

ГЕОЛОГИЯ

СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ

АЗИИ



THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS
530 N. Dearborn Street, Chicago, Ill. 60610
LONDON: ROUTLEDGE AND KEGAN PAUL
11, BEDFORD SQUARE, W.C.1A 3EF

PHYSICAL GEOGRAPHY OF THE NORTHEAST OF ASIA

BY
J. H. COLEMAN



Volume 1

PHYSICAL GEOGRAPHY
OF THE NORTHEAST
OF ASIA

PHYSICAL GEOGRAPHY
OF THE NORTHEAST
OF ASIA

MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
THE ALL-UNION ORDER OF LENIN SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTE
OF GEOLOGY (VSEGEI)

GEOLOGY OF THE NORTH-EAST OF ASIA

IN FOUR VOLUMES

L. I. Krasny, Editor-in-Chief

Volume I

GEOMORPHOLOGY

«NEDRA» PUBLISHING HOUSE
LENINGRAD DIVISION
LENINGRAD · 1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В ЧЕТЫРЕХ ТОМАХ

Под редакцией *Л. И. Красного*

Том I

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1972

376

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ АЗИИ. Том I. Геоморфология. Под ред. Г. С. Ганешина, Ю. Ф. Чемякова. Л., «Недра», 1972. 188 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т). Авт.: Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, Г. С. Ганешин, Е. И. Корнутова, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков.

В работе впервые обобщены данные по геоморфологии Северо-Восточной Азии и смежных акваторий. Характеризуются основные черты геоморфологического строения суши и морского дна. Рассматриваются наиболее важные общие проблемы геоморфологии: неотектоника и рельеф, поверхности денудационного выравнивания, закономерности в развитии речной сети, четвертичные оледенения. В заключение дается краткая характеристика основных этапов истории развития рельефа.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов, геоморфологов, географов и лиц смежных специальностей.

Таблиц 8, иллюстраций 32, список литературы — 433 названия.

Редакционная коллегия:

Б. А. АНДРЕЕВ, В. Н. ВЕРЕЩАГИН, Г. С. ГАНЕШИН, М. И. ИЦИКСОН,
Л. И. КРАСНЫЙ (главный редактор), С. А. МУЗЫЛЕВ, Н. И. ТИХОМИРОВ,
Ю. Ф. ЧЕМЕКОВ, Е. Т. ШАТАЛОВ

Редакторы I тома Г. С. ГАНЕШИН, Ю. Ф. ЧЕМЕКОВ



ПРЕДИСЛОВИЕ К I—IV ТОМАМ

Настоящая 4-томная монография посвящена геоморфологии, геологическому строению и истории геологического развития Северо-Восточной Азии, где важнейшее значение имеют регионы Востока СССР. Сюда входят территории восточных (складчатых) районов Якутской АССР, Приморского и Хабаровского краев, Камчатской, Магаданской, Сахалинской и Читинской областей. Эти регионы до Великой Октябрьской социалистической революции в геологическом отношении были исследованы весьма слабо. Представления о геологических структурах и об истории геологического развития долгое время базировались на данных энтузиастов ученых-геологов, проложивших первые пути среди безбрежной тайги.

За годы Советской власти усилиями производственных и научных геологических коллективов в юго-восточной Сибири, Забайкалье, на Дальнем Востоке СССР создана современная горнорудная, угольная и нефтедобывающая промышленность.

Северо-Восточная Азия входит в состав северо-западной и северной частей Тихоокеанского подвижного пояса. Эта крупнейшая на нашей планете структура почти непрерывным кольцом охватывает Тихий океан. Интенсивные тектонические движения, происходившие в мезозое и кайнозое, определили главнейшие особенности осадконакопления, магматизма, метаморфизма и минерально-сырьевых ресурсов пояса. В наши дни проблема Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) приобрела существенное значение в связи с разработкой общей теории Земли. В этом аспекте большой интерес представляют восстановление истории геологического развития и изучение современного состояния части геоида, расположенной между талассократоном Тихого океана с его фемическим (базальтоидным) основанием и континентом с сиалической корой.

Изучение ТПП и прежде всего его северо-западного (советского) сектора не только большая научная, но и важнейшая народнохозяйственная задача. Она предусматривает решение актуальных проблем в области геоморфологии, стратиграфии, литологии, палеонтологии, петрологии, геохимии, общей и региональной тектоники, геофизики, металлогении, важных и необходимых как для теоретического обоснования геологических закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в различных структурах Востока СССР, так и для решения конкретных вопросов прогнозирования и поисков полезных ископаемых.

Первым этапом работы явилась вышедшая в свет «Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1 500 000», представляющая синтез огромного фактического материала, собранного за советский период изучения Востока СССР. Одновременно в сжатом виде устройство поверхности и основные черты стратиграфии, магматизма, тектоники и минералогии были освещены в книге «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса», представляющей развернутую объяснительную записку к упоминавшейся выше карте. Настоящий труд подводит итог обширных исследований Востока нашей страны.

Монография, посвященная геологии Востока СССР и сопредельных территорий или северо-западной (и северной) части Тихоокеанского подвижного пояса (оба эти названия употребляются как равные), состоит из 4 томов: том I — Геоморфология (редакторы Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемяков); том II — Стратиграфия и палеогеография (редакторы В. Н. Верещагин, С. А. Музылев, И. И. Сей; том III — Магматизм (редакторы М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов, В. К. Путинцев); том IV — Геологическое развитие и общие закономерности металлогении, углеобразования и распределения нефти и газа (редактор Л. И. Красный).

В исследовании, охватывающем большую по размерам и геологически весьма сложную и разнообразную территорию, в полный рост встают проблемы согласованного применения региональных и хронологических терминов в геоморфологии, стратиграфии, палеогеографии, биогеографии, петрологии, тектонике и геологии полезных ископаемых. Главный редактор и редколлегия не считали возможным укладывать всю терминологию в жесткую незыблемую схему. Однако при работе над томами постепенно вырабатывались приемлемые для большинства участников работы названия, уточнялась систематика понятий и появлялось согласованное соподчинение терминов.

Следует признать, что при известной терминологической свободе и самостоятельности в научном планировании каждого тома в результате имеем удовлетворительно коррелируемые исторически выдержанные закономерности, позволяющие увязывать разного рода схемы районирования, полученные при геоморфологическом, стратиграфо-палеогеографическом, литологическом, тектоно-магматическом и металлогеническом анализах. Понятно, что соответствующие подразделения обособляются в естественных границах, т. е. меняются во времени и пространстве. Поясним это кратким обзором смыслового значения терминологии и систематики, применяемой в томах монографии.

Наиболее крупной единицей при палеогеографическом районировании (том II) принят регион. Естественными регионами, где наиболее длительно и типично проявлялось осадконакопление, являются Северо-Восточный (с хребтом Брукса Аляски), Южный, охватывающий главным образом Забайкалье, Приамурье, и Восточный, куда входят Сихотэ-Алинь, Японские острова, Курилы, Сахалин, Камчатка, Корьякское нагорье и Центральная и Южная Аляска. Начиная с триаса появляется Северо-Западный регион, представляющий собой увеличивающийся-

ся массив суши. Области сноса выделялись под собственными географическими названиями. Наиболее устойчивыми сушами были Витимо-Алданская и Сино-Корейская.

В пределах регионов описаны седиментационные бассейны — палеогеографические единицы, менее устойчивые, чем регионы или главные суши. В пределах бассейнов, сохраняющихся обычно в течение 2—3 периодов (редко больше), наблюдается более или менее постоянная (в эпиконтинентальных условиях) или закономерно изменяющаяся (в геосинклиналях) обстановка.

При рассмотрении вопросов литогенеза представилось целесообразным (том IV) выделить седиментационные провинции (например, Верхояно-Западно-Канадская, Внутреннеазиатская, Притихоокеанская), седиментационные регионы и седиментационные бассейны. Последние два термина пояснения не требуют, так как они легко сопоставляются с единицами, принятыми во II томе. Провинции являются наиболее крупными таксономическими категориями. Они охватывают два или больше региона со сходными условиями осадконакопления (например, Северо-Восток и Западную Канаду в позднем протерозое — раннем палеозое; Охотский и Беринговский регионы в позднем мезозое и кайнозое и пр.).

Согласованная терминология применена в III и IV томах, где магматическими (и металлогеническими) провинциями (Восточноазиатской, Притихоокеанской) называются высшие таксоны, отличающиеся как составом магматических продуктов, так и характером направленности всего магматического (и металлогенического) процесса. Магматические и металлогенические области, являющиеся подразделениями следующего ранга, легко увязываются с широко используемой региональной тектонической терминологией, принятой в IV томе (щиты, складчатые области и складчатые геосинклинальные системы, вулканогенные пояса, их звенья — вулканогены).

При районировании площадей углеобразования и при нефтегеологическом районировании употребляется своя терминология. Выделяются пояса и узлы углеобразования и нефтегазоносные пояса и бассейны. Под поясом углеобразования понимаются зоны на земной поверхности, в пределах которых в определенный геологический период произошло обильное накопление угленосных отложений и угольной массы. Так, например, трассируются позднепалеозойский (каменноугольный — пермский) пояс в пределах Северо-Китайской платформы, юрский — меловой — вдоль восточных пограничных структур Сибирской платформы (Вилойская синеклиза и Приверхоанский краевой прогиб), кайнозойский в южных складчатых системах (Япония — Сахалин — Камчатка — Корякское нагорье).

Изложенные в I—IV томах сведения о геологии Северо-Восточной Азии представляют собой исторический обзор. Значение исторического направления в геологии подчеркивалось более 80 лет назад А. П. Карпинским, а затем А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, Д. В. Наливкиным, Н. М. Страховым и другими учеными. Авторы всех четырех томов, последовательно излагая события геологического прошлого, одновременно стремились оттенить особенности строения притихо-

океанских окраин. Эти особенности заключаются в наличии зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном, включающей краевые моря — Японское, Охотское и Берингово, островные дуги и глубоководные желоба. Акватории, скрывающие крупные участки морского дна, создают известные трудности для реконструкции геологического строения этого региона в геологическом прошлом. Геофизические данные, недавно обобщенные в большом труде коллективом авторов Сахалинского комплексного института АН СССР, раскрывая современную картину строения земной коры и верхней мантии — зоны сочленения между континентом и океаном — мало помогают восстановлению строения этого региона. Авторы четырехтомника, составляя многочисленные палеогеографические, литологофациальные, палеотектонические и другие схемы, хорошо понимали условность и далеко недостаточную обоснованность их для областей, покрытых морскими водами.

Настоящая работа, в которой дано систематическое обобщение исторических закономерностей в геологическом развитии Северо-Восточной Азии, создавалась большим научным коллективом (103 автора) геологов, геофизиков и геоморфологов ВСЕГЕИ и других организаций Министерства геологии СССР (НИИГА, ВНИГРИ, ДВИМС), Министерства геологии РСФСР (Северо-Восточное, Дальневосточное, Приморское и Бурятское геологические управления), АН СССР (Институт вулканологии, Институт геологии и геофизики Сибирского отделения).

ВВЕДЕНИЕ

Первый том монографии «Геология Северо-Восточной Азии» освещает основные проблемы геоморфологии этой огромной территории. Необходимость рассмотрения столь обширной и, на первый взгляд, разнородной (в геотектоническом и геоморфологическом отношении) территории как единого целого обуславливается тем, что она относится к северо-западной и северной частям Тихоокеанского подвижного пояса. По геоструктурным и геоморфологическим особенностям в ней отчетливо различаются внутренняя зона, тяготеющая к океанической впадине и характеризующаяся позднекайнозойской складчатостью и контрастным рельефом островных дуг, и внешняя зона с интенсивной мезозойской складчатостью и горным рельефом, менее контрастным, чем в первой зоне.

В геоморфологическом отношении описываемая территория является преимущественно среднегорной, с большим количеством межгорных впадин, выполненных палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Основные черты рельефа сложились главным образом в послемiocеновое время в результате повсеместно проявившихся неотектонических движений различной интенсивности и разного знака. С новейшими движениями тесно связан вулканизм.

В первом томе рассматриваются особенности геоморфологического строения северо-западной и северной частей Тихоокеанского подвижного пояса с примыкающими к ним акваториями и анализируются следующие основные проблемы: а) неотектоника и рельеф, б) проблема поверхностей денудационного выравнивания, в) закономерности в развитии речной сети, г) проблемы четвертичного оледенения. В заключение дается краткий очерк четвертичной истории развития рельефа.

Исследование неотектонических движений и структур позволяет выявить основные закономерности формирования морфоструктуры земной поверхности. Изучение рельефа позволяет сделать выводы о характере неотектонических форм поверхности литосферы, типах неотектонических дислокаций, направленности и интенсивности неотектонических движений, об изменении их в течение неотектонического этапа. Геоморфологические исследования вносят существенный вклад в познание важнейших закономерностей развития земной коры. В главе «Неотектоника и рельеф» характеризуются неотектонические движения и структуры, реконструированные в результате геоморфологических исследований, произведенных на территории Прибайкалья и Забайкалья, Северо-Востока, Дальнего Востока, в пределах Китайской платформы, Корейского полуострова, Японских островов и п-ова Аляска.

Другой важнейшей проблемой современной геоморфологии являются поверхности денудационного выравнивания. Если структурные формы рельефа создаются в фазы активизации тектонических движений, то поверхности выравнивания образуются в эпохи относительно спокойного тектонического режима. В течение последних в результате господства экзогенных факторов морфогенеза происходит разрушение

возвышенностей и заполнение впадин осадками, завершающееся общим выравниванием рельефа. Таким образом, поверхности выравнивания являются важнейшими вехами, или реперами, маркирующими эпохи относительно спокойного тектонического режима. Формирование поверхностей выравнивания нарушается фазами активизации тектонических движений, которые их деформируют, образуя положительные и отрицательные формы рельефа. Во впадинах поверхности выравнивания оказываются погребенными под более молодыми отложениями и превращаются в поверхности несогласия, а в горных районах расчленяются и сохраняются некоторое время в виде реликтов. Это обуславливает важнейшее значение поверхностей выравнивания при палеогеографических, палеогеологических и палеогеоморфологических реконструкциях и решении ряда проблем тектоники (в особенности неотектоники).

Краткий обзор современного состояния проблемы показывает, что в настоящее время ведется оживленная дискуссия по вопросу о количестве, возрасте и способах образования поверхностей денудационного выравнивания в Северо-Восточной Азии. В частности, весьма активно дискутируется вопрос о том, развиваются ли они по типу педипленизации или созданы процессами пенеппленизации.

Проблема развития речной сети важна как в теоретическом, так и в практическом отношении. В результате геоморфологических исследований установлено, что речная сеть имеет сложную историю развития. Крупные реки, как правило, состоят из гетерохронных участков. Наиболее древние элементы речной сети заложены в эпохи относительно спокойного тектонического режима, когда вырабатывались поверхности выравнивания. Последующие затем тектонические деформации, а также явления вулканизма вызывали частичную перестройку речных систем вследствие их приспособления к неотектоническим формам и многочисленным перехватам. Чрезвычайно характерной особенностью рек является их приспособление к геологическим структурам (синклиналям, грабенам или зонам разрывных нарушений). Эти особенности речной сети вызывают не только тектонический интерес, они важны при палеогеографических реконструкциях и решении ряда практических вопросов (и в особенности прогнозирования поисков россыпных месторождений различных полезных ископаемых).

К проблемам четвертичного оледенения приковано внимание многих исследователей. Ледниковые явления, связанные с ними формы рельефа и отложения являются основой, на которой строятся палеогеографические реконструкции, геохронологическая и стратиграфическая шкала четвертичного периода и системы, унифицированные стратиграфические схемы. Обзор региональных материалов позволил произвести корреляцию ледниковых эпох на основе имеющихся определений абсолютного возраста и других данных. Одновременно он показал наличие расхождений в датировках, сделанных различными методами, и несогласия в определении количества оледенений в тех или иных районах и оценке их возраста. Краткий обзор истории развития рельефа посвящен ее наиболее важному, четвертичному этапу.

Материалы по перечисленным выше проблемам в большинстве глав излагаются по следующим крупным районам: 1) Прибайкалье и Забайкалье (сложная система хребтов и впадин, тяготеющая к оз. Байкал), 2) Северо-Восток (хребты Верхоянский, Черского, Колымский, горы и нагорья Чукотки, сопредельные равнины), 3) Дальний Восток (хребты Джугджур, Становой, горы Приамурья, Сихотэ-Алинь со сложным комплексом межгорных впадин), 4) Большой Хинган, Восточно-Маньчжурские горы и обширные равнины Сунляо, Северо-Китайская, Восточно-Китайская, 5) Корейский полуостров, 6) Курило-Камчатская область, к которой относятся Корякское нагорье, Камчатка, Курильские острова, 7) о. Сахалин, 8) Японские острова, 9) Аляска.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Северо-Восток Азии характеризуется сложным геоморфологическим строением. Эта территория включает существенно отличные по геологическому и геоморфологическому развитию площади суши и акваторий северо-западной части Тихого океана, что прежде всего объясняется расположением ее в зоне перехода от материка к океану.

Геоморфологической границей между материком и океаническими впадинами, несомненно, является не современная береговая линия, а внешний край материковой отмели. Несмотря на то, что геологическое строение шельфовых областей изучено еще недостаточно, имеющиеся данные уже позволяют уверенно говорить о сходстве строения шельфа Восточно-Сибирского моря, северной части Берингова и Охотского морей, окраины Японского моря и значительной части Восточно-Китайского моря с прилежащими частями материка.

Что касается Курильских, Алеутских и Японских островов, являющихся, в сущности, вершинами огромных океанических хребтов, их развитие самым тесным образом связано с зоной перехода от материка к океаническим впадинам и прежде всего с глубоководными желобами.

