древняя речная сеть, продольная по отношению к морфоструктурам, была преобразована посредством многочисленных перехватов, прорывов, antecedentных врезаний, приспособления рек к новообразованным впадинам в современную сеть, секущую структуры вкост простирания. Вследствие проявления дифференцированных движений целостные крупные речные системы олигоцен-миоценового стока оказались разъединенными, а их отдельные участки — вовлеченными в разные речные артерии. Так образовались современные речные системы Индигирки и Колымы, верхняя часть бассейна Яны и правобережная сеть притоков Алдана и Лены.

Преобразование среднелиценной поверхности выравнивания, возникновение омоложенных горных участков и распад древней речной сети происходили в течение длительного времени, начиная с эпохи активизации новейших движений в позднем плейцене до позднечетвертичного межледникового. Об этом свидетельствует совпадение направления позднечетвертичных (бохачинских) ледников с направлением не древней, как было в случае со среднечетвертичным оледенением, а современной гидрографической сети. Следовательно, современный рельеф был уже создан в начале позднечетвертичной эпохи и в дальнейшем лишь усложнялись его мезо- и микроформы.

Как и в более древние этапы, в позднелицен-четвертичное время новейшие движения характеризовались четко выраженной ритмичностью, т.е. колебаниями в скорости поднятий, что нашло отражение в образовании предгорных денудационных ступеней, пьедесталов в изолированных горных массивах и серии скульптурно-аккумулятивных террас в речных долинах.

Особенностью предгорных денудационных ступеней и пьедесталов является их локальное развитие на ограниченных участках. В пределах речных систем они распространяются преимущественно в верховьях бассейнов, где долины обладают V-образным, глубоко врезанным поперечным профилем, и исчезают в низовьях рек, имеющих широко разработанные долины. На этих участках возможно слияние денудационных ступеней с цикловыми эрозионно-аккумулятивными уровнями. Отмечается вложенность (врезанность) этих форм рельефа в среднелиценную поверхность выравнивания или в тальвеги древних долин. В районах локальных, сводовых и блоковых поднятий, например в массивах Большой и Малой Анначаг, Еллу, Чьорго, Оханджа и в хребтах Кулар, Тирехтяхском и Нельгехинском, денудационные уровни в виде нешироких пьедесталов обрамляют горы, не достигая, однако, размеров предгорных равнин (педипленов). Денудационная ступень типа пьедомонта оконтуривает западный склон Верхоянской горной системы,

возвышаясь над Ленско-Алданской аккумулятивной равниной на 100 м (Колосов, 1947). Указанное ограниченное и линейное распространение денудационных ступеней находится в тесной связи с кратковременностью тектонической стабилизации на фоне преобладающих поднятий. Плановая конфигурация внедолинных денудационных ступеней указывает на обусловленность их отдельными морфоструктурами, индивидуальность развития которых не допускает сопоставления этих форм рельефа лишь по их высотному положению, без учета стратиграфических материалов и данных структурного анализа.

Таблица 2

Сопоставление абсолютных и относительных высот современных и среднеплиоценовых форм рельефа.

Горная группа	Современные абс. отметки	Современное гипсометрическое положение поверхности выравнивания	Относительная высота рельефа над реликтами поверхности выравнивания	Величина современного впадения в поверхность выравнивания	Предполагаемая абс. высота поверхности выравнивания в среднем плиоцене	Предполагаемая абс. высота гор в среднем плиоцене
Массив Чьорго	2300	2000	300	1000	1000	1300
Массив Еллу	2550	1900—2000	500—650	900	1000	1600—1750
Верхоянский хр.	2400	1700	500—700	800	900	1400—1600
Хр. Сунтар-Хаята	2960	1900—2000	900—1000	1000	1000	1900—2000
Массив Большой Анна-чаг	2580	2000	500—600	1100	900	1400—1500
Верхне-Колымское нагорье	1650	1400	250	700	700	950
Хр. Сарычева	2400	2000	400—500	1000	900—1000	1300—1500
Верхне-Нерское плоскогорье	930	900	—	300	600	600

На основании сопоставления гипсометрического положения реликтов среднеплиоценовой поверхности выравнивания в различных горных районах Верхне-Колымской страны, высотных соотношений этих уровней с более поздними денудационными ступенями и величины позднеплиоцен-четвертичного вреза нами сделана попытка реконструкции рельефа древних этапов и расчета его бывшей абсолютной высоты.

В табл. 2 данные первых четырех граф получены из расчетов по картам и заимствованы из геоморфологических наблюдений геологов, работавших в Верхояно-Колымской области, в том числе и автора.

Предполагаемая абсолютная высота денудационной поверхности выравнивания в среднем плиоцене (графа 5) получена путем вычитания величины эрозионного вреза (графа 4) из современной абсолютной высоты реликтов поверхности выравнивания (графа 2). Есть основание предполагать, что над поверхностью выравнивания в среднеплиоценовое время возвышались горы, по крайней мере, не меньшей (а вероятнее всего, и большей) высоты, чем это наблюдается в современном рельефе. Следовательно, суммирование полученных абсолютных отметок поверхности выравнивания в среднем плиоцене (графа 5) и величины современного превышения гор над ее реликтами (графа 3) даст предполагаемые абсолютные высоты среднеплиоценового горного рельефа страны без учета возможного разрушения, а значит, и некоторого снижения гор за вторую новейшую стадию омоложения рельефа. Не учитываются при этом и, возможно, большие, чем приведенные в таблице, абсолютные высоты Момского хребта и Буордахского массива, расчеты по которым не сделаны ввиду отсутствия сведений о наличии в них реликтов поверхности выравнивания. Предполагается (см.

графу 6), что максимальные абсолютные высоты в среднем плиоцене были не меньше 1900—2000 м, а в ряде районов, возможно, и превосходили эти величины на 300—500 м, если учесть вышеприведенные поправки. Амплитуда высот могла достигать 1200 м, а в отдельных случаях 1400 м. Колебания высот в пределах самой денудационной поверхности выравнивания, как это видно из графы 5, доходили до 400 м, а превышения водораздельных участков поверхности выравнивания над дном дренающих ее рек, кроме того, были равны 300—400 м, судя по гипсометрическим отметкам сохранившихся реликтов древних долин в горных системах Черского, Верхоянской и в Верхне-Колымском нагорье.

Рельеф, обладавший абсолютными отметками 2000 и более метров с колебаниями относительных высот от 700 до 1400 м, характеризовать иначе, как горный, в достаточной степени расчлененный, не представляется возможным. Совершенно очевидно, что при колебаниях относительных высот внутри самой поверхности выравнивания 400—700 м нельзя говорить и о пенеппенизированном рельефе. В области наиболее широкого распространения поверхности выравнивания среднеплиоценовый рельеф тем не менее отличался некоторой расчлененностью. По всей вероятности он был низкогорным; водораздельные участки возвышались над выравненными поверхностями и не были вовлечены еще в полное выравнивание. Уклоны продольного и поперечного профилей речных долин еще не достигли предельных величин стадии дряхлости почти-равнины. Такая недоработка предельного продольного профиля в древних речных долинах на ряде участков, таких как Верхне-Нерские впадины, способствовала тому, что и в дальнейшем в течение какого-то отрезка времени эти впадины служили местом аккумуляции верхнеплиоцен-нижнечетвертичных осадков, погребаящих здесь аккумулятивную поверхность выравнивания. Резко несогласное налегание на подстилающие отложения и крупнообломочный состав, в отличие от среднеплиоценовых супесей и суглинков, не позволяют считать эти образования соответствующими эпохе выравнивания.

Разницей между относительными превышениями (1100—1200 м) реликтов выравненного рельефа на разных участках (графа 2) и выведенными колебаниями (1400 м) высоты первичной поверхности выравнивания (графа 5) может оцениваться амплитуда позднейшей деформации поверхности выравнивания. Она достигает 700—800 м, что свидетельствует о достаточно большом размахе сводовых движений.

Величина общего поднятия, включая и изгибание поверхности выравнивания, за позднеплиоцен-четвертичное время равна глубине эрозионного вреза в среднеплиоценовую поверхность выравнивания и в днища сопряженных с ней древних долин. Колебания врезов имеют довольно широкий диапазон: от 250—300 м в районах Верхне-Нерских и других внутригорных впадин и Яно-Оймяконского нагорья до 1000—1200 м в области контрастного, омоложенного рельефа горных систем Черского и Верхоянской (в пределах хр. Сунтар-Хаята). Для Буордахского массива и Улахан-Чистайского хребта вероятны и еще большие поднятия—порядка 1400—1500 м.

Восстановить, хотя бы в первом приближении, высоты рельефа, возникшего в первую, олигоцен-раннемиоценовую, стадию тектонической активизации, так же как и подсчитать амплитуду движений этого времени, почти невозможно. Надо признать немалую контрастность рельефа вследствие наличия в ту пору внутригорных впадин, учитывая при этом, что мощность олигоцен-нижнемиоценовых осадков превышает 300 м, иногда достигая 500 м. Можно предположить, что абсолютные

и относительные высоты рельефа в первую неотектоническую стадию превышали таковые стадий выравнивания, по крайней мере, на 500—700 м. Произведенные расчеты показывают, что рельеф эпохи позднемiocен-среднеплиоценового выравнивания был ниже современного на 1200—1400 м. Следует полагать, что в первую восходящую стадию горный рельеф Верхояно-Колымской страны еще не достиг абсолютных высот, а возможно, и степени расчлененности современного рельефа, оставаясь ниже его на 400—700 м. Для района Верхне-Нерских впадин, отличающихся меньшим размахом неотектонических движений, данный расчет также подтверждается, поскольку современным взрезом нижние горизонты отложений, синхронных этапу олигоцен-раннеплиоценового омоложения рельефа, еще не вскрыты примерно на 350—380 м, что может свидетельствовать о более низком гипсометрическом положении впадин во время формирования в них рыхлых осадков. В таком случае надо думать, что интенсивность проявления неотектонических движений за вторую, менее продолжительную (см. табл. 1) стадию активизации превосходила интенсивность первой восходящей стадии развития рельефа.

Восстановление истории формирования рельефа Верхояно-Колымской горной страны во вторую восходящую стадию определяется не только анализом проявления неотектонических движений, но и тесно связано с учетом влияния на рельеф климатического фактора. Наиболее существенным при этом является установление степени воздействия неотектоники и климата в отдельные отрезки времени, сопоставление их ритмов и комплексность их влияния на денудационный процесс.

В настоящее время в силу еще слабой геологической и геоморфологической изученности этой области и особенно в связи с недостаточным палеонтологическим и палеоботаническим обоснованием стратиграфического расчленения четвертичных отложений ряд узловых вопросов формирования рельефа в четвертичном периоде, связанных с эволюцией речной сети, влиянием климатических колебаний на эрозионную деятельность и степенью воздействия на рельеф оледенений, не могут считаться окончательно решенными. Тем не менее, исходя из существующей стратиграфической схемы четвертичных отложений и выполненных геоморфологических исследований, можно полагать, что формирование террас не всегда может быть связано лишь с пиками неотектонической активности, а зависит и от воздействия на рельеф как тектоники, так и климата. Влияние ледниковой нагрузки в условиях повсеместного проявления оледенения, характеризующегося к тому же горным типом, вообще может не приниматься во внимание. В ледниковые эпохи в силу незначительного распространения оледенения эрозионно-аккумулятивный процесс во внеледниковых областях не был заторможен и мог усиливаться в периоды таяния льдов. Следует учитывать особенности строения речных долин — чередование участков различной морфологической разработанности и подчинение их новейшему морфоструктурному плану, частое несоответствие однообразных террас по относительным высотам, мощностям аллювия и положению цоколя, а также характерное для многих речных долин преимущественное развитие скульптурно-аккумулятивных форм и преобладание в аллювии крупнообломочного материала. Все это убедительно свидетельствует в пользу решающего значения тектонического влияния на рельеф, климатический же фактор приходится рассматривать как наложенный и, как правило, дополняющий основной, тектонический.

В пределах Восточно-Сибирской плиты региональные неотектонические движения привели к формированию устойчиво погружающихся

участков земной коры и образованию на них обширных пространств равнинного рельефа. Блоковые поднятия создали низкогорный рельеф в Алазейском и Кондаковском плоскогорьях и на Новосибирских островах.

Дифференцированный характер тектонических движений, предопределенный преимущественно блоковым строением фундамента, обусловил образование внутренних впадин и грабенов, отличающихся неодинаковой степенью погружения. В Восточно-Сибирской плите выделяются устойчиво погружающиеся Зырянский, Ожогинский грабены и Нижне-Колымская впадина с амплитудой наибольшего опускания за неотектонический этап, возможно, превышающей 800 м, в том числе за позднелицен-четвертичное время 350—400 м, если исходить из разности абсолютных отметок поднятых и опущенных блоков.

На западе развитие плиты происходило в более сложных условиях. Являясь областью устойчивого погружения в датском веке и на протяжении большей части палеогена, эта территория на границе с неогеном испытала подъем и расчленение. Последующее позднелицен-плиоценовое и раннечетвертичное осадконакопление имело место лишь в пределах выработанных эрозионных форм, о чем можно судить по неровному погребенному рельефу, различной мощности перекрывающих его осадков и приуроченности их к древним речным долинам. Вторичное всеобщее опускание охватило западную часть плиты в средне- и, особенно, в позднечетвертичное время, но достигло больших величин только на севере, что вызвало трансгрессию моря в районе Новосибирского архипелага в бореальную и каргинскую эпохи.

Дифференцированность движений сказалась на формировании верхнечетвертичных осадков, распространенных здесь хотя и повсеместно, но отличающихся колебаниями мощности.

Различие в истории формирования западной и восточной частей Восточно-Сибирской плиты отразилось также в развитии речных долин. Поднятия в позднечетвертичное время первоначально охватили северозападную половину равнины, ближе всего расположенную к горам Верхояно-Колымской орогенной области. Здесь раньше, чем на востоке, были созданы речные долины Омоя, Яны и Индигирки с двумя надпойменными террасами, в то время как восточная часть плиты почти до конца позднечетвертичной эпохи испытывала погружения и не имела выработанных речных долин. Современные долины Алазен и Колымы возникли в конце позднечетвертичного времени, и в них сформировалась лишь одна надпойменная терраса.

Таким образом, со второй половины позднечетвертичной эпохи на западе и с конца ее на востоке Восточно-Сибирская плита была вовлечена в воздымание. Одновременно с воздыманиями происходили блоковые движения, создавшие изолированные поднятия в районе Новосибирских островов, а также региональные опускания на огромной территории, что обусловило затопление морем области современного шельфа окраинных морей Северного Ледовитого океана.