Многолетние исследования Института океанологии АН СССР в северо-западной части Тихого океана показали, что вопреки ранее существовавшим представлениям о простоте донного рельефа последний отличается большой сложностью и в некоторых районах глубокой расчлененностью. Поскольку в современном донном рельефе находят отражение как древние, так и новейшие структуры, сведения об устройстве поверхности дна морей представляют большой интерес для выяснения структурных связей отдельных участков суши, разобщенных морскими бассейнами.

Изучение истории геоморфологического развития Северо-Восточной Азии, а также и других районов мира убедительно указывает на молодость рельефа суши и значительных участков дна морей, формирование основных особенностей которых относится к концу неогена и четвертичному периоду. При этом выясняется, что более древние элементы рельефа наиболее распространены в западных частях Востока Азии, континентальное развитие которых началось с конца мезозоя. В самом конце плиоцена и в раннечетвертичное время возникли основные орографические элементы Сахалина. В настоящее время весьма активно проявляются рельефообразующие процессы на востоке Камчатки и в районах островных дуг. Таким образом, при общей молодости рельефа в восточном направлении появляются все более и более молодые элементы рельефа, реликты же древнего рельефа, не свойственные современному этапу геоморфологического развития, встречаются преимущественно на западе.

Высказанные представления о возрасте рельефа существенно отличаются от взглядов Г. И. Худякова, считающего, что «новейшие текто-

нические движения в развитии геоморфоструктуры рассматриваемой площади не играли решающей роли. Становление геоморфоструктуры началось здесь... с кембрия и продолжается вплоть до кайнозоя в условиях последовательного наращивания материковой коры за счет замкнувшихся протерозойских, палеозойских и мезозойских геосинклиналей. Последние превратились в современные горноскладчатые системы, находящиеся в различных геоморфотектонических стадиях развития» [Худяков, 1968, стр. 197].

По особенностям геоморфологического строения рассматриваемая территория подразделяется на две части: а) большая часть материковых районов Северо-Восточной Азии, расположенных в зоне проявления мезозойской складчатости; б) Камчатка, Сахалин, Алеутский хребет Аляски, Алеутские, Курильские и Японские острова, относящиеся к зоне альпийского тектогенеза.

Различие рельефа этих двух частей объясняется главным образом отличиями в геологическом строении, форме проявления и амплитудах новейших тектонических движений и характере и интенсивности кайнозойского вулканизма.

Материковая часть описываемой территории характеризуется повсеместным распространением горного рельефа, сформировавшегося на мезозойских структурах в условиях проявления средних по амплитуде новейших тектонических движений. Последние выразились в образовании как складчатых деформаций большого радиуса, так и разрывных дислокаций. В зависимости от типа новейших структурных форм сформировались различные морфоструктуры: сводообразные и куполообразные поднятия, прогибы, горстовые поднятия и депрессии типа грабен.

Относительно небольшие по амплитуде новейшие тектонические движения привели к образованию низкогорного и среднегорного рельефа. Средние абсолютные высоты большинства горных районов, как правило, не превышают 1000 м. Значительно большие высоты имеют только отдельные горные массивы в бассейнах рек Индигирки и Колымы в хребтах Черского и Сунтар-Хаята (гора Победа — 3147 м, гора Мухая — 2959 м). Высоты около 3000 м наблюдаются также в водораздельной части Верхоянского хребта. На юге Дальнего Востока, в бассейне Амура, в Западном Прихожье и Сихотэ-Алине высоты уменьшаются и только редкие горные массивы достигают 2500 м. Таковы хребты Ям-Алинь и Баджалский. Для Станового хребта, Джугджура, Сихотэ-Алиня и других максимальные высоты составляют около 2000 м (гора Гардоки-Яни на Сихотэ-Алине — 2078 м). В хребтах Тукурингра и Джэгды высоты, как правило, меньше 1500 м.

Большинство горных вершин Северо-Востока и наиболее значительные массивы на юге с высотами более 1500 м поднимаются выше границы леса и выступают в виде гольцов, несущих яркие следы плейстоценового оледенения, а некоторые наиболее высокие из них — и небольшие современные ледники. Однако наиболее типичным для южных районов Дальнего Востока являются горно-таежный ландшафт в условиях среднегорного и низкогорного рельефа.

В рассматриваемой области Аляски в бассейне р. Юкон в зоне мезозойской складчатости расположено несколько крупных горных сооружений с высотами свыше 2000 м (хребты Кайю, Килбук и др.). Наибольшие высоты приурочены к Аляскинскому хребту, где находится самая высокая в Северной Америке гора Мак-Кинли (6187 м), в районе которой расположен крупный центр современного оледенения.

На Корейском полуострове максимальные высоты сосредоточены в северных районах, где они приближаются к 3000 м (гора Байтоушань 2744 м). На юге большинство вершин не превышает 1500 м.

В горных районах в верховьях р. Сунгари, в хр. Большой Хинган только отдельные вершины поднимаются выше 1500 м.

В зоне альпийского тектогенеза наиболее крупные горные вершины представляют собой современные вулканы: Ключевская сопка на Камчатке (4850 м), гора Фудзияма на Японских островах (3776 м), вулкан Павлова на Алеутском хребте (2712 м), вулкан Алаид (2239 м) на Курильских островах. Максимальную высоту в Корякском нагорье имеет гора Ледяная (2562 м), а на о. Сахалин гора Лопатина (1645 м).

Равнинные участки суши занимают на рассматриваемой территории значительно меньшие площади и играют подчиненную роль. Низменности в низовьях рек Яны, Индигирки, Колымы, Анадыря, на Западной Камчатке, севере Сахалина, в низовьях Амура характеризуются высотами около 100 м. Только по окраине, вблизи гор, обычно располагается сравнительно узкая полоса с высотами до 200 м. В направлении моря происходит постепенное понижение равнин. Такой же характер имеют низменности в низовьях р. Юкон и на северном побережье Аляски.

Средней высотой более 200 м обладает равнина Сунляо. Такую же высоту имеет часть Амура-Зейской равнины на левобережье нижней Зей. Обширные же плоские водораздельные пространства этой равнины лежат на высотах более 300 м.

РЕЛЬЕФ СУШИ

По особенностям морфологии и происхождению рельеф суши можно подразделить на две крупные категории: горы и нагорья и равнины и плато (рис. I-1).

ГОРЫ И НАГОРЬЯ

Основные особенности горного рельефа определяются зависимостью его от структуры поверхности литосферы, характером и амплитудой новейших тектонических движений, ролью эрозионных и денудационных процессов.

Изучение горного рельефа Северо-Востока и Дальнего Востока убедительно свидетельствует о том, что современный рельеф возник в результате расчленения разновозрастных поверхностей выравнивания, сохранившихся в большинстве случаев в виде небольших участков среди глубокорасчлененных горных стран, но иногда образующих обширные пологоволнистые поверхности водоразделов и поэтому придающих горам выровненный облик.

Степень выраженности структурных элементов в рельефе гор сильно меняется в различных районах. В том случае, если древний выровненный рельеф оказался значительно приподнятым новейшими тектоническими движениями и подвергся глубокому расчленению, структурные особенности получают наибольшее геоморфологическое выражение. Наименьшее значение они имеют в слабо приподнятых горных районах типа плоскогорий, где реликты древнего рельефа пользуются широким распространением.

Зависимость рельефа гор от особенностей структуры прежде всего выражается в том, что большинство горных поднятий, развившихся на мезозойском и кайнозойском складчатом основании, совпадает по своему направлению с простиранием складчатых и разрывных структур. Такковы Верхоянская горная область, система хребтов Черского, Срединный хребет Камчатка, большинство горных гряд и хребтов юга Дальнего Востока (Сихотэ-Алинь, Баджалский и др.), горы Восточного Забайкалья, Западно- и Восточно-Сахалинские горы, хребты Аляски.

В соответствии с изменением простирания складчатых структур в широких пределах происходит изменение направления горных хребтов от северо-восточного (юг Дальнего Востока, Восточное Забайкалье,

хребет Большой Хинган, Срединный и Восточный хребты Камчатки, Корякское нагорье, меридиональный Сахалин) до северо-западного (Верхоянский хребет и система хребтов Черского) и почти широтного (хребты Аляски и Чукотского полуострова). Зависимость горного рельефа от элементов складчатой структуры особенно отчетливо проявляется в том случае, если наблюдается унаследованное развитие новейших структур по отношению к древним. Для рассматриваемых горных областей этот случай является очень распространенным. В качестве примера можно указать на Верхоянский хребет, совпадающий с мегантиклиналью, сложенной в ядре отложениями карбона, перми и нижнего триаса, а на крыльях — породами триаса и юры. В сводовой части мегантиклинали развит глубоководно-альпийский альпийский рельеф с карами и цирками, на его крыльях — среднегорный рельеф, асимметричные гряды которого отражают литологическую неоднородность моноклинально падающих пород. Более плотными песчаниками образованы крутые склоны и острые гребни гряд, а сланцами — пологие склоны.

Очень ярко связь между тектоникой и рельефом проявляется в районе хр. Сеттэ-Дабан, гряды которого соответствуют антиклиналям, а межгрядовые понижения — синклиналям. Будучи ограничены продольными тектоническими разрывами, горные гряды и депрессии вытянуты согласно простиранию структур антиклинория.

Четкая связь рельефа со структурой обнаруживается и на Сахалине. Западно- и Восточно-Сахалинские горы отвечают двум антиклинориям, между которыми располагается грабен-синклинальная зона, выраженная в рельефе Тымь-Поронайской депрессией. Разрушение Западно-Сахалинского антиклинория сопровождается препарировкой пластов, различно устойчивых к денудации. Вследствие этого горные гряды, как правило, образованы плотными меловыми осадочными и вулканогенными породами, а межгорные понижения — менее устойчивыми осадками палеогена и неогена. В условиях моноклинального залегания на этих породах развит куэстовый рельеф (восточный склон Камышового хребта). В образовании рельефа Восточно-Сахалинских гор большая роль принадлежит молодым сбросам, разбившим эту страну на крупные блоки.

Исключительный интерес представляют выраженные в рельефе растущие антиклинальные складки на Северном Сахалине. Это невысокие горные гряды, расположенные на продолжении Западно- и Восточно-Сахалинских гор.

Приведенные примеры зависимости рельефа от особенностей структуры показывают, что морфотектоническая согласованность в большинстве случаев проявляется только в самых общих особенностях горных стран, в деталях же их строения (расположение отдельных горных гряд и межгорных понижений) решающая роль принадлежит процессам избирательной денудации, зависящим от литологии горных пород.

Избирательная денудация как в прошлом, так и теперь имеет большое значение в препарировке многих интрузивных тел, к которым приурочены крупные горные массивы и отдельные вершины почти во всех горных странах.

Особенно ярко эта связь обнаруживается в системе хр. Черского, в геологическом строении которого огромная роль принадлежит мезозойским гранитным интрузиям. Верхнеюрскими гранитами образована гора Победа, нижнемеловыми гранитами — гора Мус-Хая, гора Чен, гранодиоритами — гора Кэлильвун и др. Водораздельный гребень и северо-западные отроги хр. Улахан-Сис и восточная часть хр. Полоусного также образованы нижнемеловыми гранитами. В районе оз. Джека Лондона ряд крупных горных массивов представляет собой отпрепарированные предположительно нижнемеловые гранитные интрузии, к числу которых, например, относится пик Абориген в хр. Анначаг и др.

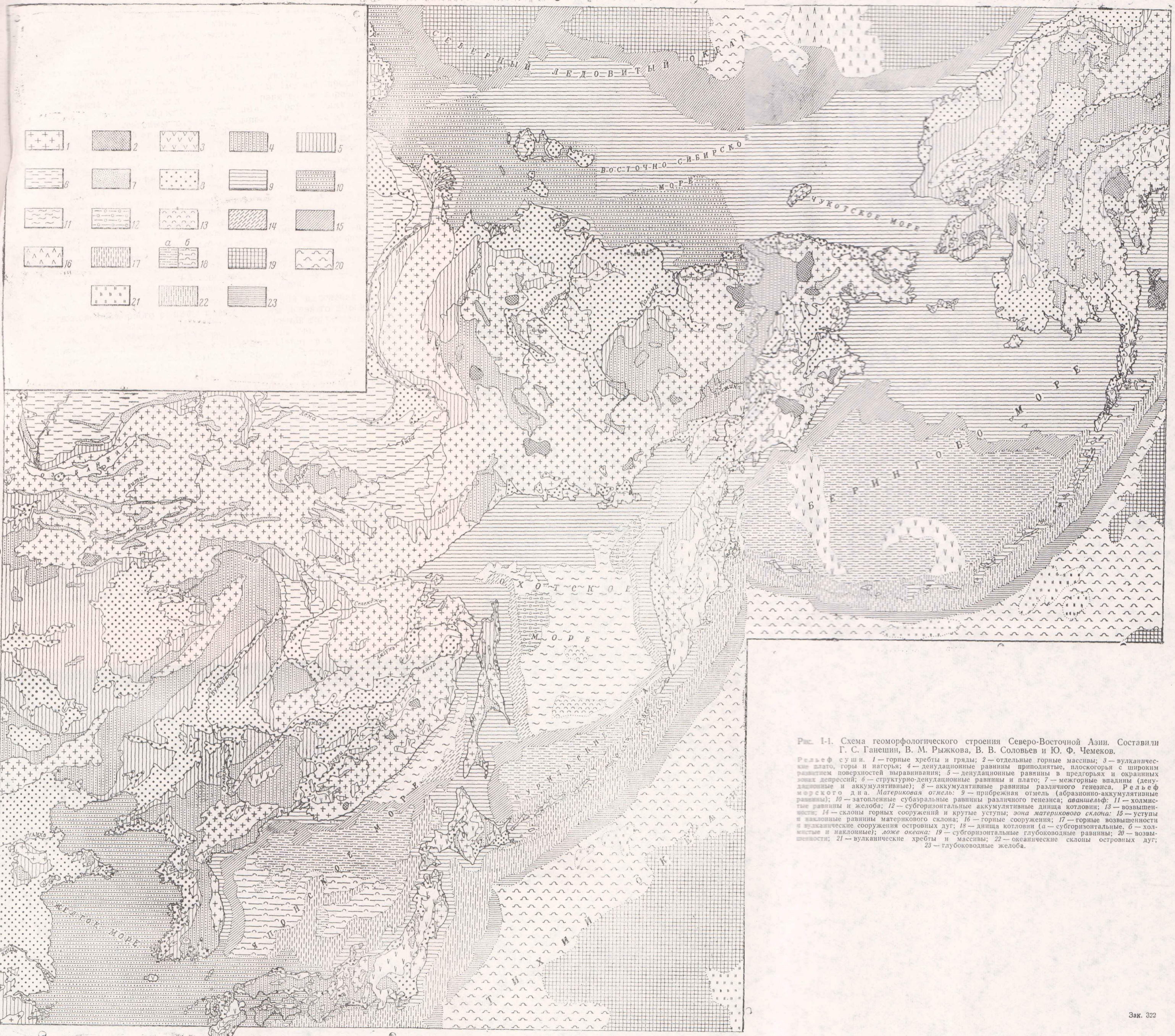


Рис. 1-1. Схема геоморфологического строения Северо-Восточной Азии. Составили Г. С. Ганешин, В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев и Ю. Ф. Чемяков.

Рельеф суши. 1—горные хребты и гряды; 2—отдельные горные массивы; 3—вулканические плато, горы и нагорья; 4—денудационные равнины приподнятые, плоскогорья с широким развитием поверхностей выравнивания; 5—денудационные равнины в предгорьях и окраинных депрессиях; 6—структурно-денудационные равнины и плато; 7—межгорные впадины (денудационные и аккумулятивные); 8—аккумулятивные равнины различного генезиса. Рельеф морского дна. Материковая отмель; 9—прибрежная отмель (абразионно-аккумулятивные равнины); 10—затопленные субазальные равнины различного генезиса; аванцельф; 11—холмистые равнины и желоба; 12—субгоризонтальные аккумулятивные днища котловин; 13—возвышенности; 14—склоны горных сооружений и крутые уступы; зона материкового склона; 15—уступы и наклонные равнины материкового склона; 16—горные сооружения; 17—горные возвышенности и вулканические сооружения островных дуг; 18—днища котловин (а—субгоризонтальные, б—холмистые и наклонные); ложе океана; 19—субгоризонтальные глубоководные равнины; 20—возвышенности; 21—вулканические хребты и массивы; 22—океанические склоны островных дуг; 23—глубоководные желоба.

Многие вершины хр. Сунтар-Хаята с высотами около 3000 м и возвышенности Чукотского полуострова также образованы гранитными интрузиями. С крупными гранитными интрузиями связаны на юге Дальнего Востока многие наиболее высокие вершины хребтов Ям-Алинь, Сихотэ-Алинь и др. Такая же зависимость наблюдается и в хребтах Аляски. Гранитами образован огромный горный массив Мак-Кинли. Весьма значительна рельефообразующая роль разрывных дислокаций, особенно молодых, проявившихся в конце неогена и в четвертичное время. В качестве примера большой роли молодых сбросов в образовании горных поднятий можно указать на два хребта в южной части Дальнего Востока — Тукурингра и Джагды. Оба они вытянуты почти широтно и характеризуются прямолинейностью очертаний. Первый представляет собой крупное горстовое поднятие, четко ограниченное хорошо выраженными в рельефе сбросовыми уступами, второй — асимметричный сброс с крутым северным склоном, обрывающимся к Верхне-Зейской депрессии гигантской стеной в 600—800 м и пологим северным склоном. В водораздельной части этих хребтов наблюдаются реликты древних поверхностей выравнивания, имеющих, по Ю. Ф. Чемякову [1963], предположительно палеогеновый возраст, и поэтому сами хребты и сопряженные с ними межгорные впадины можно с полным основанием рассматривать как новейшие морфоструктуры.

Известное значение при образовании некоторых элементов рельефа горных стран имеют древние тектонические разрывы, которые, будучи отпрепарированными селективной денудацией, образуют прямолинейные участки речных долин, контролируют простиранье отдельных горных гряд и, что особенно часто наблюдается, определяют конфигурацию береговой линии окраинных морей и островов. Примером такой зависимости могут служить прямолинейные участки долин рек Хор и Тормасу на западном склоне Сихотэ-Алиня, приуроченные к древнему отпрепарированному сбросу северо-восточного простиранья.

Как отмечалось выше, важное значение для выяснения истории возникновения горного рельефа имеют реликты древнего выровненного рельефа, в результате расчленения которого возник современный рельеф (рис. 1-2). Особенно широко распространены они в средней части Сихотэ-Алиня, в горных районах Нижнего Приамурья и Западного Приохотья, в бассейнах рек Витима и Нерчи в Восточном Забайкалье, на алданском склоне Джугджура, на Аляске, в Большом Хингане и в других районах (см. главу III). Небольшие по площади реликты встречаются практически во всех горных странах. Не касаясь сложных вопросов количества и возраста поверхностей выравнивания, которым посвящен специальный раздел настоящего издания, отметим лишь, что всеми исследователями отмечается ярусное строение гор — развитие в них нескольких вершинных уровней, указывающих на распространение в прошлом на месте гор выровненного рельефа.

В условиях значительной тектонической активности всей рассматриваемой территории древние поверхности выравнивания могли оказаться деформированными или разбитыми сбросами и приподнятыми на различную высоту, что, по-видимому, нередко вызывает иллюзию множественности поверхностей выравнивания. Этими же причинами объясняется также и то, что процесс пенеplanation нередко не завершался формированием предельной равнины, а в результате активизации тектонических движений мог прерываться на промежуточных стадиях. Именно этим объясняется, что реликты древних поверхностей выравнивания при преобладании равнинных элементов рельефа очень часто включают отдельные останцовые возвышенности или холмисто-увалистые участки с относительными превышениями в несколько десятков, а иногда и сотен метров.

Важным и для некоторых районов чрезвычайно характерным элементом рельефа горных стран являются межгорные впадины. Они развиты во всех горных странах, но особенно многочисленны и типичны для Восточного Забайкалья, горной системы Черского и юга

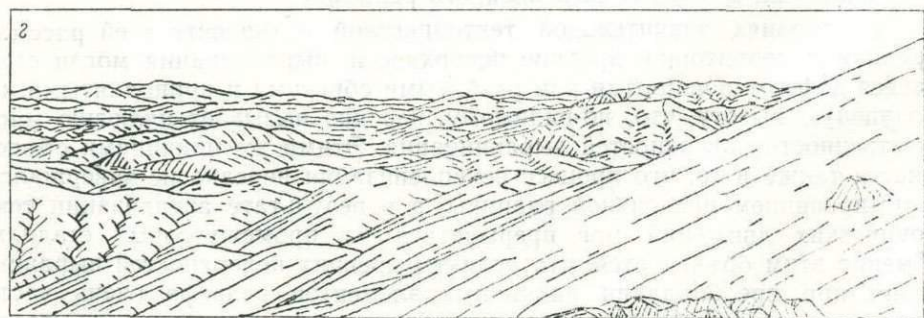
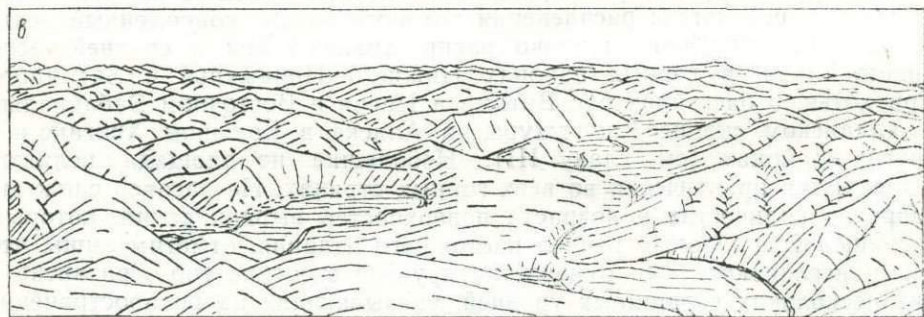
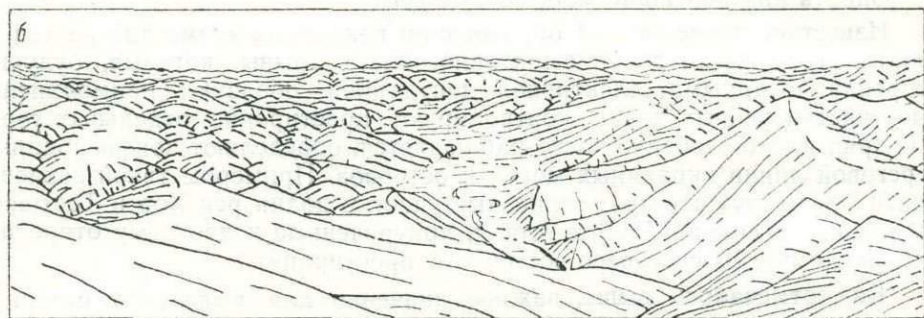
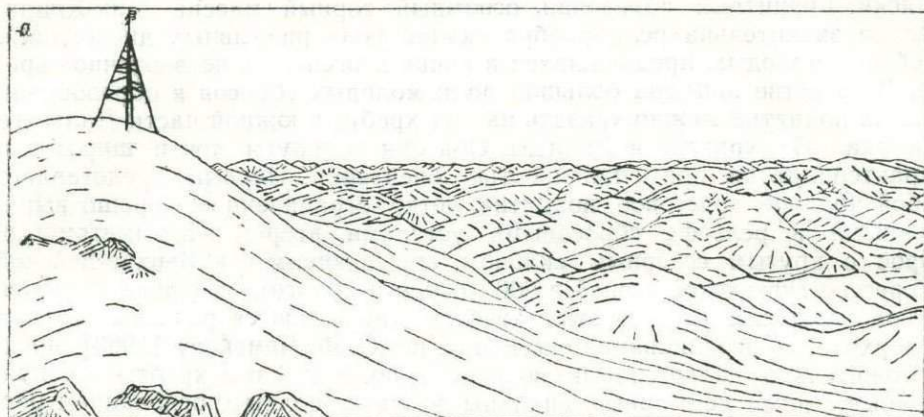


Рис. 1-2. Круговая панорама западного склона Сихотэ-Алиня с горы Великомани в бассейне р. Имана. Рис. Ю. Ф. Чемякова: а — юго-восточный, б — юго-западный, в — северо-западный, г — северо-восточный секторы.

Дальнего Востока. К межгорным впадинам относятся также Центрально-Камчатская депрессия и Тымь-Поронайская депрессия на Сахалине. По особенностям геологического строения межгорные впадины подразделяются на а) аккумулятивные с плоским или волнистым рельефом поверхности, выполненные относительно мощными толщами кайнозойских отложений (преимущественно аллювиальными и пролювиальными), и б) денудационные, обыкновенно с более сложным рельефом поверхности и маломощным покровом кайнозойских отложений. К первому типу относится большинство впадин в бассейне р. Индигирки, на юге Дальнего Востока, на Камчатке и Сахалине. Большинство впадин Восточного Забайкалья денудационные.

По мнению Н. А. Шило [1957], различные по возрасту впадины Северо-Востока имеют тектоническое происхождение. Они возникли в результате послескладчатого обновления древних разломов. Большинство впадин Колымо-Индигирской области (Верхненерская, Верхне- и Среднеберелехские, Сеймчано-Буяндинская, Элгенская, Тасканская и др.) образовалось в результате проявления новейших тектонических движений, причем наибольшее прогибание впадин произошло в неоген-четвертичное время. Аркагалинская, Дартирская и Догдинская впадины образовались на границе верхнеюрского-нижнемелового времени и позднее были обновлены.

Геологическое строение крупных межгорных впадин Приамурья показывает различный их возраст и сложную историю развития. На основании многочисленных данных глубокого бурения теперь можно уверенно говорить, что уже в палеогене существовали Средне-Амурская, Зeya-Буреинская, Верхне-Зейская и другие впадины. В Средне-Амурской впадине, например, обнаружены палеоценовые и эоцен-олигоценые континентальные частично угленосные отложения мощностью несколько сотен метров. По данным М. Н. Афонского [1967], прогибание этой впадины за кайнозой оценивается в 1500—2000 м, причем на новейший этап приходится только 300—500 м. Развитие впадин в палеогене происходило в условиях слабых тектонических движений, значительно усилившихся в неогене и в четвертичное время. Образование Эворон-Чукчагирской депрессии, являющейся наложенной по отношению к мезозойским структурам, по данным В. В. Вихлянцева и В. Ф. Морозовой [1965], связано с заложением в олигоцене и, может быть, в эоцене системы крупных разрывных нарушений различного простиранья. На протяжении олигоцена и большей части миоцена опускание испытывала лишь небольшая часть площади депрессии. В среднем и верхнем миоцене в связи с активизацией тектонических движений в опускание вовлекаются новые участки депрессии и границы ее принимают очертания, близкие к современным.

Возраст Тымь-Поронайской депрессии на Сахалине значительно моложе. Она выполнена верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями.

В современном рельефе гор, особенно в северных частях территории, очень ярко проявляются следы плейстоценового оледенения.

Оставляя в стороне недостаточно ясные и спорные вопросы о количестве и типе древних оледенений, чему посвящается специальный раздел настоящей работы, подчеркнем, что особенно отчетливы следы последнего позднечетвертичного горно-долинного оледенения. Лишь изредка ледники выходили в предгорья и иногда спускались языками в море. Это оледенение, соответствовавшее, по-видимому, зырянскому оледенению Сибири и калининскому европейской части СССР, имело несколько фаз.

Троговые долины, цирки, кары, конечные морены, холмисто-моренный рельеф с ледниковыми озерами в огромном количестве встречаются в Верхоянском хребте, в хребтах системы Черского, на Верхнеколым-

ском нагорье, на Камчатке и в хребтах Аляски. При максимальном распространении позднечетвертичного оледенения ледники из долин спускались на шельф Чукотского и Берингова морей, о чем свидетельствуют фиорды Чукотского полуострова, побережья Корякского нагорья и Аляски, а также затопленные аккумулятивные ледниковые формы, обнаруженные океанографическими исследованиями на мелководье [Удинцев, 1957].

В северных районах скульптурные ледниковые формы расположены на сравнительно малых высотах, и поэтому даже средневысотные горные гряды имеют резко очерченные гребни водоразделов, крутые склоны с карами и цирками, придающие им альпинотипный облик.

В южной части Дальнего Востока следы позднечетвертичного оледенения развиты на высотах более 1400 м. Локально они встречаются в наиболее приподнятых районах Станового хребта (голец Скалистый), в хребтах Джугджуре, Ям-Алине, Дуссе-Алине, Баджалском и др. Мелкие центры позднечетвертичного оледенения существуют в хребтах Тукурингра, Джагды, на Сихотэ-Алине (гора Гардоки-Яни), Сахалине (гора Лопатина), а также в Корее (массив Канбо), на Большом Хингане, в Японских Альпах и на отдельных островах Курильской и Алеутской гряд.

В ряде районов выделяются две полосы позднечетвертичных кончноренных образований, рассматриваемых в качестве доказательства или двух самостоятельных оледенений, или стадий одного оледенения.

Существует много геологических данных, позволяющих предположить развитие в указанных районах горнодолинного, или «полупокровного», среднечетвертичного оледенения, масштабы которого были больше, чем позднечетвертичного, но следы его распознаются в рельефе с большим трудом, так как оказались почти уничтоженными длительными денудационными процессами.

Взгляды о развитии на рассматриваемой территории раннечетвертичного оледенения обычно высказываются в весьма предположительной форме.

Своеобразие некоторым горным странам придает современное оледенение. По данным В. С. Преображенского [1961], в секторе Северо-Восточной Азии, ограниченном на западе меридианом оз. Байкал, а на юге 51° с. ш., насчитывается более 900 ледников общей площадью порядка 1500 км². Подавляющая часть современных ледников расположена на Камчатке и в бассейне Индигирки. Крупным районом оледенения является хр. Сунтар-Хаята, на долю которого из общей площади современного оледенения приходится 246 км², а также Буордахский массив — 95 км² и Центрально-Корякский массив — 140 км² [Васьковский, 1955]. Длина самых длинных глетчеров на Камчатке 16 км [Иваньков, 1958] и в массиве Буордах 7,8 км [Васьковский, 1955].

Большая часть современных ледников (2/3 площади) расположена вблизи Тихого океана. Остальные ледники разбросаны на огромной территории внутри материка. Внутри материка повышается уровень фирновой линии. Вблизи Берингова моря в Корякском нагорье на 60—61° с. ш. она лежит на высотах 500—600 м [Васьковский, 1955; Малых, 1958], до 1300 м на Камчатке на 51—52° с. ш. [Иваньков, 1958]. В хр. Орулган (68—69° с.ш.) она лежит на высоте 1800 м [Васьковский, 1955], поднимаясь к югу в хр. Кодар (57° с. ш.) до 2400 м [Преображенский, 1961]. Концы языков ледников в хр. Малиновского в Корякском нагорье спускаются до 100 м над уровнем моря, в верховьях Индигирки до 1800 м [Берман, 1947] и в хр. Кодар до 2050 м. Наиболее разнообразны типы ледников на Камчатке, где встречаются звездообразные, кальдерные, сложные и простые долинные ледники и др. В остальных горных районах в различных соотношениях развиты долинные и каровые ледники.

Крупным центром современного оледенения является Аляскинский хребет. В районе горы Мак-Кинли существует область питания большого числа долинных ледников. Оледенелая зона протягивается на расстояние свыше 120 км при ширине до 30 км. Длина долинных ледников достигает нескольких километров. Снеговая граница поднимается на Аляске к северу, т. е. в направлении, в котором климат становится суше, хотя и холоднее. На южном побережье она лежит на 800 м над уровнем моря, на Аляскинском хребте на 1700 м, на хр. Брукса на 2500 м.

Небольшие современные ледники существуют также на Алеутском хребте, где они приурочены к отдельным вершинам с наибольшей высотой.

В современном рельефе находят отражение вулканические образования, возникшие в конце мезозоя и в кайнозое. Чем древнее проявления вулканизма, тем в большей степени видоизменены процессами эрозии и денудации связанные с ними формы рельефа. Так, например, в пределах огромного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характеризующегося широким распространением меловых эффузивов, влияние последних на рельеф сказывается на плоской или пологоволнистой форме поверхностей водоразделов, достигающей наибольшего выражения в Анадырском плоскогорье. Глубокое эрозионное расчленение, развитие крутосклонных речных долин придает этой области облик плоскогорья. Сходные черты имеет рельеф некоторых районов восточного склона Сихотэ-Алиня, там, где развиты меловые и палеогеновые эффузивы.

Значительно более яркое геоморфологическое выражение получили вулканические явления, происшедшие в конце плиоцена и в четвертичное время, когда возникли обширные вулканические нагорья, плато и крупные стратовулканы. Областью широкого распространения вулканических плато этого возраста является восточный склон и юг Сихотэ-Алиня, где сохранились от размыва Шуфанское, Даубихинское, Совгаванское, Самаргинское и другие плато, приподнятые новейшими тектоническими движениями на абсолютную высоту до 1000 м. Внутренние участки плато имеют первичновулканический равнинный рельеф и характеризуются сильной заболоченностью. Периферийные части плато глубоко и интенсивно расчленены густой сетью долин. Излияние базальтов в этих районах и образование вулканических плато произошли в условиях расчлененного горного рельефа, о чем свидетельствуют быстрое изменение высоты подошвы, а следовательно, и мощности базальтов и существование среди плато островных возвышенностей, образованных более древними породами.

Плиоцен-четвертичные вулканические плато известны также в некоторых районах Корейского полуострова и в Корякском нагорье, в северной части Срединного хребта Камчатки. Во всех этих районах вулканические постройки, хотя и подверглись значительному расчленению и размеры их уменьшились по сравнению с первоначальными, но они своей равнинностью и ступенчатыми склонами очень четко выражены в современном рельефе.

В четвертичное время вулканические явления выразились не только в форме ареальных извержений по крупным разломам, что привело к образованию плато, но и в форме извержений центрального типа, сопровождавшихся возникновением стратовулканов и экструзивных куполов.

К раннечетвертичному времени, по-видимому, относится образование небольших сильно разрушенных вулканических построек, расположенных вдоль западного склона Сихотэ-Алиня (Барановский и Иманский вулканы и др.).

Значительно лучше выражены в современном рельефе более молодые вулканы северной части Корейского полуострова (вулкан Пекту-

сан — 2743,5 м, последнее извержение в 1702 г.), Большого Хингана, Южной Гоби, бассейна р. Сунгари, а также вулканы на Северо-Востоке СССР в бассейне р. Большой Анюй и в долине р. Индигирки, лавы которых перекрывают пойменный аллювий.

Классическими областями плейстоценового и современного вулканизма являются восточный вулканический район Камчатки, Курильские, Японские и Алеутские острова и юго-западный район Аляски.

Восточный вулканический район Камчатки протягивается сначала в северо-восточном, а затем в почти меридиональном направлении от



Рис. 1-3. Кроноцкий вулкан (Атлас вулканов СССР, 1959).

м. Лопатки до вулкана Шивелуч более чем на 600 км. Здесь сосредоточено свыше 80 вулканов, из которых 28 — действующие. Вулканы группами или в одиночку расположены на поверхности плато, края которого расчленены на глубину до 800—1000 м.

Вулканы по форме делятся на следующие типы: конусовидные (Ключевская сопка — 4850 м, Корякская сопка — 3465 м и др.) (рис. 1-3), сомма-вулканы (Авачинская сопка — 2751 м и др.), кальдера-вулканы (Узон — край кальдеры на высоте 1617 м и др.), плоские — куполообразные (Плоский Толбачик — 3682 м), вулканические хребты, возникающие в случае перемещения центра извержения вдоль тектонической трещины (вулканы Жупановский — 2958 м, Горелый — 1828 м и др.), островершинные конусообразные вулканы, в кратере которых появляются экструзии вязких лав (Шивелуч — 3335 м).