Влияние климата на рельефообразующие процессы в четвертичный период

Особое значение в образовании рельефа в четвертичный период приобретают экзогенные процессы, в значительной мере обусловленные спецификой климатических условий Северо-Восточной Сибири.

Не вдаваясь в анализ рельефообразующей роли оледенений и вечной мерзлоты, поскольку геоморфологическое значение их было подчеркнуто при рассмотрении истории развития рельефа Северо-Востока СССР (Баранова, Бискэ, 1964), ниже обращается внимание на ряд проблем палеогеографии четвертичного периода.

К числу их относятся проблема количества оледенений в Северо-Восточной Сибири и синхронизация их с ледниковыми эпохами Европы и Западной и Средней Сибири, время возникновения вечной мерзлоты и истории формирования береговой линии.

Современные данные, полученные в результате изучения донных осадков Северного Ледовитого, Тихого и Атлантического океанов (Белов, Лапина, 1961; Жузе, Коренева, 1959; Жузе, 1962; Романкевич, Баранов, Христианова, 1964; Rosholt et al., 1961), не оставляют сомнений в том, что климатические изменения в четвертичном периоде в северном полушарии имели синхронную периодичность, проявлявшуюся неоднократно. О смене эпох похолодания эпохами потепления свидетельствуют исследования по гранулометрии, минералогии, состава диатомовых водорослей и спорово-пыльцевых комплексов донных осадков.

В табл. 3 приведены материалы по абсолютной датировке донных осадков котловины Макарова в Северном Ледовитом океане и крайней северо-западной части Тихого океана, т. е. морских бассейнов, располагающихся по соседству с берегами Северо-Восточной Сибири.

В донных осадках котловины Макарова Н. А. Беловым и Н. Н. Лапиной (1961) на основании различий в гранулометрии, минералогии и составе фораминифер были выделены чередующиеся между собой горизонты, которые соответствуют фазам похолодания и потепления климата. Слои, соответствующие эпохам похолодания, отличаются более грубым гранулометрическим составом, незначительным содержанием железа, марганца, карбоната кальция и отсутствием фораминифер североатлантического типа. Условия осадконакопления в периоды похолоданий характеризуются сокращением глубины бассейна, понижением температуры океанической воды и прекращением доступа атлантических вод. Слои, соответствующие эпохам потеплений, состоят из более тонкоотмученных осадков, в них увеличивается содержание железа и марганца и появляются североатлантические фораминиферы. В периоды потеплений открывается доступ в Северный Ледовитый океан атлантическим водам, бассейн углубляется и расширяется за счет затопления материковой отмели, температура воды повышается. Указанными исследователями устанавливается определенное соответствие регрессивных фаз океана эпохам похолоданий (оледенений на суше), а трансгрессивных фаз — эпохам потеплений (межледниковьям или межстадиалам).

Исходя из вычисленной скорости накопления осадков за современный век и принимая абсолютную продолжительность его в 10 тыс. лет, Н. А. Белов и Н. Н. Лапина определили приблизительную скорость накопления осадков в различных горизонтах. Полученные данные были положены в основу предлагаемой ими абсолютной хронологии четвертичного периода, начиная со времени самаровского оледенения (см. табл. 3).

В северо-западной части Тихого океана Е. А. Романкевич, В. И. Баранов и Л. А. Христианова (1964) изучали донные осадки (гранулометрический состав, распределение аморфного кремнезема, карбонатов, битумов, железа и марганца). Кроме того, были проведены определения их абсолютного возраста, исходя из распределения по разрезу урана-238, тория-232, иония и радия.

Сравнение результатов этих исследований с работами Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной вскрывает полное тождество условий формирования осадков в Тихом и Северном Ледовитом океанах во вторую половину четвертичного периода. Донные осадки в Тихом океане, отлагавшиеся в ледниковые эпохи, также обладают более грубым гранулометрическим составом, холодолюбивым комплексом диатомовых водорослей и невысоким содержанием железа и марганца. Межледни-

Таблица 3

Сопоставление донных осадков Северного Ледовитого и Тихого океанов

Колловина Макарова (Белов, Лапина, 1961)			Сев.-зап. часть Тихого океана (Романкевич, Баранов, Христианова, 1964)			
время	мощн. слоя	абс. возраст (тыс. лет)	№ слоя	время	мощн. слоя	абс. возраст (тыс. лет)
Современный век	13	0—10	I	Современная стадия	20	0—12
Сартанское похолодание	14	10—20	II—1	Висконсинская стадия последн. олед. (поздний вюрм)	30	12—26
Каргинская эпоха	13	20—32	II—2	Интерстадиал	36	26—48
Зырянское похолодание (II стадия)	12					
Межстадиальное	33	32—65	II—3	Айовская стадия оледенения (ранний вюрм)	54	48—75
Зырянское похолодание (I стадия)	44					
Бореальная трансгрессия	80	65—105	III	Сангамонское межледниковье (рисс-вюрм)	140	75—150
Самаровское похолодание	90	105	IV	Иллинойское (рисское) оледенение	100	150—220
			V	Ярмутское (миндель-рисс) межледниковье	200	220—315
			VI—1		70	315—380
			VI—2		80	380—430
			VI—3	Канзасское (миндель) оледенение	110	430—500
			VI—4		110	500—560
			VI—5		90	560—610
			VII	Афтонское (гюнц-миндельское) межледниковье	95	610—670
			VIII	Небрасское (гюнц) оледенение	60	670—700

ковые и межстадиальные осадки характеризуются более однородным и тонким гранулометрическим составом, повышенным содержанием аморфного кремнезема, железа, марганца, более теплолюбивым комплексом диатомовых водорослей.

Как видно из табл. 3, сопоставимость эпох похолодания и потепления в Тихом и Северном Ледовитом океанах по абсолютному летоисчислению для второй половины четвертичного периода вполне воз-

можно. Относительно небольшая разница в абсолютных величинах продолжительности отдельных эпох в разных бассейнах находится в пределах вполне допустимой ошибки, если учесть, что Н. А. Белов и Н. Н. Лапина в своих расчетах исходили из постоянной скорости накопления одинаковых по гранулометрическому составу осадков, аналогичной современной, и не могли вносить поправки на возможные колебания в скорости осадконакопления в прошлые эпохи. Принимая во внимание заниженность абсолютных величин продолжительности ряда эпох (в частности, для позднечетвертичного времени) в Северном Ледовитом океане, можно полагать, что в его пределах накопление осадков происходило, вероятно, медленнее, чем в современную эпоху. При этом замедление было сопряжено не столько с гидрократическими, сколько с геократическими колебаниями уровня океана в области наиболее поднятой материковой отмели Восточно-Сибирского моря. На это ранее указывал В. Н. Сакс (1953) применительно ко всей восточной части шельфовой зоны Северного Ледовитого океана.

Как отмечают Е. А. Романкевич и др. (1964), начало и конец похолоданий и потеплений в течение позднечетвертичной эпохи в Тихом океане хорошо согласуются с данными за этот же отрезок времени в Атлантическом океане (Rosholt et al., 1961).

Несколько затрудняется сопоставление абсолютной хронологии по донным осадкам Тихого и Атлантического океанов для более древних отрезков времени — для средне- и, особенно, раннечетвертичной эпох. Возможно, это объясняется слабой изученностью нижних горизонтов колонок. О таком же несоответствии абсолютных дат свидетелем являются и последние данные Д. М. Гопкина (Мерклин, Петров, Гопкинс, Мак-Нейл, 1964), показывающие возраст отложений коцебуской трансгрессии (ярунтское межледниковье на Аляске) в 175—170 тыс. лет, что по схеме летоисчисления в Тихом океане приходится на более позднее время иллинойского оледенения.

Нельзя не отметить, что время проявления иллинойского оледенения, по данным Росхолта, в Атлантическом океане, так же как и продолжительность последовавшего за ним сангамонского межледниковья, удивительно точно совпадают с хронологическими датами эпох бореальной трансгрессии и самаровского оледенения в схеме Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной.

Сравнивая эти данные, видим, что продолжительность сангамонского межледниковья, синхронного бореальной трансгрессии, в обеих схемах равна 65—100—105 тыс. лет, подобное же совпадение отмечается для начала среднечетвертичного (самаровского-иллинойского) оледенения. Такая близость цифр заставляет к датировкам тихоокеанских осадков, более древних, чем позднечетвертичные, относиться с некоторой осторожностью, поскольку возможно занижение их абсолютного возраста.

Что касается наиболее достоверно определенной верхней части колонок со дна Тихого, Атлантического и Северного Ледовитого океанов, в них можно видеть полную синхронность межледниковых (межстадиальных) и ледниковых эпох на протяжении всей позднечетвертичной эпохи.

В течение позднечетвертичной эпохи в северном полушарии по донным осадкам устанавливаются два крупных похолодания, из которых наиболее позднее отвечает по времени висконсину Северной Америки, позднему вюрму Европы и сартанскому оледенению Сибири и по абсолютному летоисчислению проявилось в интервале от 10—12 до 20—26 тысяч лет тому назад. До настоящего времени вопрос о само-

стоятельности этого оледенения не решен окончательно. В связи с этим заслуживает внимания сообщение Л. Р. Серебрянного (1964) о том, что представления о существовании в позднечетвертичное время на Русской равнине двух оледенений и двух межледниковых эпох радиоуглеродными исследованиями последних лет не подтверждаются и более обоснованной является концепция о существовании одного позднечетвертичного оледенения с несколькими стадиями.

В горах Северо-Восточной Сибири времени последнего похолодания соответствуют формы аккумуляции небольших долинных ледников, не спускавшихся ниже абсолютных отметок в 1400—1600 м, например в хр. Сунтар-Хаята. Поскольку в отложениях приледниковых речных долин до настоящего времени еще не выявлены флористические комплексы, соответствующие межледниковому потеплению, что, возможно, объясняется в целом еще слабой биостратиграфической исследованностью четвертичных отложений на Северо-Востоке, большинством исследователей (Н. А. Шило, Б. С. Русанов, Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ) рассматривают сартанское похолодание как стадию предшествовавшего зырянского оледенения. Вместе с тем необходимо отметить, что возможность самостоятельности этого оледенения не может исключаться, поскольку, согласно геоморфологическим данным, не всегда четко устанавливается генетическая связь сартанских морен с зырянскими, например, уже за пределами описываемого района, в хр. Пеккульней (Баранова, 1960; Баранова, Бискэ, 1964). В ряде районов, как это установлено автором в районе оз. Джека Лондона, в долине руч. Неведомого и Б. А. Онищенко в Бугчанской впадине, сартанские конечные морены вложены в эрозионные долины, прорезанные в ледниковых отложениях зырянского возраста, а иногда перекрывают низкие, более молодые аккумулятивные террасы. Еще раньше В. Н. Сакс (1948, 1953) высказал мнение о самостоятельности сартанского оледенения на Северо-Востоке СССР, выделенного им на основании обособленности третьей группы трогов, расположенных выше древних трогов в верховьях р. Яны (Сартанг).

Более раннее позднечетвертичное похолодание, соответствующее зырянскому оледенению Сибири, айовской стадии Северной Америки и раннему вюрму Европы, устанавливается в интервале от 32—48 до 65—75 тыс. лет (общая продолжительность его 27—33 тысячелетия). От более древнего, среднечетвертичного оледенения оно было отделено сангамонским межледниковьем, в течение которого на севере Сибири имела место бореальная трансгрессия, продолжавшаяся не менее 40 тыс. лет (от 65 до 105 тыс. лет тому назад).

В горах Северо-Восточной Сибири раннее позднечетвертичное и среднечетвертичное похолодания привели соответственно к бохалчинскому и эльгинскому оледенениям горного типа. Самостоятельность этих оледенений подтверждается рядом данных (Шило, 1959; Баранова, Бискэ, 1964; Хворостова, Кашменская, 1962; Алексеев 1961):

1) неодинаковой геоморфологической позицией — приуроченностью более молодого, бохалчинского оледенения к современной, сильно разветвленной, речной сети в отличие от предшествовавшего, эльгинского оледенения, распространенного в условиях меньшего расчленения рельефа и развития древней сети;

2) положением разновозрастных морен на различных террасовых уровнях — так, морены эльгинского оледенения залегают внутри среднечетвертичной террасы р. Алдана (синхронной III террасе р. Лены), причем по мере удаления от гор они сменяются аллювиальными фациями с остатками фауны раннего типа верхнепалеолитического комплекса,

а морены бохачинского оледенения — на поверхности II надпойменной террасы р. Лены;

3) наличием в отложениях среднего комплекса террас рек Колымы и Лены растительных группировок, связанных с двумя похолоданиями и разделенных отложениями со сравнительно теплолюбивым межледниковым комплексом флоры. Более раннее похолодание регистрируется в отложениях III и IV террас Лены, V и VI террас Колымы, характеризующихся тундровыми, реже лесотундровыми комплексами растительности и наличием остатков длиннорогого бизона. В отложениях II террасы Лены, III и IV террас бассейна Колымы таежный комплекс учуро-киренской (по А. П. Васьковскому, 1959) флоры с представителями современных *Picea obovata*, *Larix dahurica*, *L. sibirica*, *L. sukaczewii* указывает на потепление климата. Более позднее похолодание устанавливается в отложениях низких (II и III) террас бассейна Колымы, а также в эльгинской толще у р. Большой Тарын в бассейне Индигирки. Оно характеризуется тундровым спорово-пыльцевым спектром, холододобивым колымским типом растительности (по А. П. Васьковскому, 1959), наличием фауны позднего типа верхнепалеолитического комплекса В. И. Громова.

Как видно из изложенного, имеются все основания считать, что общие крупные похолодания, фиксируемые в донных осадках Мирового океана для второй половины четвертичного периода, на территории Северо-Восточной Сибири проявились в виде самостоятельных оледенений и их стадий. Что же касается более древних оледенений, в частности раннечетвертичного, следы их в рельефе и в отложениях Северо-Восточной Сибири до сих пор никем достоверно не установлены. Предположение о раннечетвертичном оледенении в районе Бугчанской впадины (горная система Черского) высказывает Б. А. Онищенко (1961, 1964), однако вопрос этот пока остается открытым до окончательного определения возраста выделяемых им горизонтов четвертичных отложений. Палеофаунистические и палеофлористические характеристики нижнечетвертичных отложений Восточной Якутии в работах Э. А. Вангенгейм (1961) и Р. Е. Гитерман (1963) не подтверждают факты существования древнего оледенения.

Помимо детальных биостратиграфических и геоморфологических исследований, решению вопроса о проявлении раннечетвертичного оледенения на Северо-Востоке Сибири в какой-то мере могут помочь и палеогеографические реконструкции, в частности реконструкции палеоклимата в прошлые эпохи на основании сравнения следов древнего оледенения с современным оледенением, развивающимся в ряде районов с высокогорным рельефом.