Большинство извержений имеет взрывной характер, и поэтому среди вулканогенных образований преобладают пирокласты. Взрывы со-

проводятся огромными выбросами обломочного материала (до 1,5—2 км³). При извержении происходит образование современных вулканических форм: шлаковых конусов (образуются при боковых прорывах лавы на склонах), лавовых потоков, форма которых зависит от вязкости лавы и рельефа местности, экструзивных куполов, агломератовых и грязевых потоков (лахаров).

В результате компенсационных оседаний, по мере опустошения магматических очагов, происходит образование сбросов, длина которых в районе Ключевской группы вулканов достигает нескольких километров при амплитуде 100—200 м.

По И. В. Мелекесцеву, в раннечетвертичное время и в начале среднего плейстоцена на Камчатке произошло образование очень крупных щитовых и существенно лавовых стратовулканов, а также имели место ареальные излияния базальтов и андезито-базальтов, приведшие в возникновению вулканических плато. В конце среднечетвертичного времени и в начале верхнего плейстоцена преобладали щитообразные вулканы и существенно лавовые стратовулканы.

В конце позднечетвертичного времени и в голоцене происходило формирование крупных стратовулканов, сложенных преимущественно пирокластическим материалом, образовались многочисленные экструзивные купола, лавовые и шлаковые конусы и обширные лавовые равнины.

На Курильских островах вулканические формы рельефа встречаются только на Большой Курильской гряде, лежащей на продолжении восточного вулканического района Камчатки. Курильские острова представляют собой вершины мощной подводной горной страны, поднимающейся над Курильской котловиной Охотского моря на высоту более 5600 м, а над Курило-Камчатской впадиной на 11 700 м. Здесь расположено 85 вулканов, 39 из которых действующие. На о. Атласова расположен самый высокий вулкан — Алаид — 2239 м. Одним из самых активных вулканов является пик Сарычева (1496,7 м) на о. Матуа.

По форме вулканы Курильских островов разделяются на следующие типы: а) одиночные вулканы, составляющие больше половины всех вулканов, стратовулканы, сложенные базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми лавами, переслаивающимися с пирокластическим материалом, многие из них действующие, их возраст послеледниковый; б) тип Сомма-Везувий, к которому относится большинство действующих вулканов, возраст соммы доледниковый, а внутреннего конуса послеледниковый; в) кальдерные вулканы; г) вулканические хребты.

Многочисленные вулканические конусы расположены в центральной и восточной частях Алеутских островов, высота которых достигает 1000—2000 м (вулкан Шишалдина на о. Унимак — 2856 м, вулкан Макушина на о. Уналашка — 2035 м, вулкан Всевидова на о. Умнак — 2109 м и др.). На островах известно 25 действующих вулканов и несколько десятков потухших. На протяжении третичного и четвертичного времени проявилось несколько последовательных вулканических фаз.

В Алеутском хребте южной части Аляски, расположенном на продолжении Алеутских островов, известно несколько действующих и потухших вулканов, наиболее значительные из которых: вулкан Павлова — 2712 м, Вениаминова — 2560 м, Катмай — 2209 м. Всего на Аляске известно 11 действующих вулканов.

В шельфовой зоне Берингова моря четвертичные вулканы расположены на о. Св. Лаврентия, островах Прибылова и др.

Крупной областью четвертичного и современного вулканизма являются Японские острова, на которых выделяется несколько вулканических районов, приуроченных главным образом к внутренней зоне, обращенной к материку. На продолжении Курильских островов на о. Хоккайдо простирается зона Сиретона; на севере о. Хонсю — зона

вулканов Птекай. Самостоятельные группы вулканов расположены на островах Рюкю и Кюсю. Всего на Японских островах насчитывается около 150 вулканов, из них 49 наземных и 9 подводных относятся к числу действующих. Высочайшим вулканом является Фудзияма (3776 м).

РАВНИНЫ И ПЛАТО

Выше отмечалось, что на долю равнинного рельефа приходится сравнительно небольшая часть площади суши. Наиболее значительные из равнин располагаются в прибрежных районах Северо-Востока и Аляски, на юге Дальнего Востока, в бассейнах рек Сунгари, Ляохэ, в низовьях р. Хуанхэ и в других районах.

Среди аккумулятивных равнин преобладают озерно-аллювиальные, особенно широко развитые на севере (Колымская, Приморская и Адычанская низменность). Расположены они в пределах погруженных частей Колымского срединного массива и южной части Яно-Чукотской синклинали. Эта обширная территория в неогене и на протяжении большей части четвертичного периода претерпела устойчивое погружение, сопровождавшееся накоплением осадков мощностью от 100 до 300 м. В результате поднятия в конце позднечетвертичной эпохи произошло врезание рек и формирование современной долинной сети. Однообразный равнинный рельеф этих низменностей несколько усложняется термокарстовыми явлениями с образованием микроформ — воронок, небольших озерков и плоских западин. При усилении термокарста появляются озерные ванны более крупных размеров и происходит разрушение первичной равнины и преобразование ее в озерно-аласную равнину [Баранова, Бискэ, 1962].

Значительно меньшие размеры имеют озерно-аллювиальные равнины к югу от Чаунской губы, в верховьях р. Анадыря и в бассейне р. Юкон. В долине Амура расположены две крупные озерно-аллювиальные равнины, занимающие большую часть площади эрозивно-тектонических Средне-Амурской и Удиль-Кизинской депрессий. Эти равнины, будучи приподняты на абсолютную высоту 80—100 м, сложены в основании грубообломочными отложениями, в средней части песками и в верхних горизонтах суглинками и глинами. Идеально ровная поверхность равнин, пологопадающих в направлении Амура, на значительных пространствах заболочена и заторфована.

Между долинами Амура и Амгуни озерно-аллювиальные равнины со сложными лопастными контурами окружают озера Чукчагирское и Эворон, а на юге Приморья — оз. Ханка. Возраст этих равнин ранне-позднечетвертичный (Q_I — Q_{III}). К озерно-аллювиальным относится также равнина Сунляо в бассейнах рек Сунгари и Ляохэ.

Морские террасированные равнины, возникшие при четвертичных трансгрессиях и регрессиях морей на северном побережье Чукотки и северо-западном побережье Анадырского залива, на западном побережье Аляски и на восточном побережье о. Хонсю, занимают прибрежную полосу до 100 км, а на берегах Охотского и Японского морей встречаются небольшими участками (на Северном Сахалине, на Камчатке, в заливе Петра Великого) и имеют высоту до 25—30 м. В этих районах морскими террасами образованы прибрежные равнины с древними береговыми валами и отшнурованными озерами. Низменные равнины являются следами послеледниковой трансгрессии. Более высокая терраса (25—30 м), по-видимому, отвечает времени позднечетвертичной трансгрессии. Наиболее высокие чукотские и анадырские морские террасы, по мнению О. М. Петрова (1959), имеют среднечетвертичный возраст.

Ледниковые (моренные и флювиогляциальные) равнины, образующие сравнительно большие площади, известны в трех районах: вдоль

западного склона Верхоянского хребта, в низовье Анадыря и на Аляске. Небольшими участками они встречаются во внутренних районах Камчатки, в межгорных впадинах в верховьях Индигирки, в районе оз. Токо и др. Во всех этих случаях ледниковые равнины были образованы ледниками подножий, возникшими при слиянии выходящих из гор на предгорные равнины долинных ледников.

Холмисто-грядовые моренные и равнинные зандровые комплексы, по мнению Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ [1962], возникли в средне- и позднечетвертичное время. Сходный рельеф имеют ледниковые равнины на левобережье Лены и Алдана у подножья Верхоянского хребта, а также в предгорных районах Аляски. Ледниками подножий здесь образованы четко выраженные в рельефе краевые холмистые комплексы, отвечающие максимальному развитию зырянского оледенения и сартанской стадии.

Предгорные наклонные аллювиально-пролювиальные равнины не пользуются широким распространением и встречаются на юге Верхне-Зейской депрессии, на юге Восточного Забайкалья, на склонах мелко-солончика в долине Амура, по периферии межгорных впадин в бассейне Индигирки.

Речные террасы, чрезвычайно изменчивые по количеству, высоте и занимаемой площади, развиты повсеместно. Корреляция речных террас различных бассейнов — дело будущего. В качестве примера приведем, на наш взгляд, достаточно типичное строение долины Амура.

Террасы, развитые в долине Амура, группируются в четыре комплекса: пойменный, низкий, средний и высокий. Террасы высокого комплекса достигают высоты 80—100 м, их возраст раннечетвертичный или плиоцен-раннечетвертичный. К среднему комплексу относится терраса 40—50 м. Их формирование, по-видимому, произошло в среднем плейстоцене. Террасы 15—20 м, образующие низкий комплекс, возникли в позднем плейстоцене. Об этом свидетельствуют находки костей мамонта в осадках этих террас, а также их генетическая связь с моренами и флювиогляциальными накоплениями последнего позднечетвертичного горнодолинного оледенения. Чрезвычайно четко выражен также пойменный комплекс, состоящий из высокой и низкой поймы. В такие же комплексы объединяются и террасы р. Уссури и ее притоков, а также весьма многочисленные (до 10—12) террасы о. Сахалин.

Структурно-денудационные равнины и плато занимают в рельефе Тихоокеанского подвижного пояса существенное место. Среди них четко выделяются плоско-волнистые, иногда совершенно горизонтальные, развитые на ненарушенных осадочных отложениях. Примером таких равнин служат на юге Дальнего Востока большая часть Амуро-Зейской и южная часть Верхне-Зейской впадин.

Столбовые ступенчатые плато, образованные горизонтально лежащими или пологопадающими пластами эффузивов и приподнятые на абсолютную высоту до 1300—1400 м, являются чрезвычайно характерным элементом рельефа Охотско-Чукотской зоны. Ими образована широкая полоса (до 200—250 км) плоскогорий, вытянутая от Пенжинской губы на северо-восток к Анадырскому хребту. Эти плоскогорья сформировались на верхнемеловых и палеогеновых вулканических покровах, лежащих почти горизонтально и состоящих из чередования лав и туфов. Последним объясняется террасированность склонов и развитие повсеместно структурно-денудационных уступов.

С конца мезозоя и на протяжении кайнозоя эти плато тектоническими разрывами широтного и меридионального направлений были разбиты на блоки и новейшими движениями приподняты на различную высоту, что и вызвало их глубокое расчленение.

Сходные черты имеет рельеф северо-восточной оконечности хр. Джугджур и водораздел левых притоков рек Индигирки и Охоты.

Денудационные (аструктурные) равнины или древние поверхности денудационного выравнивания (пенеплены), как уже упоминалось выше, являются характерным элементом рельефа горных стран (рис. I-4). С их развитием связаны черты выровненности Сихотэ-Алиня и других горных поднятий. Однако в горах пенеплены встречаются в виде реликтов на водоразделах, на их отдельных вершинах и не имеют большой площади. Районами широкого развития пенепленов являются северная часть Амуро-Зейской депрессии и Юкагирское и Алазейское плоскогорья.



Рис. I-4. Поверхность выравнивания миоценового возраста на Суйфуно-Ханкайском водоразделе (Южное Приморье). Фото Г. С. Ганешина.

Древняя поверхность выравнивания Амуро-Зейской равнины сечет интенсивно дислоцированные палеозойские и мезозойские осадочные отложения и эффузивы. Ее рельеф пологоволнистый, с отдельными денудационными останцами. Характерно развитие кор выветривания. В направлении хребтов Джагды и Турана древняя поверхность выравнивания расчленена до мелкосопочника и увалов. На юг она погружается под осадки верхнего мела — неогена.

Участки Юкагирского и Алазейского плоскогорий, образованные сложно дислоцированным палеозойским и мезозойским фундаментом, характеризуются однообразием высоты вершинных поверхностей, составляющих единый уровень, являющийся, по Д. М. Колосову [1947], приподнятым и глубоко расчлененным древним пенепленом.

Развитые в пределах Тихоокеанского подвижного пояса древние поверхности выравнивания имеют, несомненно, различный возраст. Если в западных районах можно уверенно говорить о развитии верхне-мезозойского и палеогенового пенеплена, то на Сахалине, там, где топографическая поверхность срезает дислоцированные осадки верхнего плиоцена, возраст древних поверхностей выравнивания четвертичный, по-видимому, раннечетвертичный.

Значительная часть древних поверхностей выравнивания, наблюдающихся в горах Северо-Востока и юга Дальнего Востока, по-видимому, сформировалась в олигоцен-миоценовое время, отличавшееся относительной тектонической стабильностью и благоприятными условиями для глубокого разрушения горных пород. Вопрос о количестве древних поверхностей выравнивания остается недостаточно изученным.

Речная сеть северо-восточной части Азии относится к двум бассейнам: Северного Ледовитого океана и Тихого океана. Восточно-Сибирское, Чукотское, Берингово, Охотское и Японское моря являются основными базами эрозии Яны, Индигирки, Колымы, Анадыря, Пенжины, Уды, Амура и многих других рек.

Реки, впадающие в Восточно-Сибирское море, имеют огромные, хорошо сформированные и разветвленные бассейны. В направлении моря долины их расширяются, переходя в колоссальные озерно-аллювиальные равнины. На аккумулятивном шельфе моря удается проследить затопленные долины Индигирки и Колымы. Следовательно, длительная история этих рек самым тесным образом связана с Северным Ледовитым океаном. Такого же типа бассейн имеет р. Анадырь, продолжающийся на шельфе Берингова моря подводной долиной. Все остальные реки Тихого океана отличаются чертами молодости: они имеют сравнительно небольшие слабо разветвленные бассейны, стремительное течение и часто прямолинейные долины. Вследствие этого линия главного водораздела рек Северного Ледовитого океана и Тихого океана проходит вблизи северного побережья Охотского моря. Такая же асимметрия характерна и для южной части Сихотэ-Алиня, граничащей с глубоководной котловиной Японского моря. Реки западного склона Сихотэ-Алиня (Усури, Иман, Бикин, Хор и др.) имеют развитые бассейны, в то время как реки восточного склона коротки, прямолинейны и имеют стремительное течение. Геоморфологическое изучение Сихотэ-Алиня показывает, что реки восточного склона наступают своими верховьями на бассейны рек уссурийского склона, в результате чего в современном рельефе запечатлены яркие следы многократных речных перехватов. В настоящее время происходит расширение бассейнов рек восточного склона за счет сокращения площадей питания и отчленения верховьев долин рек западного склона [Ганешин, 1958].

Даже Амур в современном своем виде, несомненно, очень молод. Нижний отрезок его долины ниже Чаытынского хребта образовался в позднечетвертичное время. До этого развитие этой огромной реки контролировалось другим базисом эрозии и сток его вод шел не на северо-восток в Охотское море, а в южном или юго-восточном направлении [Чемеков, 1964в].

С чем же связаны черты молодости рек Тихоокеанского бассейна? Вероятнее всего объяснить это молодостью окраинных морей Тихого океана, возникших в своих современных очертаниях в послеледниковое время. В результате гляциоэвстатической послеледниковой трансгрессии, а также региональных опусканий, сопровождавшихся в ряде случаев образованием молодых тектонических разрывов, произошло затопление значительной части древней суши («Охотии» и др.) и погружение под уровень моря средних и нижних отрезков долин рек. Наблюдаемые в настоящее время реки поэтому являются верховьями древних рек. Затопление древней суши морем привело к формированию новых базисов эрозии и вовлечению в бассейн Тихого океана рек, ранее принадлежавших к внутриматериковым бассейнам (Амур, Тугур и др.).

БЕРЕГА МОРЕЙ

Берега Берингова, Охотского и Японского морей преимущественно скалистые, абразионные (рис. 1-5). Низменные аккумулятивные берега встречаются сравнительно значительными участками в устьях рек Анадыря, Юкона, Пенжины, Гижиги и др. На большом протяжении аккумулятивный низменный берег развит на юге западного побережья Камчатки и на севере Сахалина. Берега Восточно-Сибирского моря, особенно вблизи устья рек, отличаются исключительной равнинностью. В тех местах, где побережье образовано мерзлыми толщами с линзами льда,

образуются термоабразивные уступы, быстро отступающие внутрь материка. По отношению к простиранию тектонических структур берега делятся на продольные и поперечные. Для тихоокеанских морей характерно преобладание продольных берегов (северо-западный берег Японского моря к северу от м. Поворотного, берега Сахалина, северо-западный берег Охотского моря от устья Уды до Охоты, западный берег Камчатки и др.). Для этих берегов типичны прямолинейность, слабая изрезанность береговой линии и отсутствие крупных бухт и заливов.



Рис. 1-5. Один из участков рiasового берега Западного Приохотья.
Фото В. П. Нелюбина.

Поперечный берег развит на юге Приморья в зал. Петра Великого, где несколько заливов глубоко вдаются в материк (Уссурийский, Амурский, Америка, Восток, бухта Посыет и др.), в Охотском море от м. Александры до устья Уды (заливы Ульбанский, Тугурский, Николая, Удская губа, рис. 1-6), в районе зал. Шелехова и в некоторых районах Восточной Камчатки. На побережье Корякского нагорья Чукотки и Северной Камчатки распространены фиордовые берега [Каплин, 1962].

Конфигурация береговой линии в значительной степени зависит от особенностей геологического строения. Как правило, полуострова и мысы образованы породами, более устойчивыми к абразии, чем берега заливов и бухт. Очень часто мысы сложены различного возраста гранитоидами. Верхнемеловыми гранитами, например, образованы мысы: Александры в Охотском море, Поворотный в Японском море, Анива на юге Сахалина, м. Туманная станция в Восточно-Сибирском море и др. Нижне-верхнемеловыми гранодиоритами образованы многочисленные мысы полуостровов Кони и Пьягина, м. Тайгонос и др. Гранитами разного возраста образованы изрезанные берега Корейского п-ва. Отпрепарированными гранитными интрузиями являются многочисленные острова, отчлененные абразией от материка: острова Медвежьи север-

нее устья р. Колымы, острова Диомиды в Беринговом море, Прокофьева в Шантарском море и др.

Курильские и Алеутские острова имеют преимущественно скалистые берега, очертания которых обусловлены расположением вулканических аппаратов. Небольшие участки аккумулятивного берега встречаются в местах развития морских террас.

Изучение побережий тихоокеанских морей показывает, что на протяжении четвертичного периода они прошли сложное развитие, определенное влиянием эвстатических колебаний уровня мирового океана и

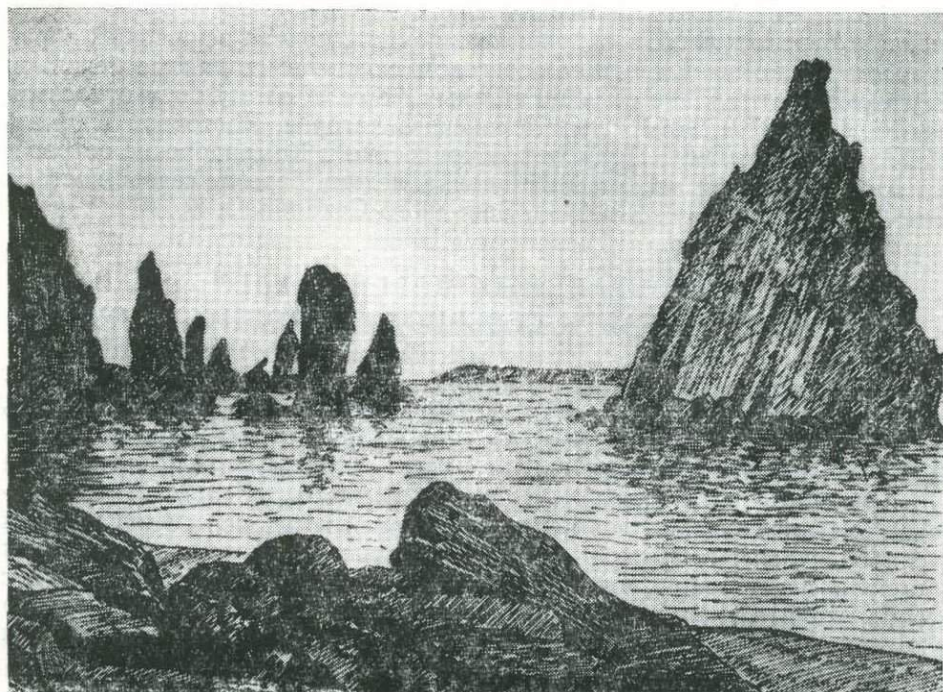


Рис. 1-6. Абразные останцы (кекуры) у берегов Шантарских островов.
Рис. Г. С. Ганешина.

тектоническими движениями земной коры. Эти два фактора находились в постоянном сложном взаимодействии, что послужило причиной формирования различных типов побережий, аккумулятивных и абразионных берегов. Следует подчеркнуть, что в условиях большой тектонической активности окраины материков и островных дуг древние береговые линии должны были испытать существенные деформации, оказались приподнятыми и опущенными новейшими тектоническими движениями. Примерами этого могут служить террасы на побережье Курильских островов и на восточном побережье Камчатки, расположенные на высотах в несколько сотен метров. С другой стороны, у западного побережья Камчатки и у берегов Сахалина, как будет указано ниже, прослеживаются на глубинах в несколько сотен метров затопленные береговые линии.

Современные вертикальные движения берегов тихоокеанских морей различаются по знаку и величине в очень широких пределах. По данным В. И. Буданова и др. [1960], по типу современных движений берега можно подразделить на погружающиеся, поднимающиеся и относительно стабильные.

К признакам погружения побережья относятся: а) уменьшение абсолютной высоты береговых аккумулятивных форм в сторону суши; б) наличие абразионных поверхностей на глубинах, превышающих глубины активного воздействия волн; в) интенсивная современная абразия; г) наличие висячих долин; д) расположение торфяников ниже уровня моря.

В настоящее время испытывают погружение берега северной и восточной частей Чукотского полуострова, некоторые участки восточного и западного побережий Камчатки и северного побережья Сахалина.

Признаками современного поднятия берегов являются: а) увеличение абсолютной высоты береговых аккумулятивных форм по мере удаления от берега моря, б) наличие нешироких частично осушенных абразионных террас на подводном береговом склоне и «поднятые бенчи» и в) размыв и отмирание аккумулятивных форм. К этому типу относятся некоторые участки побережья Корякского нагорья, Восточной Камчатки, Южного Сахалина, Приморья, Курильские и Командорские острова.

К относительно стабильным принадлежат берега северо-востока Камчатки и Корякского нагорья, Западного Сахалина и др.

РЕЛЬЕФ ДНА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

За последние 10—15 лет в результате проведения широких океано-логических и океанографических исследований существенно изменились представления о характере рельефа дна морей, омывающих территорию СССР. Благодаря внедрению в практику глубоководных исследований эхолотов-самописцев, геофизических методов и подводного фотографирования было доказано, что рельеф дна морей и океанов не монотонный и слаборасчлененный, как это казалось раньше на основании точечных промеров, а достаточно сложный и местами глубоко расчлененный с весьма значительными колебаниями относительных высот. Не только в пределах материкового склона, но и на отдельных участках донных равнин были выявлены значительные неровности рельефа.

ОКРАИННЫЕ МОРЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Окраинные моря Тихого океана (Берингово, Охотское и Японское) имеют наиболее сложный рельеф дна, что объясняется расположением их в пределах весьма подвижной переходной зоны между материком Азии и ложем Тихого океана, в зоне перехода континентальной земной коры в океаническую. Алеутской, Курильской и Японской островными дугами эти моря отчленены от Тихого океана. В рельефе их дна отчетливо выделяются три морфоструктурных элемента: материковая отмель, или шельф, материковый склон и глубоководные впадины. Соотношение этих трех элементов различно. Материковая отмель занимает примерно половину площади дна Берингова моря, примерно две трети Охотского моря и незначительную северную часть Японского моря.

Прибрежная часть материковой отмели, называемая поверхностью абразионно-аккумулятивного выравнивания, отличается наиболее равнинным рельефом с углами падения менее 1° . Формирование этой поверхности связывает с неоднократными гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Изучение большого количества данных, полученных с помощью эхолотов-самописцев, показывает, что абсолютные глубины внешнего края этой поверхности испытывают значительные колебания: в Японском море от 94 до 248 м, в Охотском море от 95 до 249 м. Такие, достаточно резкие, колебания высоты прибреж-

ной отмели объясняются деформацией ее новейшими тектоническими движениями.

В центральной части Охотского моря и на севере Японского моря материковая отмель имеет сложный рельеф с чередованием крупных возвышенностей и впадин. Глубина моря здесь достигает 1000—1500 м. В этих морях, по-видимому, произошло значительное погружение подводной окраины материка, несущей сложный реликтовый субаэральный рельеф. В центральной части Охотского моря расположены два крупных понижения — впадина Дерюгина у северо-восточных берегов Сахалина с глубиной более 1500 м и впадина ТИНРО у западного побережья Камчатки. Здесь же находятся две крупные возвышенности — Академии наук и Института океанологии, плоские вершины которых лежат примерно на глубине 960 м. Пологие склоны этих возвышенностей расчленены сетью долинных понижений, по-видимому, имеющих субаэральное происхождение. В раннечетвертичное время и в эпоху максимального оледенения, а следовательно, и регрессии мирового океана эти подводные возвышенности поднимались в виде островов среди мелководного моря.

С внешней стороны материковая отмель ограничена четко выраженным в рельефе дна уступом, относительная высота которого колеблется в широких пределах, а крутизна достигает 30°. Уступ глубоко и чрезвычайно сложно расчленен. К востоку от Корякского нагорья, к югу от Сахалина, у берегов Приморья и в других районах нередко удается проследить продолжение горных гряд и речных долин в рельефе материкового склона в виде подводных отрогов возвышенностей и понижений. Весьма типичным элементом рельефа материкового склона являются подводные каньоны, особенно дробно расчленяющие материковый склон у берегов Корякского нагорья и Камчатки и на юге Приморья. Характерными формами рельефа, развитыми у подножья материкового склона, являются широкоразвитые подводные оползни.

Южные части окраинных морей заняты глубоководными котловинами различной величины. Эти котловины занимают большую часть Берингова и Японского морей и самую южную часть Охотского моря. Дно котловин обычно расположено на 3000—5000 м ниже уровня моря, но несколько выше, чем ложе океанических впадин. Максимальные глубины Берингова моря — 4096 м, Охотского — 3374 м и Японского — 3660 м. Рельеф дна котловин обыкновенно равнинный, но иногда приобретает горный характер, так, например, через всю глубокую котловину Берингова моря протягивается в меридиональном направлении от м. Олюторского к Алеутским островам подводный хр. Ширшова, вершинная поверхность которого лежит на глубине от 600—700 до 1700—2000 м. Северная часть хребта имеет выположенную форму, южная отличается значительным расчленением с относительными превышениями до 500 м.

На юге Берингова моря в форме дуги вытянут подводный хр. Бауэрс, выположенная вершинная поверхность которого лежит на глубине 700—1000 м. Относительно крутые склоны хребта (6—10°) расчленены подводными долинами.

В Охотском море, на продолжении м. Терпения, находящемся на Сахалине, также расположен небольшой горный хребет. В западной части глубоководной котловины Японского моря возвышаются изолированные горы с относительной высотой до 2000 м, представляющие собой древние вулканы с очень крутыми склонами. В южной части котловины находится возвышенность Ямато, образованная системой хребтов с относительной высотой до 2700 м, протягивающихся на 400—450 км, крутизна их склонов достигает 40°. В ложбинах между хребтами выявлено большое число обособленных вершин вулканического происхождения.

С юго-востока глубоководная впадина Охотского моря ограничена склоном грандиозного подводного хребта, протягивающегося на

1200 км, вершинами которого являются цепи Курильских островов. Они возвышаются над наиболее пониженной частью Курило-Камчатского глубоководного желоба на 11 700 м. Двумя глубокими разломами, проходящими в проливах Буссоль и Крузенштерна, этот горный хребет разделен на три звена.

На западном склоне хребта, обращенном к Охотскому морю, обнаружено более 40 подводных вулканов. Некоторые из них продолжают действовать и в настоящее время. Зона подводного вулканизма является частью вулканического пояса Большой Курильской гряды. Внешняя часть хребта, обращенная к Тихому океану и образованная островами Малой Курильской гряды и подводным хребтом Витязя, почти лишена вулканических построек.

Надводные и подводные вулканы располагаются несколькими продольными и поперечными рядами. Главный продольный ряд приурочен к сводовой части внутреннего хребта, а второстепенные — к его северо-западному склону. Поперечные ряды связаны с системой поперечных разломов. Многие из подводных вулканов в результате абразии приобрели выровненные плоские вершины. Такие вершины нередко находятся на глубинах, превышающих глубину активной абразии в современной зоне волнового воздействия, что свидетельствует об их погружении или повышении уровня моря в послеледниковое время.

С юга Берингово море ограничено огромным подводным хребтом, вершинами которого являются Алеутские острова. С внешней стороны хребта в виде дуги протягивается Алеутский глубоководный желоб с максимальной глубиной 7679 м.

Юго-восточный склон подводного хребта обрывается к грандиозному Курило-Камчатскому желобу с максимальной глубиной 10 542 м*. Этот желоб протягивается от п-ова Камчатка, где он под острым углом сочленяется с Алеутским желобом, до южной оконечности о. Хоккайдо, где он переходит в Японский желоб (8412 м). Курило-Камчатский желоб, как и все другие желоба, имеет среднюю крутизну склонов 5—7°. Склоны осложнены системой уступов и ступеней. Ширина желоба по изобате 6000 м — 50 км, по изобате 9000 м — всего 5 км. Дно желоба пологое, выровненное и сложено мощной толщей рыхлых осадков. От ложа океана желоба отграничены краевыми валами, имеющими холмистый рельеф поверхности.

По мнению многих исследователей, зона Курильской островной гряды представляет собой современную геосинклиналь, состоящую из Южно-Охотской котловины Охотского моря, внутреннего хребта, продольного желоба расположенного между внутренним и внешним хребтами, внешнего хребта и, наконец, осложненной сбросами Курило-Камчатской глубоководной впадины.

Желтое море отличается исключительным однообразием рельефа дна, оно целиком расположено в зоне шельфа.

Восточная часть Восточно-Китайского моря имеет более сложный донный рельеф. Его глубина достигает 2717 м.

МОРЕ ЛАПТЕВЫХ, ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ И ЧУКОТСКОЕ МОРЯ

Большая часть площади этих морей расположена в пределах развития великого арктического шельфа.

Лаптево-Чукотский шельф, достигающий наибольшей ширины (700—800 км) при сочленении с подводными горными сооружениями на дне Центрально-Арктического бассейна, в общем значительно уже

* Большую глубину имеют только желоба Марианский — 11034 м и Тонго — 10882 м.

Баренцево-Карского, отличается своей мелководностью и однообразным, преимущественно равнинным рельефом. В пределах его преобладают глубины менее 100 м. Материковый склон выражен слабо, и в большинстве случаев шельф постепенно опускается в направлении глубоководной впадины океана.

На Лаптево-Чукотском шельфе происходит погружение поздних герцинид Восточного Таймыра — Северной Земли, а также мезозойд Северо-Востока. Этот шельф относится к аккумулятивному типу. Он возник в результате затопления морем обширных территорий Яно-Колымско-Индибирской низменности, сложенной озерными и озерно-аллювиальными отложениями. Характерными элементами рельефа шельфа являются затопленные речные долины, обычно расположенные на продолжении великих сибирских рек.

Новейшие тектонические движения проявились в образовании изометрических сводаобразных поднятий, одно из которых в поперечнике более 100 км расположено к северу от Янского залива.

НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ

Под неотектоникой понимается «учение о различных тектонических процессах и обусловленных ими структурных формах, образовавшихся в неоген-четвертичное время и определяющих основные черты современного рельефа земного шара» [Николаев, 1962, стр. 15]. Таким образом, между неотектоническими структурами (неоструктурами) и рельефом существует теснейшая связь. Основу рельефа (или, как говорят, его морфоструктуру) составляют тектонически обусловленные неровности земной поверхности. Они представляют собой деформации, созданные тектоническими процессами, происходящими в земной коре. На них непрерывно воздействуют факторы экзогенезиса, обуславливающие наложение форм экзогенного происхождения. Последние в совокупности образуют морфоструктуру земной поверхности [Герасимов, 1959]. Одним из основных методов неотектоники является изучение деформаций земной поверхности по характеру рельефа. Однако для реконструкции неоструктур необходимо снимать наложенные на них формы экзогенного происхождения.

СЕВЕРО-ВОСТОК

Проблемы неотектоники Северо-Востока освещаются во многих работах [Баранова, Бискэ, 1964; Бискэ, 1967; Васьковский, 1959, Карташов, 1960; Кашменская, Хворостова, 1965; Козлов, Артемов, 1967; Лебедева, 1959; Лунгерсгаузен, 1967; Матвеевко, Шаталов, 1958; Наймарк, Резанов, Зарудный, 1963; Наймарк, 1967; Николаев, 1962; Петрушевский, Резанов, 1960; Резанов, Кочетков, 1962; Резанов, Зарудный, 1962; Резанов, 1964; Резанов, Мелекесцев, 1964; Сакс, 1948; Спрингис, 1961, 1964; Трушков, 1949; Шило, 1957; Шило, Орлова, 1958; Эльянов, 1958 и др.].

Неотектоническую структуру Верхоянской горной системы можно определить как асимметричное (с коротким и крутым западным и пологим восточным склонами) сводовое поднятие с амплитудой до 1400 м [Баранова, Бискэ, 1964; Лунгерсгаузен, 1967; Резанов, Кочетков, 1962; Резанов, 1964] (рис. II-1). Однако некоторые исследователи рассматривают ее как неотектонический антиклинорий [Спрингис, 1961, 1964 и др.]. На восточном склоне сохранились многочисленные реликты позднемиоцен-среднеплиоценовой поверхности выравнивания. Процесс поднятия имел пульсационный характер и сопровождался выработкой локальных денудационных ступеней. С запада и юга свод ограничен слабовыраженным краевым прогибом в бассейнах рек Лены и Алдана. На фоне сводового поднятия выделяются местные антиклинальные и синклинальные неоструктуры, отражающие простирания позднемелового структурного плана. Характерной особенностью Верхоянья является наличие поперечных, субширотных поднятий [Лунгерсгаузен, 1967] большой протяженности, продолжающихся и в пределы платформы.