Как показали работы А. П. Васьковского (1955) и Н. К. Клюкина (1959), современное оледенение Северо-Восточной Сибири обусловлено своеобразием климата гор, резко отличающегося от в целом неблагоприятных для оледенения резко континентальных климатических условий Северо-Восточной Сибири. Возникновению оледенения в высоких горах способствует увеличение с высотой, особенно в интервале абсолютных отметок от 2000 до 2900 м, количества выпадающих осадков при сохранении низких годовых температур, а также большая, чем повсюду, продолжительность циклональной погоды, сопровождающейся длительными туманами и облачностью, которые, как известно, способствуют накоплению снега.

Развитие современных ледников Буордахского массива (горная система Черского) и хр. Сунтар-Хаята в основном на северных и северо-западных склонах и преимущественно весенне-летнее питание их

осадками дают основание связывать возникновение оледенения скорее с муссонным режимом приноса атмосферных осадков с Полярного бассейна, чем с влиянием атлантических воздушных масс.

Реконструкция палеоклиматов в четвертичное время, произведенная для всего севера Сибири В. Н. Саксом (1953), а для эпохи максимального оледенения северного полушария Земли А. А. Григорьевым (1946), показывает, что существенных изменений в барической обстановке в течение четвертичного периода не было. Условия атмосферной и океанической циркуляции в ледниковое время не отличались от современных, о чем можно судить по совпадению центров древнего и современного оледенений и по одинаковой направленности в развитии их. Это представление находит себе подтверждение и применительно к территории Северо-Восточной Сибири. Высокие горные группы хр. Сунтар-Хаята, Буордахского массива и хр. Орулган, несущие современные ледники, являлись центрами зарождения оледенений и в прошлые эпохи. Разница состоит лишь в том, что для древних ледниковых эпох характерно развитие оледенения не только в упомянутых горных массивах, но и в других менее высоких горных хребтах, а также в большей масштабности древнего оледенения в целом по сравнению с современным. Объяснение данному обстоятельству В. Н. Сакс (1953) видит в большем снижении средних годовых температур в эпохи древних оледенений, что неизбежно влекло за собой понижение хионосферы, а следовательно, увеличивало потенциальную возможность оледенения. Основываясь на сходстве климатических причин возникновения современного и древнего оледенений, можно попытаться представить, при каких условиях могло проявиться в Северо-Восточной Сибири раннечетвертичное оледенение.

Общая континентальность климата, существовавшая и в первую половину четвертичного периода, если исходить из согласованности барического режима прошлых и современной эпох, не способствовала обширному и тем более покровному оледенению. Как и в настоящее время, раннечетвертичному оледенению должны были благоприятствовать местные климатические причины, обусловленные положением нижней границы хионосферы, а также положительная разность оледенения, возрастающая по мере увеличения высоты горных сооружений. Иными словами, для зарождения горного оледенения, кроме климатических, необходимы и соответствующие орографические условия, т. е. наличие районов, расположенных выше снеговой границы гор, в которых могло бы происходить накопление снега и его фирнизация.

Современная снеговая граница в хр. Сунтар-Хаята в среднем имеет высоту 2350 м. О близости климата эпох похолодания на границе плейсцена и раннечетвертичной эпохи и в течение последней к современному или несколько более теплом климате свидетельствуют данные А. В. Ложкина (1963а,б) по спорово-пыльцевому составу осадков, погребенных во впадине руч. Промежуточного, в долине р. Эльги (бассейн Индигирки). В отложениях с гудзоно-сибирской (по А. П. Васьковскому, 1959) флорой, сопоставляемых нами с отложениями руч. Базовского и дялянкирскими слоями верхненерской толщи верхнего плейсцена, А. В. Ложкиным описан холодолюбивый комплекс растительности, состоящий преимущественно (88,4%) из спор *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Selaginella* и небольшого количества (11,6%) пыльцы древеснокустарниковой группы, в основном *Pinus* subgen *Diploxylon* и *Haploxylon*, *Betula* и *Alnus*. Второе похолодание в этом же разрезе намечается над слоями с гудзоно-сибирской флорой, и по сравнению с нижним холодолюбивым комплексом спорово-пыльцевой комплекс

здесь свидетельствует о еще более суровых климатических условиях, возможно, отвечающих раннечетвертичному похолоданию. Исходя из этих данных, можно думать, что в раннечетвертичную эпоху во время фаз похолодания высота климатической снеговой границы приближалась или была несколько выше современной (2300 м). Чтобы судить о потенциальной возможности оледенения, необходимо выяснить, какой абсолютной высоты в это время могли достичь наивысшие горные группы Верхояно-Колымской горной страны. На основании ранее произведенных расчетов абсолютных высот среднеплиоценовой поверхности выравнивания и принимая во внимание максимальные (от 1000 до 1200 м) эрозионные врезы за последнюю восходящую стадию, следует предполагать, что к раннечетвертичному времени горная страна по сравнению с этапом выравнивания поднялась на 300—400 м и, следовательно, в своих наивысших точках достигла абсолютных отметок 2200—2400 м. Сравнивая эту высоту с предполагаемым положением снеговой границы на уровне 2300 м, видим, что хионосфера, по-видимому, в раннечетвертичное время лишь коснулась земной поверхности в горах Северо-Восточной Сибири. Вследствие этого условий для развития сколько-нибудь заметного оледенения не создалось, поскольку превышение гор над нижней границей хионосферы (Калесник, 1963) оказалось близким нулю. Разумеется, произведенная палеогеографическая реконструкция является условной, поскольку мы еще не обладаем точными данными о величине поднятий за позднелицен-раннечетвертичный этап и в силу слабой биостратиграфической изученности не имеем возможности более достоверно стратифицировать древние горизонты четвертичных отложений. Следует допустить, что поднятие могло быть и больше вычисленного, например, на 100—200 м, особенно в районах молодых морфоструктур — Буордахского массива и хр. Сунтар-Хаята. Надо также принимать во внимание возможность более низкого положения нижней границы хионосферы в раннечетвертичное время. Однако даже с учетом этих поправок возникшее оледенение едва ли превышало современное, вследствие чего существенного влияния на рельефообразование оказывать не могло.

На основании изложенного можно предположить, что не всякое похолодание климата на Северо-Востоке должно было вызывать возникновение оледенения. Если мы обратимся к имеющимся материалам по реконструкции палеоклиматов (Сакс, 1953; Лунгерсгаузен, 1957, и др.), то убедимся, что колебания климата присущи не только четвертичному, но и более древним периодам. В этом отношении интересны данные, свидетельствующие о неоднократных сменах фаз похолодания и потепления в палеогене и неогене на территории Камчатки и Сахалина. Периоды похолодания, по Г. М. Власову (1964), приурочивались к концу олигоцена, концу среднего и позднего миоцена и к концу плиоцена. Соответственно потепления климата имели место в раннем палеогене, в начале миоцена и плиоцена. О периодических колебаниях климата в эпоху формирования среднеплиоценовой эрмановской и раннечетвертичной энтемской свит на северо-западе Камчатки говорит также В. В. Меннер (устное сообщение). При условии более детального биостратиграфического расчленения нагаевской, мареканской, верхненерской и других неогеновых толщ Северо-Восточной Сибири естественно ожидать установления для этой территории такой же периодичности климата, какая известна теперь для Камчатки и Сахалина. Выявление эпох похолодания в этих отложениях, тем не менее, исключает возможность сопоставления их с эпохой раннечетвертичного оледенения, как это предполагают А. П. Васьковский (1959, 1960)

и И. П. Карташов (1963а), поскольку в настоящее время достоверно установлен более древний (миоцен-среднеплиоценовый) возраст названных свит по наличию во флористических комплексах вымерших форм *Picea bilibini*, *Alnus flexilis* и др., а также неогеновых ископаемых видов *Decodon gibbosus*, *Picea itelmenorum*, *Pinus spinosa*, *Picea paleosibirica*, *Larix minuta* и т. д. Можно предположить, что и первое похолодание, выявленное в разрезе отложений руч. Промежуточного (Ложкин, 1963), проявилось в конце позднего плиоцена, а второе похолодание приходится на раннечетвертичное время. Однако как с тем, так и с другим отрезком времени едва ли можно связывать возникновение крупного оледенения в горах. На наш взгляд, синхронизацию ледниковых явлений на севере Сибири необходимо рассматривать при обязательном учете местных климатических и орографических факторов, играющих в условиях ослабления атлантического влияния по мере продвижения на восток все более существенную роль в зарождении горных оледенений. На наложение местных условий на общеклиматические причины, вызывающие запаздывание ледниковых и межледниковых эпох, и в связи с этим на невозможность полной детальной синхронизации неоднократно указывал В. Н. Сакс (1948, 1953, 1963). Гомотаксальный характер синхронности оледенений удаленных районов Сибири отмечали Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964).

Влияние древних четвертичных оледенений на рельефообразование в горах Северо-Восточной Сибири не было значительным. Как подчеркивает Н. А. Шило (1959, 1961), распространение оледенений преимущественно в областях высокогорного и лишь частично среднегорного рельефа, а также сравнительно слабая эродирующая способность ледников обусловили формирование аккумулятивных ледниковых ландшафтов исключительно в верховьях речных бассейнов и в прилегающих к ним внутриворонных впадинах.

Большая часть Верхояно-Колымской горной страны и примыкающая к ней с севера Восточно-Сибирская низменность развивались во внеледниковых условиях при господствующем влиянии на экзогенный морфогенез повсеместно распространенной вечной мерзлоты (Бискэ, Баранова, 1964). Вечная мерзлота обусловила проявление в горах интенсивного морозного выветривания, солифлюкционных процессов в условиях малых уклонов местности, образование нагорных террас, мерзлотно-нивальных микроформ, террасоувалов, деллей. В низменностях формировались своеобразные лессовидные суглинки с крупными жилами конжеляционных трещинно-полигональных льдов (рис. 9). Эти специфические признаки лито- и морфогенеза характеризуют так называемый «полярный покровный комплекс» (Попов, 1958).

Существование вечной мерзлоты на протяжении четвертичного периода в Северо-Восточной Сибири обуславливалось резко континентальным климатом, сохранившимся и в межледниковые эпохи. Уменьшение ледовитости океана в межледниковье в связи с повышением температуры арктических воздушных масс наряду с потеплением непосредственно прилегающих областей должно было вызвать усиление континентальности климата в центральной, материковой части Сибири ввиду ослабления влияния летнего Полярного антициклона (Сакс, 1953). Данное представление получает подтверждение в районах широкого распространения многолетнемерзлых рыхлых пород, пронизанных повторно-жильными льдами. Как показали исследования, проведенные в Восточно-Сибирской низменности (Втюрин, Григорьев, Катасонов и др., 1957; Катасонов, 1954, 1964; Бискэ, 1957, 1960; Баранова 1957; Баранова, Бискэ, 1964), на протяжении ледниковых и межледниковых

Эпох, климатическая обстановка на севере страны существенно не менялась, при этом «фазы потепления» вопреки мнению Ю. А. Лаврушина (1963) не оказывали влияния на непрерывный континентальный литогенез, совершавшийся в условиях неглубокого залегания вечной мерзлоты. Об этом свидетельствует непрерывное формирование криогенных текстур (жильных льдов, псевдоморфоз и т. д.) и в «ледниковые» и в «межледниковые» эпохи. Развитие при этом термокарста, ошибочно принимаемого Ю. А. Лаврушиным (1960, 1963) за признак межледникового потепления, должно рассматриваться как процесс, протекающий одновременно с атградацией мерзлоты в условиях резкой континентальности климата, выражающейся в больших амплитудах колебаний годовой сезонной и суточной температур. Наблюдения над термокарстовыми формами рельефа в низовьях Колымы (Баранова,

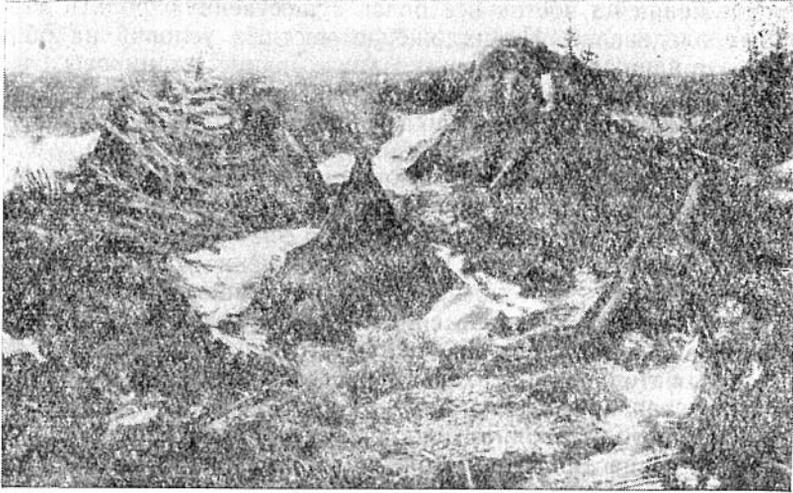


Рис. 9. Трещинно-полигональные, повторно-жильные льды в отложениях верхнечетвертичной озерно-аллювиальной равнины Колымской низменности.

1957) убеждают в том, что процессы вытаивания мерзлых грунтов и просадки их связаны наряду с направлением влагонесущих муссонов, с местными климатическими причинами: глубиной сезонного оттаивания, неодинаковой расчлененностью рельефа, экспозицией склонов, характером расселения растительности и влиянием различно удаленной водной среды. В таких условиях термокарст не есть свидетельство деградации мерзлоты. Это подтверждается повторно протекающими процессами промерзания пойм и аласов, сопровождающимися морозным растрескиванием, новообразованием жильных льдов и других криогенных форм — бугров пучения, гидролакколитов (булгунняхов) и т. п.

Очень важный вопрос о времени возникновения вечной мерзлоты в настоящее время еще не решен как для рассматриваемой территории, так и в целом для Сибири. Некоторые попытки подойти к решению этого вопроса делаются на основе наблюдений над криогенными текстурами рыхлых аллювиальных отложений в Восточно-Сибирской и Центрально-Якутской низменностях. Н. П. Куприна и Б. И. Втюрян (1961), например, обнаружили, что в среднечетвертичных отложениях IV террасы в верховьях р. Яны криогенные текстуры имеют более позднее, эпигенетическое заложение, тогда как в строении III террасы, сопоставляемой с позднечетвертичной озерно-аллювиальной равни-

ной Приморской низины, принимают участие льды сингенетического с осадками происхождения. Для территории Западно-Сибирской низменности такие же результаты получены Л. М. Шмелевым (1964), который утверждает, что процесс многолетнего промерзания рыхлых отложений шел непрерывно, начиная со среднечетвертичной эпохи.