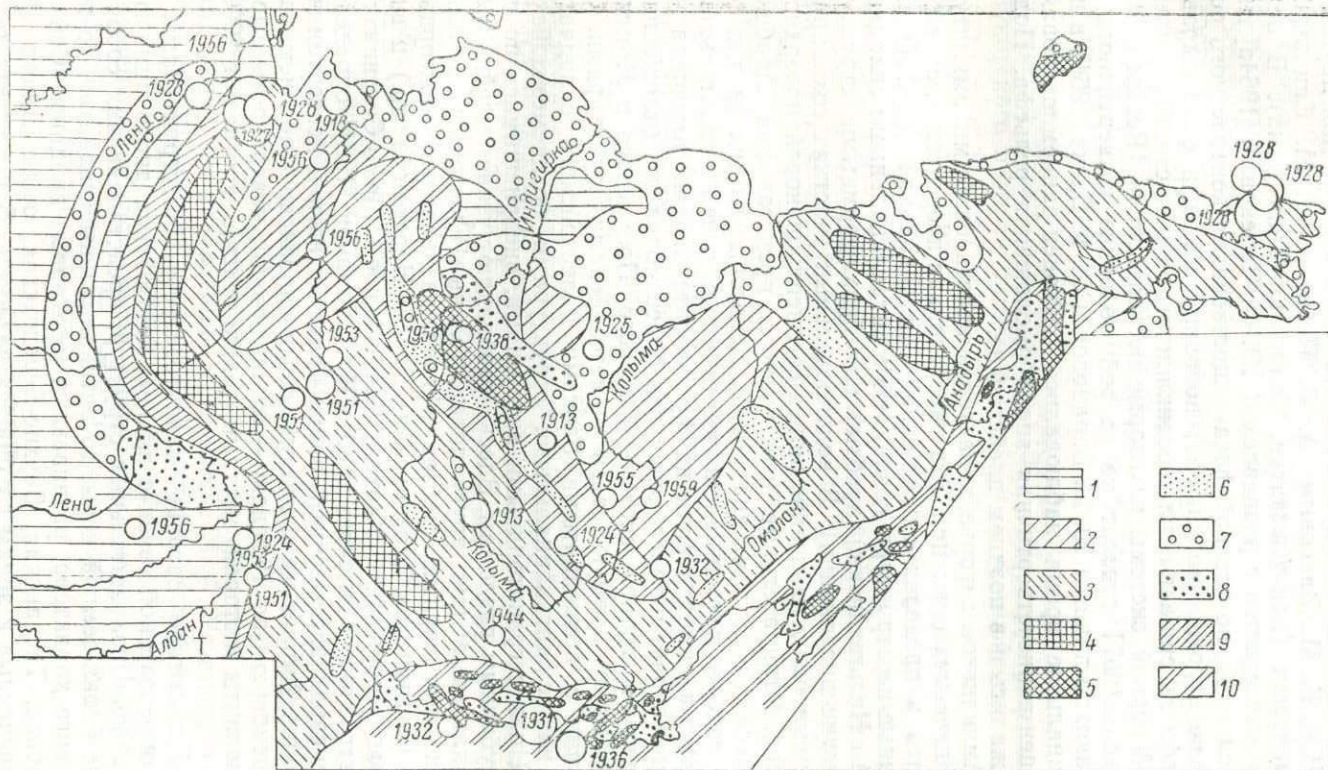


Рис. 11-1. Схема новейшей тектоники Северо-Востока СССР Составил И. А. Резанов.

Области недифференцированных поднятий: 1 — слабых, 2 — средних, 3 — значительных; 4 — пологие сводообразные структуры; 5 — крутые сводообразные структуры, иногда осложненные разломами; 6 — относительные четвертичные впадины; 7 — четвертичные впадины, на некоторых участках заложившиеся еще в плицене; 8 — плиоценовые впадины по границе плиоцен-четвертичного поднятия с Сибирской платформой; 9 — флексура; 10 — зоны контрастных новейших движений. Кружками обозначены эпицентры землетрясений.

Г. Ф. Лунгерсгаузен объясняет их возникновение обновлением элементов прототектоники кристаллического ложа.

Большинство исследователей отмечает, что после закрытия Верхоянской геосинклинали в позднем мелу на ее месте не возникло горных сооружений [Резанов, Кочетков, 1962; Резанов, 1964; Лунгерсгаузен, 1967 и др.]. Подобные факты отмечались в литературе для других регионов СССР Г. М. Власовым, А. В. Пейве и В. М. Синицыным, И. Б. Плешаковым (для Камчатки, Сахалина, Тянь-Шаня). В целом они хорошо согласуются с развиваемой Ю. Ф. Чемяковым [1964а] гипотезой морфоциклов, по которой фаза существования контрастного рельефа падает на первую (мобильную) половину цикла, а фаза выравнивания рельефа завершает цикл геосинклинальной области. Оформление Верхоянской горной системы некоторые исследователи [Резанов, 1964; Лунгерсгаузен, 1967] относят ко второй половине четвертичного периода. Однако, по данным Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ [1964], в послегеосинклинальное время наблюдались олигоцен-раннемиоценовая и позднелигоцен-раннечетвертичная эпоха омоложения рельефа. Поднятия продолжались и в позднем плейстоцене.

Яно-Оймяконское нагорье характеризовалось слабыми амплитудами неотектонических движений. Эта инверсионная неотектоническая форма развилась в пределах одноименной синклинальной зоны. Однако второстепенные неоструктуры совпадают с антиклинальными складками (Куларский, Нельгехинский хребты) или брахиформными структурами (Эльгинские дислокации). В водораздельных участках сохранились многочисленные реликты позднелигоцен-среднелигоценовой поверхности выравнивания. Отрицательные неоструктуры представлены Дербекинской, Адычанской и другими впадинами. Некоторые из них начали формироваться еще в датско-палеогеновое время, о чем свидетельствует каолиновая кора выветривания на фундаменте впадин, имеющая указанный выше возраст и залегающая под более молодыми отложениями.

Неоструктуры горной системы Черского, Полоусного и Момского хребтов отражают прямую связь с мезозойскими структурами. Они совпадают или с приподнятыми блоками палеозойского складчатого основания, или с антиклинальными структурами позднемезозойского тектогенеза, или с гранитоидными интрузиями, внедрившимися по продольным глубинным разломам. Здесь преобладают узкие линейно вытянутые параллельные друг другу положительные неоструктуры, совпадающие с цепями горных хребтов и гряд, разделенные межгорными впадинами (Бугчанская, Догдинская, Верхне-Нерская и др.) и внутренними плоскогорьями (Улахан, Чистайское, Момо-Селенняхское и др.). Неоструктуру Момского хребта И. А. Резанов [1964] определяет как складку-свод. Описываемый район более активен в неотектоническом отношении. Амплитуда поднятий, деформировавших позднелигоцен-среднелигоценовую (по Резанову — плиоценовую) поверхность выравнивания (реликты которой местами сохранились), достигают 2000 м и более.

Верхне-Колымское нагорье характеризуется неоструктурами, не имеющими определенной связи с планом мезозойских дислокаций фундамента. На фоне положительных структур, представляющих собой то приподнятые блоки земной коры, то антиклинальные поднятия, то поднятия сводового характера, развиваются межгорные впадины (Сеймчано-Буюндинская, Тасканская, Верхне-Берелехская, озера Джека Лондона), приуроченные к зонам глубинных разломов. В целом эта территория отличается умеренным темпом неотектонических движений и их малой контрастностью и дифференцированностью. Этим объясняется хорошая сохранность обширных реликтов среднелигоценовой поверхности выравнивания. Наиболее активны зоны гранитоидных интрузий, контролирующих глубинные разломы. Они обладают наибольшей

амплитудой поднятий (хребты Б. и М. Анначаг, Бохапчинский массив и др.).

Ануйское нагорье и северная часть Чукотского нагорья относятся к областям интенсивных неотектонических движений. Неоструктуры обнаруживают зависимость от мезозойского структурно-геологического плана. Ануйский мегаантиклинорий выражен в виде полосы положительных и отрицательных блоковых неоструктур, ограниченных разломами северо-западного простирания [Баранова, Бискэ, 1964]. Некоторые исследователи рассматривают Ануйскую складчатую область как неотектоническое сводовое поднятие, состоящее из двух антиклинальных неоструктур, разделенных межгорной впадиной, проходящей по долине р. М. Ануй [Резанов, Кочетков, 1962; Резанов, 1964]. Неоструктуры Олойского прогиба являются обращенными, так как здесь развит низкогорный и увалисто-грядовый рельеф. Неотектоническая активизация в бассейне р. Б. Ануй проявилась также в виде четвертичного вулканизма (вулканы Ануйский, Чимчемельский и Адучинские), связанного с молодыми разломами [Устиев, 1961]. Неоструктуры северной части Чукотского нагорья близки к описанным в Ануйском нагорье. Осевые части многих положительных неоструктур сложены гранитоидами; большую роль играют разломы, обуславливающие глыбово-блоковую неотектонику. Широко развиты реликты поверхностей выравнивания.

Между Чукоткой и Аляской неоднократно существовала сухопутная связь. Последний раз она отмечается во время позднечетвертичного оледенения [Hopkins, 1959a; Бискэ, 1967]. Однако появление или исчезновение Берингийского континентального моста связано не столько с неотектоникой, сколько с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана.

Юкагирское и Омолонское нагорья характеризуются слабыми неотектоническими блоковыми и местами сводовыми поднятиями, которые в четвертичное время имели амплитуду 100—150 м.

К районам неотектонического опускания, сменившегося в позднечетвертичную эпоху поднятиями, относится Восточно-Сибирская низменность. На границе позднего плейстоцена и голоцена северная часть низменности была охвачена погружениями, образовавшими современный шельф и береговую линию и отчленившими от суши Новосибирские острова [Баранова, Бискэ, 1964].

Остальная часть Северо-Востока СССР, относящаяся к Охотско-Чукотской геоморфологической провинции, объединена расположением ее в зоне одноименного пояса меловых и третичных эффузивов. Она охватывает Северное Приохотье и протягивается западнее Корякского нагорья в южную часть Чукотки. Неотектонические деформации имеют здесь характер сводовых и блоковых движений довольно значительной интенсивности. Наряду с положительными неоструктурами широко развиты впадины (Кавская, Арманская, Ольско-Ямская, Сигланская, Челомджинская, Хасынская и др.), выполненные верхнетретичными и четвертичными отложениями. По оценке И. А. Резанова и В. М. Кочеткова [1962], размах движений за плиоцен-четвертичное время составлял 1000—1200 м, достигая местами 2000 м. Описываемая территория отделена от области кайнозойской складчатости (Корякское нагорье) системой межгорных прогибов (Гижигинская губа, Пенжинская губа, Анадырско-Марковская впадина).

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Вопросы неотектоники Дальнего Востока рассматриваются в ряде работ [Ахметьев, 1965; Барановская, 1934; Беляевский, 1956; Быков, 1935; Венус, 1964; Вершицкий, 1966; Власов, 1957a; Ганешин, 1956a, б, в, 1957, 1958; Денисов, 1965; Корнилов, 1957; Красный, 1960; Кропоткин,

1956, 1961; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Лебедева, 1957; Лунгергаузен, Казмин, 1967; Никольская, 1961а; Никонова, 1966; Панасенко, 1966; Подкаминер, 1959; Поздняков, Зарембский, 1966; Рудич, 1962б; Степанов, 1966; Тектоника Евразии, 1966; Худяков, 1965, 1966; Чемяков, 1955, 1957, 1959а, 1961а, б, 1963; Шевченко, 1964].

В пределах Приамурья, Западного Приохотья и примыкающей к нему части Алданского щита различаются: а) районы с тенденцией к прогрессирующему поднятию различной интенсивности в течение неотектонического этапа (горные области); б) районы, испытавшие преимущественно погружение (крупные межгорные впадины); в) районы, слабо неотектонически активные (платформы, зоны, переходные от крупных депрессий к горным областям, с широким развитием поверхностей денудационного выравнивания) (рис. II-2).

К территориям с платформенным неотектоническим режимом относятся: юго-восточная часть Алданского щита, входящая в исследованную территорию (см. рис. II-2, А) и Амуро-Зейская эпимезозойская платформа (Б). Для них типичны широкое развитие поверхностей выравнивания, малая мощность и горизонтальное залегание рыхлого покрова. В пределах первого района архейский кристаллический фундамент обнажен и лишь местами прикрыт чехлом палеозойских и мезозойских пород и маломощным прерывистым покровом рыхлых четвертичных осадков. Развитые здесь поверхности выравнивания предположительно имеют поздне меловой и третичный возраст [Чемяков, 1961б], а в смежном Алдано-Олекминском районе — поздне меловой — палеогеновый, ранне- и поздне неогеновый [Тимофеев, 1963]. Неотектонические движения проявились в прогрессирующем поднятии территории. На фоне последнего в зоне, тяготеющей к Становому хребту и Джугджуру, формировались неоструктуры, близкие к брахиантиклиналям. Местами хребты связаны с древними разломами и внедрившимися по ним гранитоидами (Кет-Кап и др.). Расположенные по южной окраине щита мезозойские прогибы в неоген-четвертичное время были вовлечены в процесс поднятия, хотя и сохранились в рельефе как относительные депрессионные понижения. По южной окраине щита проходит серия обновленных крупных разрывов, отделяющих ее от южнее расположенной зоны линейно вытянутых неоструктур хребтов Станового и Джугджура.

Амуро-Зейская эпимезозойская платформа в северной, северо-восточной и восточной частях образована поверхностью денудационного выравнивания с каолиновыми корами выветривания. На юг и юго-запад она погружается под верхнеолигоцен-нижнечетвертичные пески зейской серии, имея здесь, по-видимому, палеогеновый возраст. Наибольшей мощности (1500 м) рыхлые осадки достигают в южной части, где низы их имеют маастрихтско-сенонский возраст и залегают на верхнемеловой коре выветривания. В неогене в южной части накопилась 180-метровая толща песков зейской серии, залегающих горизонтально или со слабым прогибанием. Послераннечетвертичный этап характеризовался слабыми восходящими движениями. Неоструктуры области близки к слабо выраженный синеклизе (южная часть) и антеклизе (район прииска Октябрьского).

Для Джугджуро-Становой (В1), Монголо-Охотской (ВII) и Сихотэ-Алинской (Г) складчатых областей типичны линейно вытянутые неоструктуры, обычно унаследованного от более древнего структурного плана простиранья.

В зоне протерозойского складчатого обрамления Алданского щита (хребты Становой и Джугджур) развиты асимметричные поднятия с унаследованным простираньем (с амплитудой 1,5—2 км), возможно, сводового характера, крылья которых оборваны, ограничены или осложнены крупными сбросами (В1). Многие неоструктуры являются горстами (Токинский Становик и др.).

Зона Верхне-Зейской и Удской депрессий (VII) характеризуется прогибанием опусканий. Первая представляет собой асимметричный прогиб, южный борт которого срезан трехступенчатым взбросом хр. Тукурингра. Он выполнен рыхлыми континентальными верхнемеловыми — кайнозойскими осадками мощностью до первых сотен метров.

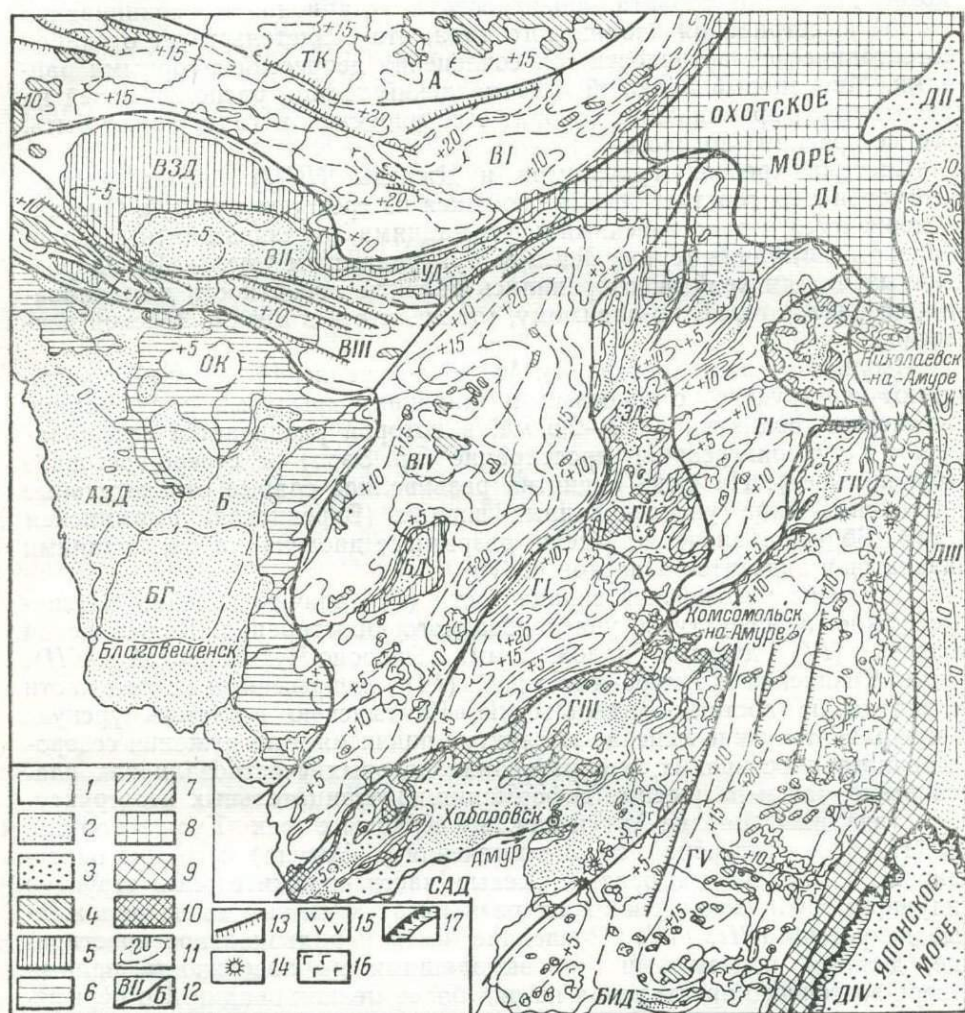


Рис. II-2. Схематическая карта неотектоники Приамурья и смежных территорий.
Составил Ю. Ф. Чемиков.

Районы преимущественных поднятий: 1 — районы развития горного рельефа. Районы преимущественных погружений и аккумуляции рыхлых отложений (на материке континентальных, на Сахалине морских, переслаивающихся с континентальными); 2 — неоген-четвертичных отложений, 3 — четвертичных отложений. Районы развития рельефа, формирующегося в условиях слабо неотектонически активных движений: 4 — реликты поверхностей денудационного выравнивания на абс. высотах 800—2000 м, 5 — то же, на абс. высотах 500—800 м (возраст: палеоген—неоген), 6 — то же, на абс. высотах 300—500 м (возраст: палеоген—неоген), 7 — то же, на абс. высотах до 300 м (возраст: плиоцен), 8 — то же, частично переработанных абразией на глубинах 0—300 м, 9 — поверхность абразийного выравнивания на глубинах 0—200 м; 10 — площади распространения мелкосопочника; 11 — изолинии суммарного поднятия или погружения за неотектонический этап (от миоцена по четвертичный период включительно); цифры указывают сотни метров поднятия (+) или погружения (−), бергштрихи направлены в сторону падения поверхности неотектонических форм; 12 — границы неотектонических областей и индексы последних; 13 — крупные разломы, созданные или оживленные в неотектоническом этапе; 14 — неоген-четвертичные вулканы; 15 — районы распространения верхнепалеогеновых—нижнечетвертичных базальтов, андезитов-базальтов, андезитов и их туфов; 16 — то же, плиоцен-четвертичных базальтов и андезитов-базальтов; 17 — предполагаемый флексурный изгиб материкового склона.

Депрессии: ТК — Токинская; ВЗД — Верхне-Зейская; УД — Удская; АЗД — Амуро-Зейская; БД — Бурейнская; САД — Средне-Амурская; БІД — Бикинская. Антеклизы: ОК — Октябрьская. Синеклизы: БГ — Белогорская.

Из них на неоген-четвертичные отложения падает около 200 м, что говорит об унаследованном характере прогибания и его небольшой амплитуде. Удская депрессия является симметричным межгорным прогибом с маломощным прерывистым покровом дислоцированных неогеновых (?) и горизонтально лежащих четвертичных осадков. По северной и западной окраинам Верхне-Зейской и северной и южной окраинам Удской депрессий развита поверхность денудационного выравнивания с корой выветривания каолинового типа, что свидетельствует о слабой неотектонической активности зон сочленения депрессий с горными районами. Миоценовый аллювий яснополянский толщи, расположенный на поверхности выравнивания, говорит о ее миоценовом (или, может быть, и более древнем) возрасте.

Система хребтов Тукурингра и Джагды (VIII) близка к типу асимметричных горстов, складывающихся из трех узких чешуй. Она характеризуется и пластическими деформациями, отразившимися в сводообразном изгибании террас Зей в ее Тукурингском ущелье. В водораздельных частях хребтов сохранились реликты поверхности выравнивания, возраст которой, по-видимому, тот же, что и в Верхне-Зейской депрессии.

Изолинии в зоне хребтов Ям-Алинь — Буреинский — Малый Хинган рисуют неоструктуру с пологими и широкими крыльями с суммарной амплитудой поднятия до 2—2,5 км, в которой различается северо-западное («тукурингское») простираие (хр. Эзоп) и северо-восточное («буреинское»). На фоне поднятия развивались слабые относительные погружения типа унаследованных впадин (Буреинская, Тырминская и др.). Большое значение имели разрывные дислокации с излияниями базальтов и андезито-базальтов (BIV).

Для зоны мезозойской складчатости (Г) типичны линейно вытянутые узкие неоструктуры унаследованного простираия. Баджальская область (ГI) делится наложенными Эвороно-Чукчагирской (ГII), Удыль-Кизинской и Амуро-Амгунской (ГIV) депрессиями на три части (с запада на восток): Баджальскую, Чаятынскую и Усть-Амурскую. В них развиты узкие линейно вытянутые поднятия и погружения северо-восточного простираия, в образовании которых участвовали как пластические, так и разрывные деформации. В отрицательных неоструктурах (впадины Верхне-Амгунская, в верховьях рек Кура, Горина, зал. Николая, Тугурский, среднего течения р. Амгуни) известны олигоценовые и миоценовые осадки. Осевые части положительных структур ундулируют. На погружениях их развились указанные выше наложенные депрессии (ГIII, ГIV). Последние, имея меридиональное простираие, делятся подземными или выходящими на поверхность валами северо-восточного простираия на ряд более мелких впадин. По периферии депрессий развиты поверхности денудационного выравнивания с доплиоценовой каолиновой корой выветривания. Мощность рыхлых осадков непостоянна — колеблется от нескольких метров до 1340 м (по данным ВЭЗ в Эвороно-Чукчагирской депрессии). В основании разреза лежит палеоген.

Суммарная амплитуда погружения в Средне-Амурской депрессии (ГIII) колеблется от нескольких десятков метров до 2 км. В ее фундаменте наблюдаются северо-восточные мульды: Биджанская, Чернореченская, Переяславская и другие, разделенные валами северо-восточного простираия, местами выходящими на поверхность (Воронежский, Хехцирский и др.). Широтный Ванданский вал делит депрессию на северную и южную части. В основании рыхлой толщи лежат олигоцен-миоценовые угленосные осадки. Образование депрессии обусловлено погружением, сопровождаемым разломами, особенно по восточной окраине, где по ним изливались базальты и возникла цепочка вулканов северо-восточного простираия. По окраинам депрессии в палеогене —

неогене образовались поверхности выравнивания с каолиновыми корами выветривания.

Северный Сихотэ-Алинь (ГIV) представляет собой симметричное сводовое поднятие, которое в Южном Сихотэ-Алине становится асимметричным. Амплитуда неотектонического перемещения достигает 1,5—2 км. Осевая линия поднятия совмещается с Главным синклином Сихотэ-Алиня. Однако, как отмечает П. Н. Кропоткин [1956], полной инверсии здесь не наблюдается, так как в поднятие вовлечен также и Главный антиклинорий. Поднятие сопровождалось оживлением глубинных швов и образованием новых продольных разломов, с которыми связаны излияния плато-базальтов и формирование лавовых и шлаковых вулканических конусов. Наблюдаются реликты миоценовой и плиоценовой поверхностей денудационного выравнивания. Для Сихотэ-Алиня характерны наложенные поперечные депрессии (например, Бикинская), образовавшиеся в результате погружения, осложненного разломами. М. А. Ахметьев [1965] описал зону широтных разломов в районе озер Кизи и Кади на севере Сихотэ-Алиня. Неотектоническое поднятие описываемой территории отмечено по периферии Сихотэ-Алиня накоплением молассоподобных толщ галечников и песков суифунской, приамурской и усть-амурской свит.

В Ханкайской депрессии в течение неотектонического этапа отмечается погружение и накопление рыхлых неоген-четвертичных осадков. Оно сопровождалось дизъюнктивной тектоникой и излиянием базальтов шуфанской свиты. По периферии, в зоне перехода к горам, депрессия окаймляется полосой поверхностей выравнивания с мелкосопочником, на которых наблюдаются коры выветривания каолинового и монтмориллонит-бейделлитового типов [Животовская, 1956; Соловьев, 1959; Чемеков, 1963].

ЗАБАЙКАЛЬЕ*

Проблемы неотектоники этой территории освещаются во многих работах [Афанасьев, 1964; Базаров, 1968; Воскресенский, 1962; Думитрашко, 1952, 1955; Зорин, Сизиков, 1965; Корина, Чичагов, 1966; Корнутова, Хотина, 1967; Корнутова, Хотина, Заморуев, 1968; Курушин, Павлов, Хилько, 1966а, б; Ламакин, 1968; Логачев, 1958; Лут, 1964; Мирчинк, Шер, Григорьева, 1955; Мирчинк, 1959; Олюнин, 1963б; Павловский, 1948; Постоленко, 1964; Уфимцев и др., 1967; Флоренсов, 1948, 1960; Флоренсов, Олюнин, 1965; Чичагов, 1965 и др.].

Неоструктуры Забайкалья развиваются на гетерогенном сложно-складчатом основании, в составе которого важное значение имеют интрузивные и метаморфические образования. В пределах Забайкалья прослеживаются Байкальская и Монголо-Охотская складчатые области, зоны каледонской и герцинской складчатости, Становая зона складчатости. Разнотипность древних структур определяет различный характер развития неоструктур, нашедших отражение в рельефе Забайкалья. Выделяются области глыбово-сводовых поднятий (Восточное Прибайкалье, Центральное и Северное Забайкалье) и области дифференцированных глыбовых движений (Западное, Центральное и Восточное Забайкалье).

Приленская плоская возвышенность, окаймляющая Забайкалье с севера, характеризуется положительными движениями типа эпейрогеннических. Их амплитуда за неотектоническое время (судя по положению поверхностей выравнивания) составляет 150—250 м.

Для Северного Прибайкалья характерны дифференцированные движения. Здесь выделяется пять неоструктур. Витимо-Жуинская неоструктура, совпадающая с поясом внешних гряд, характеризуется

* Раздел написан Е. И. Корнутовой.

наличием реликтов олигоцен-раннемиоценовых поверхностей выравнивания на высотах 1000—1300 м. Для нее типичны неотектонические поднятия с амплитудой 300—550 м. По зоне разломов [Салоп, 1967] с юга она контактирует с дугообразно расположенной Чуйско-Нечерской неоструктурой, совпадающей с одноименным антиклинорием. Различие амплитуд движений подчеркивается развитием реликтов поверхностей выравнивания по периферии и отсутствием их в центральной части. Если условно принять исходную высоту олигоцен-раннемиоценовой поверхности выравнивания в 650—750 м, то амплитуда поднятий за неотектоническое время в центральной части составит 850—950 м, а для восточной и западной окраин — 450—650 м.

Для неоструктуры Бодайбинской внутренней впадины характерна значительная мощность четвертичных отложений (до 150 м). Движения имели здесь, по-видимому, колебательный характер. Отсутствие доверхнеплиоценовых осадков позволяет предполагать, что описываемая впадина до позднего плиоцена подвергалась поднятиям. В позднеплиоцен-среднечетвертичное время накапливались погребенные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения и, по-видимому, господствовал режим относительной стабильности или слабых опусканий. Судя по врезанию речных долин, в позднечетвертичное время возобновились восходящие движения. Суммарное поднятие за неотектонический этап, если принять высоту исходной поверхности в бассейне р. Вачи за 1000—1300 м, составляет 350—550 м.

Неоструктура Чайской глыбы, расположенная в бассейне р. Чам, характеризуется амплитудой поднятия 500—550 м. Отделенная от нее системой разломов неоструктура Аkitканского блока испытала поднятие на 950—1100 м.

Восточное Прибайкалье является областью наиболее значительных в Забайкалье * дифференцированных глыбовых движений. 9—10-балльная сейсмичность этой области говорит о ее современной тектонической активности. Дифференцированность движений проявляется в наличии устойчиво поднимающихся и погружающихся блоков, отвечающих хребтам и впадинам. Амплитуды поднятий составляют 1500—2250 м, увеличиваясь от хр. Хамар-Дабана (1550—1750 м) к хр. Кодар (2150—2250 м). Снижение амплитуд поднятий до 1000—1100 м наблюдается для хребтов Улан-Бургасы, Голондинского и других, расположенных между дельтой Селенги и южным окончанием Икатского хребта. Опущенные блоки характеризуются постоянной тенденцией к погружению. Это обусловило накопление мощной толщи осадков во впадинах байкальского типа. Амплитуды погружений достигают 2—2,5 км (впадины Баргузинская, Южно-Муйская, Чарская и др.).

В Западном Забайкалье различаются три неоструктуры: Амалатская, Селенгинская и Малхано-Яблоновая.

Амалатская неоструктура охватывает левобережье р. Витима между Еравнинскими озерами и подножьем хребтов Икатского и Южно-Муйского. Для нее (и входящих в нее структур более низкого порядка) характерна некоторая замедленность движений (поднятий водораздельных увалов, хребтов, погружений внутригорных впадин). Благодаря этому здесь хорошо сохранились реликты ранних этапов развития рельефа (древних долин с выполняющими их осадками, поверхностей выравнивания, древних склонов с синхронными им отложениями). Амплитуды поднятий, положительных структур составляют около 400—500 м, погружений во впадинах — 100—150 м. По-видимому, наиболее активные движения приурочены к неоген-раннечетвертичному времени, так как этим возрастом датируются развитые здесь базальты. Об этом

* Автор в понятие Забайкалья включает и Прибайкалье.

говорит и гравийно-галечный состав неоген-нижнечетвертичных отложений.

Селенгинская неоструктура включает приселенгинскую часть Западного Забайкалья. Она раздроблена на многочисленные блоки второго и более мелких порядков, ограниченные разломами. Движения блоков дифференцированы с общей тенденцией к поднятиям. По данным Е. Б. Хотинной, амплитуды поднятий положительных структур составляют 300—400 м, отрицательных 20—150 м. Максимальные погружения характерны для Наушкинского блока (р-н ст. Наушки), минимальные — для юго-восточной окраины Гусиноозерской впадины.

Малхано-Яблоновая неоструктура занимает восточную окраину Западного Забайкалья. Она обладает наибольшими амплитудами дифференцированных движений в описываемой области. Неоструктура включает крупные (длиной до 200—300 км) положительные (хребты) и отрицательные (впадины) блоки северо-восточного простирания, ограниченные разломами. По данным Е. Б. Хотинной [1966], амплитуда поднятий Малханского, Заганского, Яблонового и других положительных структур достигает 900—1100 м, погружений во впадинах — 120—150 м.

В Северном Забайкалье наблюдаются три неоструктуры: Олекминская, Тунгирская и Шилкинская. Первая вытянута вдоль долины р. Олекмы. Она сходна с Малхано-Яблоновой, но слагающие ее блоки имеют меньшие размеры и амплитуды движений (поднятия до 400—500 м, погружения — 100—150 м). Тунгирская неоструктура — небольшое сводовое поднятие в бассейне р. Тунгир. Максимальное поднятие (600—700 м) наблюдается в центральной части (против амплитуд 400—500 м по окраинам). Свод осложнен небольшими впадинами угловатой формы. Шилкинская структура размещается по левобережью р. Шилки и совпадает с Шилкинской впадиной. В течение неотектонического этапа развития рельефа для нее свойственны колебательные движения. На протяжении палеогена и миоцена это преимущественно область погружения и накопления толщи осадков мощностью до 150—200 м. В плиоцене структура отличалась относительной стабильностью. В четвертичное время западная ее часть (Оловская) слабо погружается или остается стабильной, восточная слабо поднимается. Эти движения обусловили различную сохранность осадков кайнозоя. В западной части они имеют мощность 100—120 м, в восточной 20—40 м.

Неоструктурой первого порядка для Южного Забайкалья является Даурский свод, унаследовавший форму и знак движений мезозойского свода. К структурам второго порядка относятся крупные блоки северо-восточного простирания, соответствующие хребтам Кыринскому, Даурскому, Чикоконскому и другим. Амплитуды неотектонических движений здесь составляют 1600—1700 м. Они максимальны в хребтах центральной части свода, уменьшаются по окраинам до 550—600 м (хребты Мензеевский, Жергейский и др.). Для впадин характерны не погружения, а отставания в поднятиях. Амплитуды их поднятий не превышают 400—600 м. Исключением является Кыринская впадина, испытавшая неотектоническое погружение на 25—100 м.

Центральное Забайкалье характеризуется развитием трех неоструктур (или зон): Онон-Торейской, Приаргунской и Ингода-Илинской. Первая из них сформировалась на внешней окраине Далайнорской впадины. Она характеризуется незначительными поднятиями, на фоне которых структуры низких порядков испытывают погружения. Здесь широко развиты поверхности выравнивания и аккумулятивные (преимущественно аллювиальные) равнины. Судя по положению реликтов поверхностей выравнивания, поднятия здесь не превышали 100—200 м. Погружения, отчетливо проявившиеся в Ононском (левый берег р. Онона на широтном отрезке) и Торейском блоках, не превышают 120 м.

Иногда-Илинская неоструктура окаймляет Онон-Торейскую с запада и включает в себя горное обрамление Далайнорской впадины. Она состоит из блоков более низких порядков, испытывающих дифференцированные движения различного знака. Поднятия характерны для блоков-хребтов Агинского (300—400 м), Могойтуевского и Эрмана (400—600 м). Амплитуды погружений разделяющих их впадин не превышают 50—150 м.

Приаргунская неоструктура охватывает Урулюнгуй-Аргунское междуречье. Она характеризуется слабыми поднятиями. На фоне последних различаются поднимающиеся блоки (Количкинский и Аргунский) с амплитудой 400—600 м и погружающиеся блоки (Урулюнгуйский и Верхне-Аргунский) с амплитудой 50—70 м.

Восточное Забайкалье представляет собой крупную неоструктуру, отличающуюся преимущественно умеренными движениями блокового характера с амплитудами 350—700 м для положительных блоков и 50—150 м для отрицательных.

Различные амплитуды движений позволяют выделить в составе рассматриваемой неоструктуры три структуры второго порядка. Одна из них примыкает к долине р. Онона и ограничена с востока меридианом верховьев долины р. Талангуй. Границы этой структуры обусловлены крупными разрывными нарушениями субмеридионального простирания. Для нее характерны минимальные амплитуды неотектонических движений, достигающие 350—500 м для положительных блоков (хребты Цугольский и Ононский) и 50—150 м для погружающихся участков. Центральная часть Восточного Забайкалья образует вторую структуру, отличающуюся большей массивностью и протяженностью входящих в нее блоков при амплитуде движений их до 500—600 м. Третья структура включает территорию Восточного Забайкалья к востоку от долины р. Газимура, отличающуюся раздробленностью блоков и максимальными амплитудами движений, достигающими 650—750 м.

СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ И ВОСТОЧНО-КИТАЙСКАЯ РАВНИНЫ И ИХ ГОРНОЕ ОКРУЖЕНИЕ

Основные материалы по неотектонике этой территории содержатся в работах Ли Сы-гуана [1952], Хуан Цзи-цина (Хуан Бо-цина) [1954, 1960], Чжан Вень-ю [1960] и многих других исследователей. Они обобщены в больших работах: «Труды первого совещания по неотектонике Китая» [1960] и «Основы тектоники Китая» [1962].