Несколько иное представление возникло у Е. М. Катасонова (1964) при исследовании криогенного строения толщ, слагающих террасы Алдана, Омолой и Яны. Им отмечено, что отложения, перекрывающие неогеновую толщу (с *Juglans cinerea*) в Мамонтовой горе на Алдане, имеют признаки промерзания осадков одновременно с их накоплением, так же как и суглинки, залегающие поверх песков с «омолойской» флорой на р. Омолой, причем в подстилающих осадках иногда обнаруживаются эпигенетически возникшие криогенные формы. На этом основании Е. М. Катасоновым высказывается предположение о промерзании осадков, сначала эпигенетическом, а позже сингенетическом, еще в конце плейстоцена. Эти интересные мерзлотнофациальные наблюдения, как признает и сам автор, еще не являются бесспорными признаками древнего существования мерзлоты. По нашему мнению, такие наблюдения совершенно необходимо сопровождать детальным стратиграфическим изучением отложений, поскольку только достоверная стратификация их может обеспечить решение вопроса о времени возникновения сингенетически промерзших толщ. Что же касается данных по датировке изученных Е. М. Катасоновым толщ, то известно (Гусев, Цырина, 1953; Вангенгейм, 1961), что осадки, перекрывающие неогеновые толщи на Алдане и Омолое, содержат фауну верхнепалеолитического комплекса и потому датируются позднечетвертичным временем.

Можно считать, что появление вечной мерзлоты связано с усилением континентальности климата Северо-Восточной Сибири. Первые признаки увеличения континентальности, по всей вероятности, проявились уже в ранние фазы похолодания в конце позднего плейстоцена и в начале четвертичного периода, если иметь в виду данные по растительным группировкам, приводимые А. В. Ложкиным (1963а,б). Однако едва ли именно с этими фазами можно сопоставлять начало непрерывного существования вечной мерзлоты. Предполагаемые климатические колебания в этот период и повторные расселения в фазы потепления гудзоно-сибирского комплекса флоры (хвойных лесов с примесью широколиственных) исключают, по нашему представлению, наличие мерзлых грунтов, по крайней мере в периоды потепления климата. По-видимому, промерзание грунтов, первоначально неглубокое, происходило, подчиняясь общеклиматическим колебаниям, только в эпохи похолодания и сопровождалось оттаиванием в эпохи потеплений. Лишь со времени установления максимальной континентальности климата началось, надо ожидать, и непрерывное развитие вечной мерзлоты. Это время, по всей вероятности, можно сопоставлять с наибольшим ухудшением климата на севере Сибири, совпавшим со среднечетвертичным (максимальным) оледенением. Говорить о непосредственной связи между возникновением вечной мерзлоты и горным оледенением Северо-Восточной Сибири едва ли правильно, поскольку вечная мерзлота и оледенение гор вызваны принципиально различными причинами.

Подводя итог, можно высказать предположение, что периодическое, повсеместное и неглубокое промерзание грунтов могло возникнуть в фазы похолоданий еще в конце позднего плейстоцена и на протяжении раннечетвертичной эпохи, тогда как непрерывное существование вечной мерзлоты, обусловленное резко континентальным климатом, следует связывать с наличием в отложениях признаков повсе-

местного и глубоко зашедшего промерзания, выраженных в криогенных текстурах среднечетвертичного возраста.

Климатические воздействия на формирование береговой линии в Северо-Восточной Сибири в течение четвертичного периода по сравнению с тектоническим влиянием были невелики. Произведенные в последнее время расчеты в целом для Мирового океана (Марков, Суетов, 1964) показали, что амплитуда эвстатических (преимущественно гляциоэвстатических) колебаний за четвертичный период составляла не более 110 м. Если принять, по мнению указанных авторов, постоянное существование в четвертичном периоде ледникового покрова Антарктиды, то лишь самые низкие береговые валы можно объяснить гляциоэвстатическим поднятием уровня океана, в то время как наибольшие колебания береговой линии связаны с геократическим изменением или с дифференцированными тектоническими движениями участков побережий. О решающем влиянии тектонического фактора, входящего в комплекс причин, воздействующих на рельеф прибрежной зоны, писал в 1953 г. В. Н. Сакс.

История формирования берегов Северо-Восточной Сибири в четвертичном периоде неразрывно связана со всем ходом геологического развития суши и примыкающих частей океанов. О положении береговой линии в раннечетвертичное время на севере территории достоверных данных не имеется. Можно лишь предполагать, что суша, как и в неогене, простиралась далеко за пределы современного побережья.

По мнению Н. И. Белова и Н. Н. Лапиной (1961), в эпоху максимального (среднечетвертичного) оледенения береговая линия находилась в области современного Восточно-Сибирского моря на глубинах 100—200 м, что свидетельствует об осушении большей части шельфовой зоны. Позднечетвертичная бореальная трансгрессия, широко распространявшаяся на севере Западной и Средней Сибири (Сакс, 1953; Лаврова, Троицкий, 1961; Стрелков, 1963), на северо-востоке Сибири проявилась слабо. Наличие морских отложений только на островах Новосибирского архипелага и отсутствие их в Восточно-Сибирской низменности заставляет предполагать положение береговой линии где-то между ними с возможным распространением опресненных лагун, если судить по данным О. А. Иванова, Ю. Н. Кулакова, В. И. Кайялайнена и других, в северной части Приморской низины. В век позднечетвертичного оледенения материковая отмель Восточно-Сибирского моря вновь была осушена, о чем свидетельствует наличие континентальных отложений на Новосибирских островах, синхронных зырянскому оледенению. Каргинская позднечетвертичная трансгрессия имела, по-видимому, меньшее распространение, чем бореальная, и тоже не заливала современное побережье материка. Современная береговая линия на севере рассматриваемой территории отмечает наиболее высокое положение моря за четвертичный период и связана с тектоническим погружением шельфа Северного Ледовитого океана. Она была сформирована, по-видимому, в начале современного века, судя по затоплению молодых эрозионных долин Индигирки и Колымы.

Формирование Охотского побережья связано с послеледниковым блоковым погружением суши, бывшей на месте залива Шелехова и Тауйской губы. Во время позднечетвертичного оледенения эта суша, несомненно, еще существовала, причем в ее пределах могли находиться самостоятельные очаги оледенения. О весьма недавнем формировании современной береговой линии говорит и отсутствие на всем побережье четвертичных морских отложений. Неглубокое море в конце позднечетвертичного времени могло проникать только в унаследованный с неогена залив в районе Охотской впадины.

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА И ОТРАЖЕНИЕ В СОВРЕМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛИКТОВ ДРЕВНИХ ЭТАПОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Анализ рельефа Северо-Восточной Сибири показывает, что основные геоморфологические области ее оформились издавна и отражают региональную структуру.

Первично-горная Верхояно-Колымская страна, заложенная на месте мезозойской геосинклинали, существовала уже в начале раннемеловой эпохи. В дальнейшем ее эволюция была обусловлена периодически проявляющимися и с течением времени все более усиливающимися горообразовательными процессами. С конца волжского века на севере страны обособилась область первоначально морской, а позже континентальной аккумуляции современной Восточно-Сибирской низменности и шельфа Северного Ледовитого океана.

Итак, можно говорить об устойчивом существовании основных двух типов ландшафтов — горного и равнинного — на протяжении всего периода континентального развития Северо-Восточной Сибири.

Обращаясь к собственно Верхояно-Колымской горной стране, видим, что и здесь устойчивость, направленность и обусловленность в развитии рельефа тесно связаны с характером и режимом структурных зон. Иначе говоря, эволюция геоморфологических областей является отражением истории тектонического развития этого участка земной коры. Сказанное, однако, не означает, что современный рельеф Северо-Восточной Сибири имеет древний облик. Будучи заложен в основных чертах в первую половину раннемеловой эпохи, он претерпел сложное развитие, причем начало формирования современного рельефа было обусловлено новейшими движениями второй половины олигоцена, а окончательно он был оформлен на протяжении позднеплиоцен-четвертичного этапа. В связи с таким длительным и сложным развитием в рельефе Северо-Восточной Сибири и, в частности, в Верхояно-Колымской горной стране наблюдается сочетание крупных форм и элементов рельефа неодинакового возраста.

Разновозрастность рельефа свойственна всем горным системам Верхояно-Колымской страны. В пределах Верхоянской горной области на фоне последовательно и длительно развивающейся основной морфоструктуры сводовой части антиклинальной зоны имеются и молодые поднятия, например горст Хараулахского хребта, возникший уже после длительной эпохи выравнивания этого участка Северного Верхоянья, в позднеплиоцен-раннечетвертичное время. Вдоль более интенсивно поднимающегося западного крыла Верхоянской антиклинальной зоны в новейший этап возникло много новых форм. На сильный подъем высокого

Орулганского хребта в первую половину четвертичного периода указывает М. Т. Кирюшина (1963). В Западном Верхоянье благодаря новейшим движениям возникли гряды, невысокие хребты и локальные поднятия, лишь частично унаследованные от позднемиоценовой эпохи. На юге Верхоянья к поднятиям позднечетвертичного времени относятся части Главного и Скалистого хребтов, которые хотя и обладают высоким и резко расчлененным рельефом, однако в отличие от соседних хребтов не несут признаков четвертичных оледенений (Спрингис, 1964). Следовательно, монолитная Верхоянская горная система имеет обновленный, но унаследованный с мела горный рельеф. Тем не менее, в разных частях горная система неоднородна, при этом морфоструктуры разновозрастного заложения зачастую характеризуются близкими по гипсометрическому положению и морфологическим типам участками среднегорного и высокогорного рельефа.

Сложный, мозаичный и разновозрастный рельеф имеет и Полоусненско-Верхнеколымская область. Общий морфоструктурный план ее, как известно, соответствует структурной зональности складчатого фундамента. При этом главные черты рельефа предопределены длительным развитием гор, существовавших здесь и в меловом периоде. Однако современный рельеф, приуроченный к палеозойским блокам, не несет следов древности, а в значительной степени переработан. В настоящее время это область наивысших поднятий и наибольшего расчленения. Наряду с упомянутыми формами в пределах высокогорной системы Черского существуют формы рельефа более позднего заложения. Во второй половине мела возникли Момский хребет, а также расположенные по обе стороны от него Момская и Зырянская впадины. Последующие горообразовательные процессы омолодили этот рельеф, и в настоящее время Момский хребет представлен резко расчлененными альпийскими горами.

На месте современных, сложенных гранитоидами, цепей внутренних горных хребтов системы Черского (Догдо-Чималгинского, Чибига-лахского и др.) в раннемиоценовое время располагались линейно-вытянутые положительные формы рельефа, отвечающие структурам осадочного верхоянского комплекса (рис. 10). Собственно гранитоидные массивы как господствующие в рельефе хребты, оформились позже. О начале их преобразования можно судить по появлению незначительного количества галек в миоценовых осадках эльгенской свиты. В это время вряд ли обнажались большие массивы гранитоидов. В виде блоковых поднятий часть из них возникла уже после второй фазы выравнивания в позднем плиоцене. Такими молодыми блоками являются Лево-Эри-китская цепь, массивы Еллу, Чьорго и другие гранитоидные хребты, в то время как некоторые, например хр. Порожный, возможно, возникли еще позже, в четвертичном периоде, обусловив перераспределение речной системы Индигирки. Примеров разновозрастного заложения как мелких, так и крупных форм рельефа в Полоусненско-Верхнеколымской области очень много не только среди положительных, но и среди отрицательных форм рельефа. Из Верхне-Нерских впадин самые древние, миоценовые, — Джелканская и Тагыннинская, тогда как Делянкирская — менее глубокая и более молодая, плиоценовая.

Главная причина мозаичности строения и разновозрастности рельефа горной системы Черского заключается в ее исключительной для Северо-Восточной Сибири тектонической подвижности, дифференцированности движений и большой рельефообразующей роли глубинных разломов. В результате длительного развития горная система Черского разрослась в ширину, была надстроена формами разного возраста и

образовала в целом единую, глубоко расчлененную и преимущественно высокогорную область с омоложенным рельефом.

Разновозрастность современного рельефа присуща также Охотской горной области, где развиты меловые и палеогеновые вулканогенные плато, молодой блоковый рельеф и глубокие впадины новейшего времени. В меньшей мере неодновозрастность рельефа проявляется в Яно-Оймяконской области, для которой в целом характерны зрелые выработанные и сглаженные формы на вершинах гор и контрастные молодые врезанные формы речных долин. В пределах аккумулятивной равнины Восточно-Сибирской низменности как на поверхности, так и в ее фундаменте, тоже имеются формы разновозрастного заложения. На поверхности наиболее древние черты сохранены в западной части низменности, где имеется погребенный рельеф неогенового возраста.



Рис. 12. Высокогорный альпинотипный рельеф горной системы Черского.

Фото Б. А. Онищенко.

В фундаменте низменности выделяются внутренние изолированные и разновозрастные грабены и впадины. В целом Восточно-Сибирская низменность на протяжении всего кайнозоя формировалась в условиях наложения друг на друга погруженных аккумулятивных равнин различного возраста.

Наиболее устойчивым элементом ландшафта является речная сеть, поскольку она существует как в эпохи дифференциации, омоложения рельефа, так и в нисходящие стадии его развития — при снижении и выравнивании, играя в обоих случаях доминирующую рельефообразующую роль. Судя по распределению горного и равнинного рельефа и по направлениям путей сноса, можно предполагать, что и в самые начальные этапы рельефообразования генеральные направления речной сети совпадали с современными, реки бассейна Северного Ледовитого океана были шире развиты, чем бассейна Охотского моря. Одновременно есть указания о существенном преобразовании речного стока в новейшее время под влиянием активно проявляющихся дифференцированных тектонических движений и сопряженного с ними усложнения рельефа. Поэтому и в речных бассейнах наблюдаются долины новообразованные и древние, вовлеченные в общую речную систему или сохранившиеся вне ее в виде отмерших реликтовых участков.

Подводя итог палеогеоморфологическому анализу Северо-Восточной Сибири, констатируем, что развитие рельефа было длительным и исключительно сложным, связанным с эволюцией крупных морфо-структурных областей под влиянием ритмично взаимодействующих эндо- и экзогенных процессов. Современный рельеф, мозаичный, с разновозрастными составляющими его элементами, представляется не в виде

форм, застывших со времени различных этапов его образования, а как составная часть ландшафта, бесконечно видоизменяющаяся, преобразующаяся и непрерывно обновляющаяся. В связи с этим ярусность рельефа, выраженная высоко-, средне- и низкогорными типами, не является, по нашему убеждению, отражением формирования горной страны в разные этапы, как это полагают И. А. Резанов (Петрушевский, Резанов 1960), З. М. Хворостова и О. В. Кашменская (1964, 1965).

Ярусность современного горного рельефа внутри Верхояно-Колымской страны, как, вероятно, и более древнего рельефа, обусловлена комплексом многих взаимодействующих причин, из которых наибольшее значение имеют различие морфоструктур, неодинаковая интенсивность проявления тектонических движений, различная сопротивляемость пород к агентам денудации. На это еще раньше обращал внимание Д. М. Колосов (1947), а в последнее время высказанную мысль сформулировал Н. А. Шило (1961).

Однородность или гипсометрическая сближенность вершинных уровней того или иного яруса рельефа, помимо выравнивания, может быть обусловлена строением слагающих рельеф пород, например скульптурой бронированных вулканогенных плато в Охотской горной области или структурой пологого свода Верхоянской антиклинали, где К. Я. Спрингисом (1961, 1964) отмечается удивительное совпадение топографической и структурной вершинных поверхностей. Пологие сводовые структуры с широким радиусом кривизны в Аян-Уряхском поднятении, Кулинском антиклинории, в районах развития брахискладок Эльгинских пологих дислокаций, а в ряде случаев и скульптура интрузивных тел создают плавные и уплощенные формы современного рельефа, не всегда отражающие аструктурную поверхность выравнивания. Поэтому при геоморфологическом анализе, особенно при изучении ярусности рельефа и поверхностей выравнивания, надо исходить не только из наблюдений над высотным положением уплощенных форм рельефа. Особое внимание следует уделять тектонической природе изучаемого участка земной коры и всей его геологической истории, поскольку развитие рельефа и земной коры неотделимо, оно происходит взаимосвязанно и подчинено единым закономерностям, основу которых создают глубинные процессы.

Игнорирование истории развития морфоструктур и зависимости размещения форм рельефа от неоструктурного плана, увлечение методами морфометрического анализа без необходимой комплексности геоморфологических исследований в сочетании с литолого-стратиграфическими данными очень легко могут привести к ошибочным, необъективным представлениям. Такого рода ошибку допускают И. А. Резанов (Петрушевский, Резанов, 1960; Резанов, Мелекесцев, 1964) при анализе рельефа Верхояно-Колымской страны и З. М. Хворостова и О. В. Кашменская (1964, 1965) относительно рельефа района верховьев рек Колымы и Эльги, где ими выделяются три разновозрастные поверхности выравнивания, сопоставляемые последовательно с высоко-, средне- и низкогорными типами рельефа. Указанные исследователи считают, что первая, поздне меловая-палеогеновая эпоха выравнивания была наиболее продолжительной и окончилась полной пенепленизацией страны в пределах не только осадочного, но и интрузивного комплексов. Вторая (плиоценовая) эпоха была короче и привела к выравниванию рельефа, созданного лишь осадочными породами, а последняя (средне-четвертичная) ограничилась в основном придолинным выравниванием и нивелированием низкогорного рельефа. В современном рельефе, по

мнению названных исследователей, сохранились следы всех эпох выравнивания: древней эпохи — на вершинах высокогорного яруса рельефа, созданного на гранитах массива Чьорго и хр. Сарычева; второй — в пределах среднегорного яруса, заключенного между двумя вышеуказанными зонами высокогорного яруса; последней эпохи — в виде уровня, вложенного в среднегорный ярус рельефа.

Такое представление об истории развития рельефа рассматриваемой территории не подтверждается фактическим материалом. Прежде всего, после проведенного для всей территории Северо-Восточной Сибири структурно-морфологического анализа стало известно, что, в отличие от мнения И. А. Резанова (1960, 1964), Верхояно-Колымская страна в послегеосинклинальный этап не была преобразована в платформу и в силу сохранившейся относительной тектонической активности и дифференцированности движений не подверглась полной пенепленизации. Представление о формировании сплошного пенеплена не подтверждается, даже если исходить только из морфологического анализа. Вычислив амплитуду новейшего поднятия предполагаемого пенеплена (уплощенные вершины на гранитах располагаются на высоте 1900—2100 м) в 1000—1100 м (см. табл. 2), получим, что пенеплен должен был формироваться на абсолютных высотах не менее 900—1000 м. Совершенно очевидно, что на таких высотах и в обстановке сочленения горной страны с огромной погружающейся территорией Восточно-Сибирской низменности, а также относительной близости основного базиса эрозии — Северного Ледовитого океана энергия даже при ослабленных тектонических движениях будет еще велика и достаточна для дальнейшего развития процессов денудации и размыва. Из этого следует, что реликты выравненного рельефа свидетельствуют не о пенеплене, а о горных денудационных поверхностях выравнивания. Остатки древнего пенеплена, сохранившиеся в Казахском мелкосопочнике (Сваричевская, 1961) и в Тянь-Шане (Шульц, 1948, 1962) свидетельствуют о том, что молодые горы в этих странах развивались на возрожденных платформах, а не в условиях направленного горообразования, как это имело место в Северо-Восточной Сибири.

Что же касается возраста реликтов выравнивания на Северо-Востоке, то отношение выравненных площадок на гранитах к датско-палеогеновой поверхности выравнивания кажется невозможным уже потому, что для указанного времени трудно представить, чтобы граниты были срезаны до плоского уровня. Этому противоречат литологические данные, а именно отсутствие гальки гранитоидов в верхнемеловых отложениях аркаалинской и среднеберелехской свит.

Известно, что датско-палеогеновое выравнивание сопровождалось образованием каолиновой коры выветривания, сохранившейся лишь в погребенном состоянии на днищах новейших впадин. Достаточно большая мощность коры (до 50 м) позволяет предполагать, что для стольному химическому выветриванию подвергались обширные пространства невысокого рельефа. Если бы выравненные поверхности на гранитах сохранились со времени датско-палеогеновой пенепленизации, как полагают упомянутые исследователи, они были бы перекрыты каолиновой корой выветривания. В действительности же на гранитах коры выветривания нет. Отсутствует она и на среднеплиоценовых поверхностях выравнивания в более низких ярусах рельефа. Это, по-видимому, объясняется тем, что выравнивание в среднеплиоценовое время происходило в отличных от датско-палеогеновых условиях более умеренного климата и весьма слабого развития процессов химического выветривания.

На срыв датско-палеогеновой коры выветривания с водоразделов, а следовательно, и на разрушение древней поверхности выравнивания указывает присутствие каолинита в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях новейших впадин. Данный факт согласуется с материалами, свидетельствующими о том, что незначительная препарировка гранитов происходила в позднемиоцен-плиоценовое время, поскольку гранитная галька появляется в средних и верхних горизонтах отложений новейших впадин. Приведенные факты дают возможность сделать следующие выводы: датско-палеогеновая поверхность выравнивания формировалась еще в комплексе осадочных пород; размыв каолиновой коры выветривания и глубокий эрозионный врез произошли в олигоцен-миоценовую стадию развития; частичный размыв гранитов имел место в период выравнивания рельефа в плиоцене (рис. 11).

Данные геофизических исследований (Вашилов, 1963) в сочетании со структурно-тектоническим анализом, а также материалы по изучению степени намагниченности гранитоидов (Печерский, 1964) показывают, что становление гранитоидных батолитоподобных интрузий в Инъяли-Дебинском синклинии происходило на глубинах от 3 до 5 км. Учитывая при этом данные абсолютного возраста гранитоидов, приведенные Л. В. Фирсовым (1960) и Н. И. Ненашевым (1963), можно полагать, что в течение всей раннемеловой, а возможно, и позднемеловой эпох граниты еще только формировались на глубине. Для выведения их на поверхность потребовались подъем и складкообразование Инъяли-Дебинской зоны, глубокий размыв мощных толщ и переработка рельефа. Эти события, естественно, не могли уложиться в рамки первого геоморфологического цикла, и, как показали приведенные факты, происходили вплоть до второго, среднеплиоценового выравнивания. Несомненно, что плоские формы рельефа на гранитах в высокогорном ярусе рельефа — это реликты более молодой, плиоценовой поверхности выравнивания, тем более, что они отмечены в районах активно действующих неотектонических поднятий, где сохранность более древних форм в силу омоложенности рельефа исключается.

Пространственное размещение среднеплиоценовой поверхности выравнивания в эпохи нивелирования рельефа зависело от исходного плана распределения морфоструктурных зон и режима развития каждой из них. Во всех ярусах мы видим реликты лишь одной, последней эпохи выравнивания, причем степень сохранности их зависит от интенсивности неотектонической деформации рельефа и литологического фактора.

Различное гипсометрическое положение среднеплиоценовой поверхности выравнивания (от 1200 до 2100 м) является следствием как неодинаковой деформации ее в позднеплиоцен-четвертичную восходящую стадию развития рельефа, так и разновысотности ее в период формирования.

Во время формирования поверхность выравнивания, следуя направлению рек, как бы втягивалась с равнин и предгорий внутрь горной страны, во все ярусы рельефа. Интересную мысль высказал Ю. Ф. Чемяков (1964) о так называемой «зоне нулевых градиентов», в пределах которой образуются оптимальные условия для формирования поверхностей выравнивания. Такие зоны, по его мнению, образуются в областях стыка равнинных и горных стран. Дополняя эту мысль, можно сказать, что «зонами нулевых градиентов» в горных странах являются области тектонически наиболее инертные, со слабодифференцированным и неконтрастным рельефом. В Верхояно-Колымской стране они приурочены к более спокойной Яно-Оймяконской области, внутренним зонам

относительных опусканий, к склонам линейных поднятий и внутригорным впадинам.

Устойчиво унаследованное развитие крупных морфоструктурных областей на протяжении всего континентального периода обусловило наложенность процессов более позднего выравнивания на более раннее в пределах одних и тех же районов. При таких условиях и в целом неспокойном тектоническом режиме, существовавшем в эпоху между стадиями выравнивания рельефа, трудно ожидать сохранения в современном рельефе следов наиболее древнего выравнивания. Несомненно, правы были Н. А. Шило (1961), А. П. Валпетер и И. П. Карташов (1964), считавшие, что в современном рельефе видны реликты одной выравненной поверхности.

Заканчивая рассмотрение этого вопроса, необходимо отметить, что мы не отрицаем возможности отражения этапов рельефообразования в ярусном расположении форм рельефа Северо-Восточной Сибири. К разновозрастным ярусным поверхностям, например, относится рельеф массива Чьорго, на привершинном уровне которого имеются реликты среднеплиоценовой поверхности выравнивания, а ниже их, на склонах массива располагаются более молодые денудационные ступени, образованные, возможно, не без параллельного отступления склонов. Разновозрастный ярусный рельеф имеет западный склон Верхоянского хребта, где развиты горные денудационные поверхности и высокая предгорная равнина. Почти обязательным следствием ритмичного воздымания локальных сводовых структур является возрастание их по площади. При этом образуется разновозрастная ярусность форм, как, например, в Аян-Юряхском поднятии, где молодые денудационные ступени врезаны в поверхность выравнивания. Наилучшим примером такого рода являются речные долины, склоны которых представлены лестницей террас различных эрозионных циклов. Приведенные примеры касаются форм рельефа, образованных в последнюю восходящую стадию развития страны.

В итоге проделанной работы представляется возможным проследить, насколько в современном рельефе Северо-Восточной Сибири сохранились следы предшествовавших эпох рельефообразования.

От первоначальных, волжско-раннемелового и позднемелового, этапов рельефообразования в современной поверхности не осталось следа. Об этих этапах формирования рельефа можно судить почти исключительно по строению коррелятных эпохам размыва осадков, выполняющих впадины, и на основании общего структурного анализа. Исключением составляет южная часть горной страны, где под броней баррем-альбского вулканогенного рельефа сохранилась погребенная поверхность выравнивания позднеюрско-раннемелового возраста. Остаточных поверхностей эпохи датско-палеогенового выравнивания в рельефе гор нет. В виде погребенных форм рельефа эти поверхности захоронены в днищах внутригорных впадин (Охотской, Сигланской, Туосташской, Бугчанской), а также на погруженных склонах Кондаковского и Алазейского плоскогорий. В отмеченных районах реликты древней поверхности выравнивания фиксируются корой выветривания и перекрыты олигоцен-миоценовыми осадками, обогащенными каолином, что свидетельствует о смыве коры выветривания с водоразделов. Аккумулятивные формы рельефа этой эпохи сохранились в глубоких Кенгдейском и Согинском грабенах на севере Верхоянья, а также, вероятно, в погребенном рельефе Восточно-Сибирской низменности.

В рельефе Охотской горной области отчетливо выделяются остатки ранне- и позднемелового бронированных эффузивных плато, образующих плоские вершины столовых гор.

Этап олигоцен-раннемиоценового омоложения рельефа в Верхояно-Колымской горной стране запечатлен в формах внутригорных впадин. Кроме того, сохранились фрагменты древней долины сети. Впадины, образовавшиеся в то время, в современном рельефе не всегда являются отрицательными формами. Часть из них, и в последующее время развивавшаяся в качестве погружающихся структур, погребена под аккумулятивными равнинами. Таковы Нижне-Алданская, Селенняхская, Дарпирская и многие другие впадины. Другие впадины вследствие пемены в знаке движений стали поднятиями, приобрели обращенный рельеф, а первичная форма их прослеживается в эрозионных срезках в позднее переработанном расчлененном рельефе (например, погребенный неровный рельеф ложа древних впадин Нерского плоскогорья).

Фрагменты долинной сети хорошо сохранились в межгорных понижениях рельефа, например на восточном склоне Северного Верхоянья, где ими воспользовались современные реки Хараулах, Куолай, Нелу, Сеймчан, Бынтай, или во многих речных долинах, параллельных хребтам горной системы Черского. В ряде районов фрагменты древних долин отмечаются и на вершинных поверхностях гор — в среднегорном Делиньинском массиве, в бассейне рек Томпо, Делинья, Молтыркан, на севере Майнского нагорья, в верховьях рек Тыры, Аллах-Юнь и Юдомы. Много реликтов древней речной сети сохранилось в рельефе горной системы Черского. Они встречаются преимущественно на абсолютных отметках от 1250 до 1500 м, находясь на 200—400 м выше русел современных рек, а в отдельных участках сопрягаются с аккумулятивными равнинами внутригорных впадин. Древние долины известны на Улахан-Чистайском плоскогорье, на отрогах Эриkitского и Улахан-Чистайского хребтов, в Инъяли-Ольчанском нагорье, на южной окраине Боронгского массива и во многих других местах.

В Восточно-Сибирской низменности расчлененный раннеогеновый рельеф погребен под четвертичными аллювиальными отложениями аккумулятивных равнин. Кое-где останцы этого рельефа встречаются среди равнины на междуречье Яны и Хромы, у оз. Тас-Тас, в возвышенности Джолоон-Сисе. Некоторые фрагменты погребенного рельефа можно восстановить в эрозионных обрывах р. Омолоя, где древние западины заполнены миоцен-среднеплиоценовыми осадками.

Свидетельством в прошлом более широкого развития предгорных шлейфов являются фрагменты галечниковых террас и конусов выноса на склонах хребтов Момского, Арга-Тас, Улахан-Чистайского, на правобережье р. Селеннях, в предгорьях хребтов Хадаранья и Тас-Хаяхта.

От эпохи плиоценового выравнивания в современном рельефе Северо-Восточной Сибири сохранилось много форм. Прежде всего это касается перечисленных выше фрагментов древней долинной сети, существовавшей в течение всего геоморфологического цикла с олигоцена до позднего плиоцена, после чего началось перераспределение речного стока в связи с наступившей в последнюю восходящую стадию переработкой рельефа. Эти древние долины в сохранившихся фрагментах обнаруживают непосредственную связь с аккумулятивными и денудационными поверхностями выравнивания. Лучше всего аккумулятивные поверхности выравнивания выражены на участках бывших погружений, во впадинах. В пределах Верхне-Нерских впадин поверхность плиоценовой озерно-аллювиальной равнины в настоящее время составляет вершинный уровень Нерского плоскогорья. Аккумулятивные равнины занимают Хасынскую, Челомджа-Ямскую впадины, где слагают корен-

ные борта современных речных долин. В Охотской и Мареканской впадинах эта поверхность сильно размыта, от нее остались останцы на р. Большой Марекан среди ледникового и эрозионного ландшафта. На р. Кухтуй останец рассматриваемой равнины, поднятый в виде блока (Сыпучий яр), размыт и перекрыт четвертичными отложениями. По-видимому, в погребенном состоянии аккумулятивные поверхности выравнивания сохранены и в других межгорных понижениях, например в Делянكيرской, Худжахской, Момской, Бугчанской, Дарпирской впадинах, на отдельных участках Улахан-Чистайского плоскогорья, в верховьях Делянкира и Артыка.

К реликтам денудационной плиоценовой поверхности выравнивания относятся многочисленные и хорошо сохранившиеся формы уплощенного рельефа. В пределах Нерского плоскогорья на периферии Верхне-Нерских впадин денудационные поверхности выравнивания образуют вершинный уровень рельефа, понижаясь постепенно от Аян-Урхского поднятия на север и переходя в аккумулятивную равнину. В горной системе Черского и в Верхне-Колымском нагорье реликты выравненной поверхности наблюдаются на разных абсолютных высотах, от 1200 до 2000 м. В виде плоских вершин они венчают молодые блоковые поднятия, образуют выравненные площадки среди расчлененного рельефа высокогорий в хребтах Большой Анначаг (см. рис. 7), Сарычева, Боронгском, Эркинском, Еллу, Чьорго и других гранитных массивах. Наилучшую сохранность денудационные поверхности имеют в вершинном уровне Верхне-Колымского нагорья и в Улахан-Чистайском плоскогорье. В Яно-Оймяконской горной области они выражены четко на высотах от 700 до 1300 м в пределах плоскогорных типов рельефа, а в господствующих над местностью Нельгехинском, Тирехтяхском, Куларском и других крупных хребтах поднимаются по склонам до высоты 1500—1600 м.

В Верхоянской горной системе денудационные поверхности выравнивания хорошо выражены в вершинном уровне Хараулахского хребта, на восточном склоне системы, где вследствие сводового поднятия Верхоянского хребта они наклонены в сторону плоскогорья Яно-Оймяконской области, а также в ступенчатом рельефе Западного Верхоянья.

В Восточно-Сибирской низменности аккумулятивная равнина, образовавшаяся в стадии плиоценового выравнивания, скрыта от наблюдений, потому что на протяжении всего последующего времени низменность испытывала устойчивое опускание, более молодые аллювиальные равнины накладывались на более древние, которые оказывались погребенными.

Наиболее яркое выражение в современном рельефе получили геоморфологические процессы последней, позднеплиоцен-четвертичной стадии его развития. В интенсивно поднимающихся горных системах за это время был сформирован высоко-среднегорный резко расчлененный рельеф с альпийским обликом (рис. 12). За первую половину стадии на месте низкого выравненного рельефа внутренних цепей горной системы Черского возникли крупные блоковые поднятия гранитных массивов, обрамленные более поздними денудационными уступами и пьедесталами. Сформировался обращенный рельеф бывших пониженных аккумулятивных и денудационных равнин Верхне-Нерских впадин и Улахан-Чистайского понижения, выраженный теперь высокими эрозионными террасами и денудационными формами плоскогорьев. Пронзшло врезание речной сети, деформация и расчленение поверхности выравнивания в Верхне-Колымском нагорье, формирование эрозионного, крутосклонного рельефа в Бытантайском, Адыча-Оймяконском

и Янском плоскогорьях. В Верхоянской горной области с этим временем связано возникновение горстов Хараулахского и более мелких хребтов, омоложение рельефа на склонах системы в связи с общим сводовым поднятием антиклинальной зоны, преобразование речного стока и создание ступенчатого денудационного рельефа в западных районах горной системы.

В рельефе Верхояно-Колымской горной страны сохранилось много следов перераспределения продольного по отношению к морфоструктурам направления речной сети на секущее, например долины прорыва на р. Колыме в районе Больших и Малых Порогов, на р. Индигирке в Порожном районе, в долине р. Неры и во многих других местах. Многочисленны примеры перехватов, соединения разновозрастных отрезков речных долин, обратного направления рек, как в случае с р. Антагычан в Верхне-Нерских впадинах, и т. д.

К формам рельефа, образованным преимущественно в четвертичное время, относятся хорошо выработанные речные долины с комплексом аккумулятивных и цокольных террас: наложенные неглубокие впадины, как, например, Оймяконская, Верхоянская, Борулахская, Адычанская и др.; формы рельефа ледниковой деятельности. К следам значительного переуглубления речных долин в связи с интенсивным эрозионным врезом в позднечетвертичное межледниковье относятся погребенные каньоны в днищах современных речных долин Кулу, Детрина, Колымы; перехваты реками вершин притоков противоположного речного бассейна, например колымскими реками верховьев рек Охотского склона; развитие сложной системы притоков и многое другое.

Из следов ледникового рельефа лучше всего сохранились аккумулятивные формы бохапчинского (зырянского) и сартанского оледенений. Они выражены краевыми комплексами во впадинах, речных долинах, представлены конечными и боковыми моренами, ландшафтом холмисто-моренного и озерного рельефа, флювиогляциальными террасами нескольких стадий и осцилляций. Формы рельефа эльгинского (среднечетвертичного) оледенения, несмотря на его больший масштаб развития, в современной поверхности представлены слабо. Это прежде всего объясняется мобильностью горных областей, где древний рельеф в районах поднятий значительно переработан процессами омоложения, а в понижениях погребен и скрыт под более молодыми образованиями. Тем не менее кое-где рельеф первого горного оледенения сохранился. Он хорошо выражен в карах и цирках горной системы Черского на абсолютных отметках от 1200 до 1450 м, в переуглубленных трогах древних речных долин и внутригорных впадинах, например в Дарпирской, Догдинской, по древним долинам Куолай, Хараулах и т. д.

Аккумулятивные формы рельефа эльгинского оледенения сохранились в виде размытых моренных валов и моренного плато в ур. Верхних озер, на поверхности выравнивания у оз. Джека Лондона в холмисто-моренном рельефе Дарпирской впадины, в широтно ориентированных сильно размытых моренных валах Ямско-Тауйской впадины.

Остатками рельефа, образованного в районах, расположенных за пределами оледенений, являются древние нагорные террасы. Они наблюдаются в Алазейском и Кондаковском плоскогорьях, в хребтах Кулар и Полоусном, некоторых хребтах и горах горной системы Черского на высотах от 1200 до 1400 м. Мерзлотные процессы, имевшие место в делювиальных отложениях пологих склонов низкогорного слаборасчлененного рельефа и речных долин, обусловили развитие солифлюкционной деятельности, благодаря которой в течение всего четвертичного периода формировался своеобразный плащ, обволакивающий рельеф

и смягчающий его неровности. В связи с этим происходило нивелирование и сглаживание форм рельефа.

В современной поверхности Восточно-Сибирской низменности нет следов древнечетвертичных и третичных этапов рельефообразования. Формы древнего рельефа скрыты под погребаящими их более молодыми образованиями. В современном рельефе низменности отражен рельеф позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины и сформированный на границе позднечетвертичной и современной эпох долинно-эрозионный рельеф с одной или двумя надпойменными террасами. Рельеф междуречий представлен формами стадийного термокарста — от слабо затронутой термокарстом позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины до новообразованной озерно-аласной равнины с отдельно сохранившимися кое-где останцами первичной поверхности (Баранова, 1957).



ВЫВОДЫ

1. Формирование рельефа Северо-Восточной Сибири неразрывно связано с историей развития Верхояно-Колымской мезозойской геосинклинали и вовлеченных в нее срединных массивов, преобразованием геосинклинали в складчатую страну и эволюцией крупных морфоструктурных областей под влиянием ритмично взаимодействующих эндо- и экзогенных процессов.

2. Мозаичный рельеф, состоящий из разновозрастных форм и элементов, был заложен в первую половину раннемеловой эпохи и в своих основных чертах унаследовал план древних структурных зон. Начало формирования современного рельефа было обусловлено новейшими движениями олигоцена — середины плиоцена, окончательно он был доработан в позднелигоцен-четвертичное время.

3. По отражению в современном рельефе структурно-тектонического плана и новейших движений в Северо-Восточной Сибири выделяются следующие структурно-геоморфологические области:

а) Верхоянская горная область с четким отражением структуры в рельефе и унаследованными новейшими движениями сводового характера;

б) Полоусненско-Верхнеколымская горная область с интенсивными дифференцированными неотектоническими движениями, проявлением в современном рельефе блоковых и складчатых структур и глубинных разломов, контролирующих гранитные интрузии и зоны тектонических впадин;

в) Яно-Оймяконская горная область слабых неотектонических движений, с отражением структур в рельефе нагорий в районах наибольших линейных поднятий;

г) Охотская горная область интенсивных, преимущественно дизъюнктивных, дифференцированных неотектонических движений, с отражением в рельефе блоковой структуры глубинных разломов, интрузий гранитоидов и вулканогенных покровов.

Указанные четыре области образуют Верхояно-Колымскую горную страну. С севера ее обрамляет область равнин Восточно-Сибирской низменности, островов Новосибирского архипелага и шельфа Восточно-Сибирского моря, низкогорного рельефа Алазейского и Кондаковского плоскогорий, образованных на поднятых и опущенных блоках срединного Колымского массива.

4. Своеобразие эпикратонной мезозойской геосинклинали (наложенность геосинклинальных прогибов на раздробленное палеозойское платформенное основание, относительно слабая тектоническая подвижность и неоднородность режима и строения составляющих ее зон) отразилось в унаследованности рельефа Северо-Восточной Сибири, форми-

ровавшегося в обстановке проявления процессов горообразования умеренной интенсивности.

5. По режиму и темпу взаимодействующих эндо- и экзогенных процессов и влиянию их на рельефообразование страны континентальный период развития Северо-Восточной Сибири подразделяется 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. Первый геоморфологический цикл охватывает поздне- и послегеосинклинальный этап горообразования, второй и третий образуют этап новейшего горообразования. Геоморфологические циклы характеризуются незавершенностью, прерывистостью развития, свойственной орогенным областям, в которых отсутствуют явления полной пенепленизации. Новейший этап горообразования, отличаясь от древнего этапа более высокой активностью и исключительной дифференцированностью тектонических движений, большим пространственным размахом дислокаций, своими историческими корнями связан с древними тектоническими движениями, предопределен направленностью и режимом процессов первого геоморфологического цикла.

6. Первичный горный рельеф Верхояно-Колымской страны в позднеюрское-меловое время формировался в условиях неравномерно проявляющихся тектонических процессов. В целом тектоническая обстановка свидетельствует об умеренности орогенных движений, но не типичном платформенном режиме развития страны. Почти повсеместный перерыв в осадконакоплении на протяжении ранне- и позднемеловой эпох в Верхояно-Колымской стране в действительности соответствует не тектоническому покою и пенепленизации, а эпохе размыва и выноса осадков за пределы области в результате подъема и расчленения. Хорошо выраженный орогенез характеризует Полоусненско-Верхнеколымскую область, развивавшуюся в обстановке тектонической мобильности, складкообразования и подъема, глубинных разломов и проявления вулканизма. Возникновение и рост горного рельефа сопровождалось накоплением у подножия гор мощных (10,6 км) молассовых толщ, отлагавшихся в Зырянской, а также во внутригорных впадинах. Не меньшей тектонической подвижностью отличалась и Охотская горная область. В Верхоянской же горной области начальный этап рельефообразования не был связан с мощным орогенезом. В позднеюрское время и в начале раннего мела эта область развивалась при режиме равномерных и не очень интенсивных сводовых воздыманий. Как горное сооружение Верхоянская область оформилась в позднем мелу. Устойчивое развитие главных геоморфологических областей привело к формированию горного рельефа в Верхояно-Колымской складчатой стране и компенсационного равнинного рельефа на месте раздробленной древней срединной массы, где первоначально происходила морская аккумуляция, а позднее сформировались аккумулятивные равнины Восточно-Сибирской низменности.

7. Установление начала новейшей фазы развития и омоложения рельефа Северо-Восточной Сибири связано с пересмотром возраста отложений, выполняющих внутригорные впадины. Отложения верхней и нагаевской и мареканской толщ, считавшиеся раньше нижне-четвертичными, после исследования заключенных в них растительных остатков оказались синхронными олигоцен-среднеплиоценовым осадкам Сигланской, Мелководнинской, Хасынской, Эльгинской, Нижне-Алданской и других впадин Северо-Востока. Вместе с тем эти отложения образуют комплекс осадков, коррелятных размыву и расчленению горной

страны, начавшемуся с олигоценового времени в связи с активизацией новейших движений и заложением внутригорных впадин по обновленным зонам глубинных разломов. С новейшим этапом рельефообразования связано заложение и развитие древней речной сети, подчиненной в своем направлении плану обновленных унаследованных морфоструктур. В Верхояно-Колымской горной стране была сформирована крупная речная система р. Пра-Яны, в бассейн которой входили верховья некоторых притоков современных рек Лены, Алдана и Индигирки. Речная сеть дренировала межгорные и внутригорные впадины, в пределах которых формировались озерно-аллювиальные равнины. К югу от Охотско-Колымского водораздела располагалась другая древняя разветвленная речная сеть, приуроченная к Челомджа-Ямским впадинам.

8. В конце первого и второго геоморфологических циклов происходили снижение и уменьшение контрастности рельефа горной страны и общее его нивелирование, обусловленное ослаблением процессов горообразования. Одно и то же явление компенсации денудационными процессами ослабленных тектонических движений при различной тектонической направленности приводит к образованию генетически различного рельефа. Длительно проявляющееся нисходящее развитие рельефа приводит к формированию пенеплена; при восходящем развитии рельефа происходит формирование денудационных ступеней «предгорной лестницы». Пенеплен и «предгорные лестницы» являются морфологическим отражением противоположно направленных тектоно-геоморфологических процессов. Восходящая и нисходящая стадии, будучи самостоятельными и развиваясь последовательно, составляют в целом единый геоморфологический цикл развития земной коры.

Форма и размеры поверхностей выравнивания являются функцией длительности эпох относительного тектонического покоя и режима тектонических движений. Пенеплены образуются исключительно при платформенном режиме движений, и их возникновение знаменует переход складчатых областей в новое качественное состояние — платформу. В орогенных областях, не превращенных в течение нисходящей стадии в платформенные области, размещение поверхностей выравнивания зависит от исходного рельефа, степени его контрастности и дифференцированности ослабленных тектонических движений. Спад тектонической напряженности в нисходящую стадию развития рельефа приводит к частичному выравниванию — формируются не пенеплены, а регионально развитые горные поверхности выравнивания, приуроченные к зонам «нулевых градиентов» в районах менее контрастного рельефа слабо-дифференцированных морфоструктур. Такие поверхности выравнивания вырабатывались в Верхояно-Колымской горной стране дважды — в датско-палеогеновое и позднемиоцен-среднеплиоценовое время. Устойчиво унаследованное развитие морфоструктурного плана на протяжении всех геоморфологических циклов обусловило наложенность поздних процессов выравнивания на более ранние в одних и тех же областях, вследствие чего в положительных формах современного рельефа наблюдаются реликты только последнего выравнивания. От древней эпохи выравнивания сохранились лишь фиксированные каолиновой корой выветривания погребенные поверхности на дне новейших внутригорных впадин.

9. Второе, позднемиоцен-среднеплиоценовое выравнивание гор Северо-Восточной Сибири происходило в неразрывной связи с одряхлением ранее существовавшей речной сети, разработкой речных долин в ширину, выполаживанием продольного профиля рек и заполнением переуглубленных участков (внутригорных впадин) осадками. Поверхность вы-

равнивания втягивалась от равнины Восточно-Сибирской низменности и предгорий внутрь горной страны вдоль речных долин, приурочиваясь к зонам относительных опусканий, к склонам линейных поднятий, внутригорным впадинам и тектонически более инертным областям со слабо-расчлененным и пониженным рельефом. Возникший в ходе нисходящего развития рельеф был низкогорным, еще в достаточной степени расчлененным, сохранившим прежние морфоструктурные направления. Наивысшие абсолютные отметки его были 1800—2000 м при размахе относительных колебаний от 700 до 1400 м. Амплитуда высот внутри области распространения региональной поверхности выравнивания достигала 400—700 м. Денудационные поверхности сочетались с аккумулятивными, развитыми в пределах еще достаточно глубоко врезанных речных долин.

10. Сложившийся в результате длительного и сложного развития рельеф Северо-Восточной Сибири позднее, в новейший этап горообразования и, особенно, в последнюю, позднеплиоцен-четвертичную восходящую стадию, был в значительной степени переработан. Современные типы и формы рельефа представляются не застывшими со времени их образования, а как бесконечно видоизменяющиеся, преобразующиеся и непрерывно обновляющиеся. Ярусность рельефа, выраженная высоко-, средне- и низкогорными типами, не отражает этапов его формирования. На всех этапах развития ярусное строение рельефа было обусловлено различием морфоструктур, неодинаковой интенсивностью проявления тектонических движений и различной устойчивостью пород к выветриванию. Одновысотность или гипсометрическая сближенность вершинных уровней того или иного типа рельефа или его крупных форм, помимо принадлежности их к реликтам поверхности выравнивания, может быть обусловлена скульптурой пластовых эффузивных залежей, структурой полого погружающихся линейно вытянутых сводов, пологими складками новейших поднятий, брахиструктурами, а в ряде случаев и скульптурой интрузивных тел.

11. Различные этапы рельефообразования отражены в современной поверхности Северо-Восточной Сибири неодинаково. От первоначальных этапов формирования рельефа (первого геоморфологического цикла) следов не сохранилось. Реконструкция рельефа для этого времени возможна исключительно по изучению коррелятных осадков, распространенных в областях аккумуляции. Отдельные формы рельефа, в том числе реликты первого выравнивания, сохранились в погребенном состоянии. Лучше выражены в современной поверхности формы рельефа, образовавшиеся в эпоху новейшего горообразования. От этого времени остались реликты среднеплиоценового выравнивания и фрагменты древней долинной сети.

Наиболее яркое выражение в современном рельефе получили геоморфологические процессы последней, позднеплиоцен-четвертичной восходящей стадии развития. В эту стадию был сформирован альпийно-типный высокогорный и среднегорный рельеф, глубоко расчленена, деформирована среднеплиоценовая поверхность выравнивания, образовались высокие блоковые поднятия хребтов и массивов, сложенных гранитоидами, на месте впадин возник обращенный плоскогорный рельеф, древняя продольная речная сеть сменилась современной, сетчатой структуры вкрест простиранья.

12. Особое значение в образовании рельефа в четвертичный период приобрели экзогенные процессы.

Оледенения в Северо-Восточной Сибири носили исключительно горный характер и были обусловлены своеобразием климата гор,

отличающегося от в целом неблагоприятных для оледенения резко континентальных климатических условий остальной территории. Основными причинами оледенения в горах являются местные климатические условия (увеличение с высотой количества осадков и выпадение их в твердом виде благодаря господствующим низким температурам), созданные положением нижней границы хionoсферы, и орографические условия, создающие разность оледенения, возрастающую одновременно с ростом горных сооружений. При развитии горного оледенения эпохи общего похолодания, синхронность которых устанавливается на основании изучения донных осадков Мирового океана, не всегда вызывают оледенения. В горах Северо-Восточной Сибири раннечетвертичное похолодание могло не вызвать зарождения ледников, поскольку положительная разность оледенения, т. е. превышение гор над нижней границей хionoсферы, была сведена почти к нулю.

13. Похолодания, фиксируемые в донных осадках Мирового океана для второй половины четвертичного периода, на территории Северо-Восточной Сибири выразились в оледенениях. Времени последнего похолодания соответствуют формы рельефа небольших долинных ледников сартанской стадии, развитых преимущественно в притоках второго и третьего порядков и не спускавшихся ниже 1400—1600 м абсолютной высоты. Самостоятельность этого оледенения не доказана, но возможность ее не исключается. Более ранним позднечетвертичному и среднечетвертичному похолоданиям соответствуют бохапчинское и эльгинское горные оледенения.

Несмотря на то, что центры обоих оледенений были одни и те же, под воздействием неотектонических движений в позднечетвертичное межледниковье продолжалась перестройка речной сети и второе оледенение местами развивалось иначе, чем первое. Ледники эльгинского оледенения в ряде районов приурочивались к древней долинной сети, а бохапчинские ледники использовали молодые долины. В то же время известно много случаев совпадения путей продвижения эльгинского и бохапчинского ледников. Высота снеговых границ в обе ледниковые эпохи, определенная исходя из наблюдений взаиморасположения каров и степени их сохранности, дает основание полагать, что по сравнению с бохапчинским эльгинское среднечетвертичное оледенение (аналог днепровского, самаровского и иллинойского оледенений) имело большие масштабы. Вследствие значительной переработанности горного рельефа в позднечетвертичную эпоху следы эльгинского оледенения сохранились слабо. Это кары и цирки, древние трюги, размытые морены на плато у ур. Верхних озер, в районе оз. Джека Лондона, в Дарпирской и Ямско-Тауйской впадинах. Рельеф эпохи бохапчинского оледенения (аналог зырянского, калининского и айовского) и сартанской стадии (аналог ошавского и поздневисконсинского оледенений) хорошо сохранен и представлен как экзарационными, так и аккумулятивными формами.

14. Большая часть Верхояно-Колымской горной страны и Восточно-Сибирская низменность развивались во внеледниковых условиях при господствующем влиянии на экзогенный лито- и морфогенез повсеместно развитой вечной мерзлоты. В горах особенно интенсивными были процессы морозного выветривания, образования нагорных террас и мерзлотно-нивалльных форм рельефа. В условиях малых уклонов происходили солифлюкционные процессы, формировались деллы, террасоувалы, а в низменностях отлагались своеобразные лесовидные суглинки, пронизанные жилами трещинно-полигональных конжеляционных льдов.

Вопрос о времени возникновения вечной мерзлоты в грунтах Северо-Восточной Сибири не является решенным. Есть основания предполагать, что формирование вечной мерзлоты связано с резким усилением континентальности климата, первые признаки которого начали проявляться уже в ранние фазы похолодания в конце позднего плиоцена — начале раннечетвертичной эпохи. В фазы потепления происходило оттаивание мерзлоты, Установление постоянного распространения вечной мерзлоты, по-видимому, соответствует максимальному ухудшению климатических условий, совпадающих по времени со среднечетвертичным оледенением.

15. В течение современного века в условиях дифференцированных неотектонических движений продолжают дальнейшую переработку рельефа и уничтожение реликтов древних этапов рельефообразования. В горах происходит интенсивное физическое выветривание, расчленение и усложнение рельефа формами современного оледенения. Речные долины разрабатываются в глубину, в них формируются поймы.

В пределах Восточно-Сибирской низменности позднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина с жильными ископаемыми льдами подвергается стадийному термокарсту, ведущему к уничтожению первичной поверхности и образованию на ее месте озерно-аласной равнины.

- Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. Т. Геол. ин-та АН СССР, вып. 51, М., 1961.
- Аникеев Н. П., Драбкина И. Е. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 11, Магадан, 1957.
- Баранова Ю. П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности. Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 11, Магадан, 1957.
- Баранова Ю. П. К истории развития рельефа Нижне-Анадырской низменности и окружающих ее гор в четвертичном периоде. «Геол. и геофиз.», 1960, № 12.
- Баранова Ю. П. Новые данные о возрасте отложений Верхне-Нерских впадин в бассейне р. Индигирки. Докл. АН СССР, т. 146, № 1, 1962.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Опыт геоморфологического районирования Северо-Востока Сибири. Сиб. геогр. сб., вып. 1, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Баранова Ю. П., Дорофеев П. И. О возрасте нагаевской толщи. Докл. АН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1964.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна, Л., «Морской транспорт», 1961.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильманс С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 11, Магадан, 1964.
- Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности. Матер. по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 11, Магадан, 1957.
- Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения озерно-аллювиальной равнины в низовьях р. Индигирки. «Геол. и геофиз.», 1960, № 8.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Тр. ГИН, вып. 99, 1963.
- Боголепов К. В. Объяснительная записка к карте мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1963.
- Валпетер А. П., Карташов И. П. Реликты денепленизированного рельефа на Северо-Востоке СССР и проблема определения их возраста. Сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., «Наука», 1964.
- Валпетер А. П. О древних корях выветривания и некоторых вопросах континентальной истории на Северо-Востоке СССР. «Колыма», 1965, № 1.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений Севера Восточной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 48, 1961.
- Варламов И. П. Аккумулятивные и денудационные равнины северной части Лено-Алданского междуречья. Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, вып. 49, 1956.
- Васьковский А. П. Современное оледенение Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9, Магадан, 1965.
- Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на северном побережье Охотского моря. В кн. «Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири». М., изд. Моск. ун-та, 1959.
- Васьковский А. П. Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними. Матер. по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 14, Магадан, 1960.
- Вашилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). «Сов. геол.», 1963, № 4.

- Власов Г. М. Об изменениях климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 157, № 3, 1964.
- Втюрин Б. И., Григорьев Н. Ф., Катасонов Е. М. и др. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых. Тр. межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Л., 1957.
- Вышемирский В. С., Варламов И. П. Развитие рельефа Западного Верхоянья и смежных частей Сибирской платформы. Геогр. сб., вып. 10. М.—Л., 1958.
- Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 78, 1963.
- Григорьев А. А. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи. Сб. «Проблемы палеогеогр. четвертичного периода», 1946.
- Гусев А. И., Цырина Т. С. Материалы к изучению верхнетерричной и древнетерричной флоры Севера Сибири. Тр. Науч.-иссл. ин-та геол. Арктики, т. 72, вып. 4, 1953.
- Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Жузе А. П., Коренева Е. В. К палеогеографии Охотского моря. Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 2.
- Зимкин А. В. Геологическое строение северо-восточной Якутии. Тр. Якутск. фил. АН СССР, вып. 3. Якутск, 1959.
- Калесник С. В. Очерки гляциологии М., Изд-во геогр. лит., 1963.
- Карташов И. П. Новые данные по стратиграфии антропогенных отложений и возрасте оледенений, «Колыма», 1963, № 2.
- Карташов И. П. Происхождение и возраст реликтов выравненного рельефа на Северо-Востоке СССР. «Колыма», 1963, № 8.
- Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений Янской приморской низменности. (Автореф. канд. дисс.). М., 1954.
- Катасонов Е. М. Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода Сибири. — Тез. докл. Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей на примере Эльгинского золотоносного района в верхояхьях р. Индигирки. Новосибирск, 1965.
- Кириллов В. А. Основные результаты геофизических исследований между гранитными массивами Оханджа и Бургандья. «Колыма», 1963, № 10.
- Кирюшина М. Т. Основные черты новейшей тектоники центрального сектора Советской Арктики. «Тектоника и новейшая тектоника центральной части Сов. Арктики». Тр. НИИГА, т. 135, 1963.
- Клюкин Н. К. Краткий климатический очерк крайнего Северо-Востока СССР. «Краеведческие записки», вып. II. Магадан, 1959.
- Колосов Д. М. Проблемы оледенения Северо-Востока СССР. Тр. Геогнеол. упр. ГУСМП, вып. 30. М., 1947.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.
- Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ. «Геол. и геофиз.», 1961, № 10.
- Куприна Н. П., Втюрин Б. И. Стратиграфия и криогенные особенности четвертичных отложений в долине Яны. «Изв. АН СССР» 1961, серия геол., № 5.
- Лаврова М. А., Троицкий С. М. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. Докл. сов. геологов, XXI сессия Междунар. геол. конгр., проблема 4. М., 1960.
- Лаврушин Ю. А. О происхождении так называемых «мерзлых структур облекарания» в четвертичных отложениях и о их стратиграфическом значении. В Сб. «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд. МГУ, 1960.
- Лаврушин Ю. П. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. ГИН, вып. 87, 1963.
- Ложкин А. В. История развития рельефа и возраст аллювиальных отложений бассейна рч. Промежуточного (система р. Индигирки). Сб. «Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР». Тр. СВКНИИ, СО АН СССР, вып. 3. Магадан, 1963.
- Ложкин А. В. Новые палинологические данные о развитии растительности Северо-Востока СССР в антропогене. Докл. АН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли. «Сов. геология», вып. 69, 1957.
- Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». К VII конгрессу INQUA. М., «Наука», 1965.

- Мерклин Р. Л., Петров О. М., Голкинс Д. М., Мак-Нейл Ф. С. По-
пытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восто-
чной Сибири и Западной Аляски. «Изв. АН СССР», серия геол., 1964, № 10.
- Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания. «Изв. АН
СССР», серия геогр., 1959, № 1.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура платформенных равнин. (Автореф, докт. дисс.).
М., 1963.
- Мещеряков Ю. А. Крупные циклы в развитии рельефа платформенных равнин.
«Изв. АН СССР», серия геогр., 1963, № 2.
- Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания. Сб. «Проблемы
поверхности выравнивания». М., «Наука», 1964.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. «Наука», 1955.
- Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Основные черты тектонического строения тер-
ритории ЯАССР. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, серия геол., вып. 14, 1962.
- Наймарк А. А., Резанов И. А., Зарудный Н. Н. Новейшая тектоника се-
верного Приохотья. Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отдел геологии,
т. XXXVIII (4), 1963.
- Наумов А. Д., Пенеплены — фиксированные поверхности выравнивания и их роль
при изучении структур материков. Сб. «Проблемы поверхностей выравнивания».
М., «Наука», 1964.
- Ненашев Н. И. Вопросы магматизма и рудообразования на северо-востоке Якутии
в свете данных абсолютного возраста. «Изв. АН СССР», серия геол., 1963, № 9.
- Онищенко Б. А. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна верхнего тече-
ния р. Тирехтях (лев. приток р. Момы). Матер. Совещ. по разработке стратигр.
схем Якутской АССР. Л., 1961.
- Онищенко Б. А. Новые данные о строении и возрасте отложений Бугчанской пла-
дины в горной системе Черского. «Геол. и геофиз.», 1964, № 10.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А. О некоторых особенностях новейших
тектонических движений Верхояно-Колымской области. Докл. АН СССР, т. 133,
1960, № 5.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной
Азии. «Наука», 1964.
- Печерский Д. М. Статистический анализ причин различной намагниченности гра-
нитондов Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулкана-
генного пояса. «Изв. АН СССР», серия геол., 1963, № 11.
- Попов А. И. Полярный покровный комплекс. Сб. «Вопросы физич. географии по-
лярных стран», вып. 1. М., Изд. Моск. ун-та, 1958.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восто-
чной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Резанов И. А. О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР. Бюлл.
Совета сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.
- Резанов И. А. Сравнительная характеристика геосинклинальных областей мезозо-
ид Северо-Восточной Азии и альпид Европы и Средней Азии. Тез. докл. совещ. по
проблемам тектоники, 1962.
- Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. «Наука», 1964.
- Резанов И. А., Кочетков В. М. Новейшая тектоника и сейсмическое райониро-
вание Северо-Востока СССР. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1962, № 12.
- Романкевич Е. П., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и
абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана. Докл.
сов. геологов XXII Междунар. геол. конгр., 1964.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктич. науч.-исслед.
ин-та, вып. 201. М.—Л., 1948.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Науч.-иссл. ин-та ге-
ологии Арктики, т. 77, 1953.
- Сакс В. Н. Четвертичное оледенение Северной Азии по работам академика В. А.
Обручева. В кн. «Идеи академика В. А. Обручева о геол. стр. Сев. и Центр.
Азии». М., 1963.
- Сваричевская З. А. Древний пенеппен Казахстана и основные этапы его преоб-
разования. Изд. Ленингр. ун-та. 1961.
- Сваричевская З. А. Современные представления об эволюции цокольных равнин.
Сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., «Наука», 1964.
- Серебряный Л. Р. Некоторые проблемы радиоуглеродной хронологии позднего ан-
тропогена на территории СССР. Тез. докл. к Всес. совещ. по изучению четвертич-
ного периода. Новосибирск, 1964.
- Сямаков А. С. О некоторых особенностях развития тарынов на Северо-Востоке
СССР и вероятном строении криолитозоны. Матер. по общему мерзлотоведению,
АН СССР, 1959.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига, Изд.
АН Латв. ССР, 1958.

- Спрингис К. Я. О формах структур, создаваемых новейшими тектоническими движениями. Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонич. движения и сейсмичность. Матер. II Всесоюз. совещ. по тектонике в Душанбе. «Наука», 1964.
- Тильман С. М., Егоров Д. Ф. О структурных связях остаточных массивов северо-восточной Азии с мезозойскими складчатыми зонами. «Геол. и геофиз.», 1964, № 9.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. «Сов. геол.», 1959, № 3.
- Фирсов Л. В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определенных абсолютного возраста. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960, № 10.
- Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. «Геол. и геофиз.», 1961, № 10.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофиз. исследований. «Геол. и геофиз.», 1963, № 10.
- Хворостова З. М., Кашменская О. В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения верховьев рек Колымы и Индигирки. Сб. «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.
- Хворостова З. М., Кашменская О. В. О поверхностях выравнивания в верховьях рек Индигирки и Колымы. Сб. «Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44, 1964.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянкой складчатой зоны, «Проблемы сов. геологии», 1935, № 4.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. ГИН, вып. 91, 1963.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. Докл. сов. геологов Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Проблема 4. «Наука», 1964.
- Чемехов Ю. Ф. Происхождение и развитие поверхностей денудационного выравнивания в складчатых областях. Сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., «Наука», 1964.
- Шапошников К. К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным. «Геол. и геофиз.», 1962, № 9.
- Шапошникова К. И. О границе Охотского массива. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, серия геол., сб. №4. Якутск, 1962.
- Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Восточной Якутии по геофизическим данным. «Геол. и геофиз.», 1961, № 3.
- Швецов П. Ф. Геокриологические условия Верхояно-Колымской горно-низменной страны. Сб. «Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР». М., 1962.
- Шейнман Ю. М. Заметки к классификации структур материков. «Изв. АН СССР», серия геол., 1955, № 3.
- Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока и их влияние на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса. Тр. ВНИИ-1, Геология, вып. 44. Магадан, 1959.
- Шило И. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Тр. ВНИИ-1, вып. 66, Магадан, 1961.
- Шмелев Л. М. Следы криогенных процессов в четвертичных отложениях Западной Сибири и их палеогеографическое значение. Тез. докл. к всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода, секция палеогеографии. Новосибирск, 1964.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. «Зап. Вост. геогр. об-ва», нов. серия, т. 3. Географиз. 1948.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. «Сов. геология», 1962, № 5.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонич. движения и сейсмичность. Матер. II Всесоюз. совещ. по тектонике в Душанбе. «Наука», 1964.
- Яншин А. Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии. Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Davis W. M. The Geographical Cycle. «Geogr. Journ», vol, XIV, 1899.
- Hopkins D. M., Mac Neil F. S. and Leopold E. B. The coastal plane at Nome, Alaska: a late cenozoic type section for the Bering Strait Region. Intern. Geol. Congress. Report of 21 session, p. 4, Copengagen. 1960.
- Penck W. Die morphologische Analyse. Verlag von I. Engelhorn's Nachf. in Stuttgart, 1924.
- Rosholt J. N. and oth. Absolute dating of deep-sea cores by the Pa 231 — Th 230 method. „Journ. of Geology“, vol. 69, №2. Chicago, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Основные черты геологического строения	5
Рельеф и структурно-геоморфологические области	15
Основные этапы и закономерности формирования морфоструктур	25
Этап геосинклинального развития	28
Этап поздне- и послегеосинклинального горообразования	28
Этап новейшего горообразования	35
Возраст рельефа и отражение в современной поверхности реликтов древних этапов рельефообразования	63
Выводы	74
Литература	80

Юлия Павловна Баранова

РАЗВИТИЕ МОРФОСТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОКА

СИБИРИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Редактор *И. П. Зайцева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. Г. Бурыкин*
Технический редактор *Е. М. Елистратова*
Корректор *М. П. Оськина*

Сдано в набор 5 июля 1966 г. Подписано в печать 14 февраля 1967 г. МН03026. Бумага 70×108¹/₁₆
5,25 печ. л., 7,3 усл. печ. л.+1 вкл., 7,2 уч.-изд л. Гираж 1150.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск, Советская, 20.

Заказ № 8508.

Типография изд-ва «Омская правда». Омск-56, проспект Маркса, 39.
Цена 50 коп.

ЮюВ

НИЗКО-И СРЕДНЕГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ НЕРСКОГО И УЛАХАН-ЧИСТАЙСКОГО ПЛОСКОГОРИЙ

СРЕДНЕ-И ВЫСОКОГОРНЫЙ РЕЗКО РАСЧЛЕНЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ОТРОГОВ ЭРИКИТСКОГО И УЛАХАН-ЧИСТАЙСКОГО ХРЕБТОВ

ВЫСОКОГОРНЫЙ АЛЬПИНОТИПНЫЙ РЕЛЬЕФ МОЛОДОГО ПОДНЯТИЯ БУОРДАХСКОГО МАССИВА С СОВРЕМЕННЫМИ ДОЛИННЫМИ ЛЕДНИКАМИ

НИЗКОГОРНЫЙ И ЛЕДНИКОВО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ МОМО-СЕЛЕННЯХСКОЙ ВПАДИНЫ

ДРЕВНЯЯ ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНАЯ РАВНИНА ВЕРХНЕ-НЕРСКИХ ВПАДИН

ДРЕВНЯЯ ДОЛИНА ВЕРХОВЬЕВ РЕК АРТЫК, БУРУСТАХ И АНТАГЧАН

ДРЕВНЯЯ ДОЛИНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУГЧАНСКОЙ ВПАДИНЫ

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ МОМО-ЗЫРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ РАННЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА

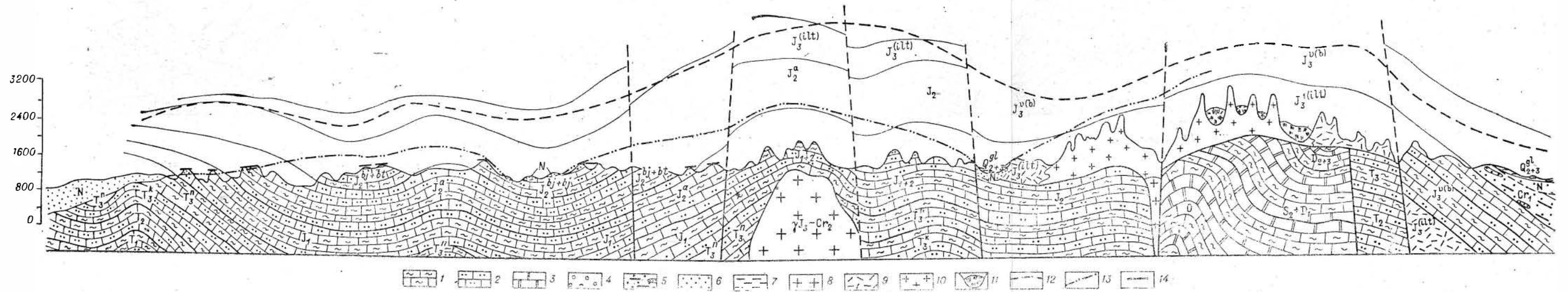


Рис. 11. Схематический геолого-геоморфологический профиль через Нерское плоскогорье и горную систему Черского.

1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — конгломераты; 5 — конгломераты; 6 — песок, прослой углей; 7 — суглинки; 8 — граниты; 9 — эффузивы; 10 — субвулканические тела; 11 — долинные ледники; 12 — предполагаемый уровень раннемелового денудационного среза; 13 — уровень предполагаемого олигоценового денудационного среза; 14 — аккумулятивная и денудационная среднеплиоценовая поверхность выравнивания.

НИЗКОГОРНЫЙ И СРЕДНЕГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ ВЕРХНЕ-КОЛЫМСКОГО НАГОРЬЯ

АЛЬПИНОТИПНЫЙ РЕЛЬЕФ МОЛОДОГО ПОДНЯТИЯ ХР. ЧЬОРГО

	1		6
	2		7
	3		8
	4		9
	5		

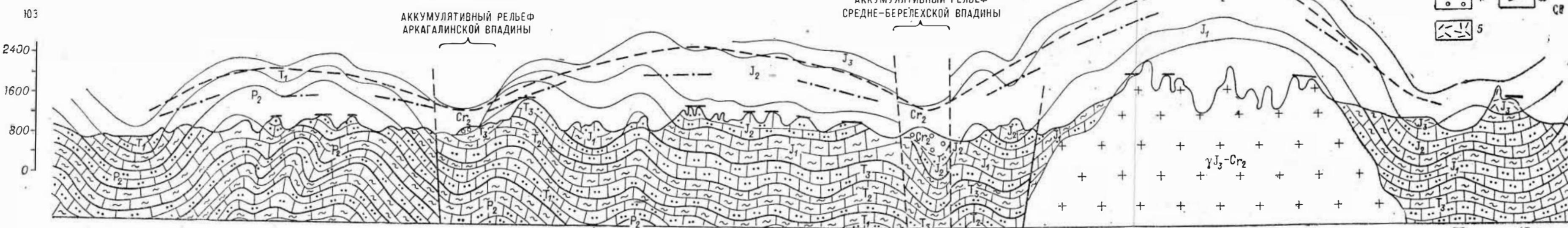


Рис. 10. Схематический геолого-геоморфологический профиль через Верхне-Колымское нагорье и южные отроги горной системы Черокого:

1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — конгломераты; 5 — эффузивы; 6 — граниты; 7 — предполагаемый уровень позднемелового денудационного среза; 8 — предполагаемый уровень датскопалеогенового выравнивания; 9 — положение реликтов среднеплиоценовой поверхности выравнивания в современном рельефе.