Территории, расположенные к западу от Большого Хингана (Барга, северо-восточная часть Гоби и другие районы, характеризуются широким развитием древних поверхностей денудационного выравнивания и аккумулятивных равнин; они представляют собой высокие (700—1200 м) волнистые равнины. Эта территория в течение неотектонического этапа испытывала слабые восходящие движения сводово-глыбового характера. Амплитуда их не превышала нескольких сотен метров. Они сопровождалась оживлением старых и появлением новых разломов и излияниями трещинного и центрального типа. Лавовые покровы, потоки эффузивов по долинам рек и вулканические конусы особенно широко распространены в Гобийском районе.

Восточнее располагается поднятие Большого Хингана с абсолютными высотами до 2000 м, среднегорным рельефом, в водораздельных частях которого имеются следы древнего оледенения. Оно имеет северо-северо-восточное простирание и наложено под некоторым углом на герцинские и яньшанские структуры северо-восточного простирания. Китайскими геологами Большой Хинган относится к областям проявления клиновидных (косых) поднятий со средними амплитудами. Движения были дифференцированными и неодинаковыми в разных районах.

Описываемая территория относится к слабосейсмичным и входит в зону 5-балльных землетрясений.

В Большом Хингане имеются реликты двух поверхностей выравнивания: нижней, значительно расчлененной, и верхней, хорошо сохранившейся. Последняя имеет дочетвертичный возраст, точнее не установленный. Амплитуду неотектонического поднятия Большого Хингана предположительно можно установить в 800—1000 м.

Район Малого Хингана, соединяющего Большой Хинган и Восточно-Маньчжурские горы, также относится китайскими геологами к областям с проявлением клиновидных площадных поднятий с различной степенью дифференцированности в разных районах. Поднятия здесь были менее интенсивными, чем в Большом Хингане, и не превышали нескольких сотен метров за неотектоническое время. Однако описываемая территория в тектоническом отношении активнее Большого Хингана, о чем свидетельствует наличие молодых (позднечетвертичных) вулканогенных проявлений (район Уюнь-Холдонга) и наличие землетрясений силой до 6 баллов.

Восточно-Маньчжурские горы и располагающиеся на их продолжении (через Бохойский залив Желтого моря) горы п-ова Шаньдунь и хребты Лушань, Тайшань и Мыншань относятся к районам обширных площадных поднятий с малыми амплитудами и неодинаковой интенсивностью движений. Современные движения имеют унаследованный характер и связаны с глыбовыми поднятиями. Здесь преобладают средневысотные хребты, протягивающиеся в северо-восточном направлении параллельно друг другу и разделенные межгорными депрессиями с денудационными и аккумулятивными равнинами. По периферии среднегорье переходит в низкогорье и денудационные и аккумулятивные равнины с мелкосопочником. В ряде районов Восточно-Маньчжурских гор имеются признаки недавней вулканической деятельности. Сейсмичность описанной области колеблется в пределах 6—7 баллов.

К северо-востоку от Восточно-Маньчжурских гор междуречье Амура и Усури занимает обширная неотектоническая депрессия, соединяющаяся со Средне-Амурской и Усури-Ханкайской впадинами. Она характеризуется как район слабого погружения, сменившегося в настоящее время поднятиями.

Между 40° с. ш. и южным окончанием Большого Хингана располагаются горы Ляоси и нагорье Жэхэ с абсолютными высотами до 2000 м. Китайские геологи относят эту область к территориям проявления вытянутых в широтном направлении клиновидных поднятий с большими амплитудами. Движения имеют здесь унаследованный характер [Основы тектоники Китая, 1962]. Поднятия ограничены крупными разломами.

Депрессия Сунляо (или Маньчжурская равнина), расположенная между Большим Хинганом и Восточно-Маньчжурскими горами, вытянута в север-северо-восточном направлении. Она имеет выход в Ляодунский залив Желтого моря. Депрессия оконтурена разломами. Она выполнена кайнозойскими отложениями и в целом относится к областям умеренных погружений с небольшими амплитудами и нечетко выраженными дифференцированными движениями. Современные движения проявляются здесь в виде слабых поднятий. Центральная часть впадины почти асейсмична (4 балла и менее).

Юго-западнее на продолжении депрессии Сунляо в том же направлении протягивается Северо-Китайская равнина, на юге переходящая в Восточно-Китайскую. Равнины дренируются реками Хуанхэ (первая) и Янцзы (вторая). Первая из них относится к районам больших площадных погружений (при умеренных амплитудах) без заметно выраженной дифференцированности движений. Мощность четвертичных отложений здесь достигает 1300 м. Наибольшие погружения наблюдались в узкой полосе, вытянутой на юго-юго-запад от Тянь-Цзиня. Для

Северо-Китайской равнины в настоящее время характерны слабые поднятия. Сейсмичность описываемой области невысока (6—7 баллов). Наиболее активна зона сочленения депрессии с горами Ляоси, нагорьем Жэхэ и горными районами, расположенными западнее (до 9 баллов и выше). По этим зонам проходит граница, отделяющая восточную неотектоническую провинцию от западнее расположенной территории.

Зона наибольших погружений Восточно-Китайской равнины проходит в широтном направлении через ее центральную часть. Мощность четвертичных отложений местами превышает 700 м. Неотектоническая характеристика депрессии близка к только что описанной для Северо-Китайской впадины. Современные движения здесь также имеют характер слабых поднятий. Сейсмичность этой области невысока (6—7 баллов).

Описанные неоструктурные области развиваются в северо-западной части указанной территории на структурах палеозойской складчатой области, а в юго-восточной и южных частях в пределах Северо-Китайского и Северо-Восточного платформенных массивов, относящихся к Китайской платформе, — области досинийской складчатости [Основы тектоники Китая, 1962]. Эти территории подверглись тектонической активизации во время яньшанского (юра—мел) и в меньшей степени гималайского (палеоген — неоген) тектогенеза. Неотектоническая активизация началась с конца плиоцена и продолжается до настоящего времени. Ею созданы основные черты рельефа описываемой территории.

КОРЕЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Неотектоника Корейского полуострова освещается в трудах: «Геология Кореи» [1964], Е. В. Голота, Рим Квон Мук [1964], Ким Су Ван [1958], Р. И. Никонова и др. [1962], Пак Тхэ Хун (1957), Пак Тхэ Хун, Тен Хок [1957] и Б. Кото [Koto, 1903].

Неоструктура Корейского полуострова представляет собой сводово-глыбовое поднятие, ось которого ориентирована в субмеридиональном направлении. Северная часть Корейского сводово-глыбового поднятия расположена в пределах нагорья Кэма. Здесь широко распространены приподнятые реликты древней поверхности выравнивания с мощными неогеновыми корами выветривания, над которыми возвышаются отдельные горные массивы. Амплитуда неотектонического поднятия достигает здесь 700—2600 м. Поднятие сопровождалось излиянием плиоцен-нижнечетвертичных базальтов, образующих среди нагорья вулканогенные плато, и извержениями центрального типа (вулкан Пектусан — 2744 м). Нагорье слабо и неглубоко (на 300—400 м) расчленено в центральной части и значительно по периферии. Северо-западная часть крыла сводово-глыбового поднятия образована нагорьем Каннам (с абс. высотами 1500—2000 м, а северо-восточная — холмисто-увалистой прибрежной равниной с мощными корами выветривания.

Южная часть Корейского сводово-глыбового поднятия соответствует Центральному горному массиву (хребты Тэбэксанмэк, Чхарёнсанмэк, горы Кымгансан, южные части хребтов Пуктэбонсанмэк и Тэдонсанмэк). Она асимметрична, так как ось поднятия проходит не-вдалеке от восточного побережья полуострова. Западный склон пологий. Он осложнен перечисленными выше хребтами и окаймлен с запада холмисто-увалистой равниной с останцовыми горами и реликтами древнего пенеплена. Последние наблюдаются и в пределах Центрального горного массива на высотах 400, 600, 900 м и более, отвечающих суммарной амплитуде поднятия.

На южном продолжении оси сводового поднятия располагается глыбовое поднятие Собэксанмэк (абс. высоты 1500—1900 м), разделяющее указанную выше западную прибрежную холмисто-увалистую рав-

нину и депрессию Нактонган на юго-востоке полуострова с аллювиальными равнинами и островными горами высотой 900—1200 м. К югу горы понижаются, переходя в южное прибрежное низкогорье с берегами ингрессионного типа и архипелагом островов.

Неотектоническое сводовое поднятие несогласно наложено на активизированную в палеозое, мезозое и палеогене восточную часть Китайской платформы с характерным для нее северо-восточным простиранием структурных элементов. Системой древних, но оживленных разломов северо-восточного и северо-западного простираний и молодых субмеридиональных кайнозойских разломов сводовое поднятие разбито на сложную систему блоков. Части Китайской платформы, расположенные западнее и восточнее Корейского полуострова, подверглись погружению под уровень моря. О молодости его свидетельствуют свежий ингрессионный характер западного и южного участков береговой линии и отсутствие ниже-среднечетвертичных морских террас. Восточное побережье, по-видимому, на значительном протяжении образовано молодым сбросом.

К началу миоцена на месте Корейского полуострова располагалась холмисто-увалистая поверхность денудационного выравнивания с мощной (несколько десятков метров) корой выветривания и островными горами высотой до 1000—1200 м. Эпоха выравнивания рельефа тянулась до конца миоцена — начала плиоцена, когда началось сводовое поднятие территории, продолжавшееся в течение плиоцена и четвертичного периода [Голота, Рим Квон Мук, 1964].

КУРИЛО-КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Курило-Камчатская область называется то кайнозойской складчатой областью, то современной геосинклинальной зоной. Высказывалось мнение, что к современной геосинклинали относятся Восточная Камчатка, Курильские острова и прилегающие к ним глубоководные желоба. Что касается Западной Камчатки, то она является складчатой областью [Красный, 1966]. Однако нам представляется более правильным рассматривать всю Курило-Камчатскую зону (включая и Корякское нагорье) как неотектоническую геосинклинальную область, в которой Западная Камчатка и Южно-Охотская впадина характеризуются миогеосинклинальным режимом, а Восточная Камчатка и Курило-Камчатский глубоководный желоб — эвгеосинклинальным.

КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

Литературные источники по неотектонике Корякского нагорья немногочисленны [Власов, 1957б, 1958а, 1964б; Дегтяренко, Баранова, 1959; Дегтяренко, 1967; Егизаров, 1963; Кропоткин, 1961; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Тектоника Евразии, 1966 и др.]. Некоторые данные по этой проблеме содержатся в работах, посвященных геоморфологии и стратиграфии кайнозоя описываемой территории.

Корякское нагорье с запада ограничено Пенжинским прогибом, составляющим северную часть Курило-Пенжинского прогиба, протягивающегося западнее Курило-Камчатской дуги и отделяющего ее от мезозойского и древнего массива Охотии, погруженного на дно Охотского моря, по-видимому, уже в четвертичное время [Чемеков, 1957; Удинцев, 1957]. Он выполнен толщей вулканогенных и терригенных неоген-четвертичных осадков мощностью 0,5—2 км [Власов, 1958а; Кропоткин, 1961].

В Корякском нагорье различаются внутренняя и внешняя зоны*. К последней относятся неоструктуры типа интрагеоантиклиналей и межгорных впадин, вытянутых в северо-восточном направлении [Власов, 1958а; Кропоткин, 1961; Кропоткин, Шахварстова, 1965]: 1) Майнская интрагеоантиклиналь (протягивающаяся от Маметчинского залива на левобережье р. Майн); 2) Таловский (или Парапольский) прогиб (прослеживающийся в бассейнах рек Пустой, Таловки, Пельматкина и верховьях Майна) и 3) Корякская интрагеоантиклиналь (основной водораздел Корякского нагорья), приближающаяся к типу сводовых поднятий, усложненных волнистостью меньшего порядка. Внутренняя зона, не завершившая геосинклинального развития и до сих пор [Кропоткин, Шахварстова, 1965], занимает южную часть Корякского нагорья. Здесь развиты следующие неоструктуры: 1) Вывенский, или Вивчикский, прогиб (по р. Вывенка), являющийся продолжением Срединного Камчатского прогиба и депрессий зал. Карагинского и бухты Корфа; 2) поднятие гряды Малиновского, прослеживающееся от п-ова Говена к центральной части хр. Корякского (продолжение Восточно-Камчатской интрагеоантиклинали — хр. Кумроч, о. Карагинского); 3) прогиб по р. Алука и нижнему течению р. Пахача; 4) поднятие Олюторской гряды, протягивающейся почти параллельно береговой линии и в средней части примыкающей к Корякской интрагеоантиклинали.

В водораздельных частях поднятий сохранились реликты поверхности выравнивания плиоценового (?) возраста. Некоторые исследователи отрицают здесь наличие единого плиоценового цикла пенепленизации, подчеркивая дифференцированность движений во времени [Дегтяренко, 1967]. Амплитуда неотектонических поднятий достигает 0,5—2 км. Перемещение по глыбовому надвигу в районе бухты Угольной оценивается в 1000 м. Неотектонический вулканизм проявляется в виде внедрения интрузий гранитоидов, прорывающих в Таловском прогибе миоценовые отложения, и излияний верхнеплиоценовых — четвертичных андезито-базальтов. Мощность неоген-четвертичной молассовой формации в прогибах достигает 1—2 км.

Отличие внутренней зоны от внешней проявляется в том, что в первой нет выступов палеозойского фундамента; преобладают осадки верхнего мезозоя и кайнозоя; верхний мел имеет эвгеосинклинальный облик; широко распространены плиоценовые прибрежно-морские, континентальные угленосные и вулканогенные отложения, лежащие несогласно на миоцене; каждая крупная неоструктура продолжается в Беринговом море, где в отрицательных формах до сих пор идет геосинклинальное осадконакопление; чаще встречаются очень молодые кислые интрузии, рвущие неоген; плиоценовые отложения затронуты пологой складчатостью [Кропоткин, Шахварстова, 1965].

На описанный неоструктурный план с северо-восточным простиранием накладываются северо-западные дислокации: Западно-Корякское, Центральное-Корякское и Восточно-Корякское поперечные поднятия [Дегтяренко, 1967], разделенные зонами относительных погружений. То же направление имеют многочисленные системы разломов (Таловско-Пылговаяямская, Понтонейско-Пахачинская и др.). Описываемые поднятия и разломы продолжают аналогичные деформации на материке, протягиваясь также и в пределах шельфа и материкового склона Берингова моря. Это свидетельствует о глубинном заложении разломов. Трудно согласиться с мнением Ю. П. Дегтяренко [1967], что это явление говорит о перестройке северо-восточного тектонического плана. Скорее

* По отношению к Тихому океану [Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, 1966]. По П. Н. Кропоткину и К. А. Шахварстовой [1965], описанная в этом труде внутренняя зона является внешней, а внешняя — внутренней.

всего, наоборот, происходит переработка структур мезозоид с их характерным здесь северо-западным простираем, на которое накладываются северо-восточные структуры Курило-Камчатской геосинклинальной зоны. Таким образом, северо-западные элементы в этой зоне являются более древними, «просвечивающими» через северо-восточные.

КАМЧАТКА

Проблемы неотектоники Камчатки освещаются во многих работах [Белова и др., 1961; Власов, Чемеков, 1950; Власов, 1957б, 1958а, 1964б; Власов, Ярмолюк, 1959; Волчанская, 1965; Геология СССР, т. 31, 1964; Горячев, 1966; Кропоткин, 1961; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кушев, Ливеровский, 1940; Мокроусов, 1964; Мокроусов, Садовский, 1964; Огородов, Кожемяка, 1965; Олюнин, 1963а; Плешаков, 1938; Святловский, 1958, 1961; Смехов, Дьяков, 1940; Тектоника Евразии, 1966; Тихонов, 1960; Харкевич, 1941; Чемеков, 1957а, б и др.].

К внешней зоне северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в пределах Камчатки относятся следующие неоструктуры [Власов, 1958а; Кропоткин, 1961; Кропоткин, Шахварстова, 1965]: 1) Западно-Камчатский прогиб, являющийся частью крупного Курило-Пенжинского краевого прогиба, протягивающегося от Южно-Охотской котловины до бассейна р. Пенжины; 2) интрагеоантиклиналь Срединного хребта с ее продолжением на север в виде кулисообразно расположенных антиклинальных поднятий; ее южная часть ограничена разломами и является горстом; 3) Тигильский прогиб, протягивающийся от верховьев р. Тигиль на север-северо-восток к западному побережью в бассейн р. Пустой, где он соединяется с Таловским (или Парапольским) прогибом Корякского нагорья; 4) интрагеоантиклиналь Камчатско-Корякского Срединного хребта, прослеживающаяся от интрагеоантиклинали Срединного хребта по водоразделу бассейна р. Камчатки и рек западного побережья к описанной выше Корякской интрагеоантиклинали.

Перечисленные неоструктуры ограничены крупными разломами северо-восточного простираения, с которыми связаны излияния базальтов и полуразрушенные вулканы (Хангар и др.). Амплитуды поднятий интрагеосинклиналей за неотектоническое время, определяемые по подошве базальтов, залегающих на древних поверхностях выравнивания, достигают 500—1600 м, а погружений — 1000—3000 м, судя по мощности неоген-четвертичных отложений.

Неоструктуры внешней и внутренней зон разделены глубинным разломом, проходящим по западной окраине Центрально-Камчатской депрессии. К внутренней зоне относятся: 1) Центрально-Камчатский прогиб, протягивающийся вдоль долины р. Камчатки на север через пролив Литке, восточный склон Камчатско-Корякского хребта и западное побережье о. Карагинского и заканчивающийся Вывенским прогибом; 2) интрагеоантиклиналь Ганальского и Валагинского хребтов; 3) зона узких грабенов между интрагеоантиклиналями Ганальско-Валагинской и Восточно-Камчатской; 4) Восточно-Камчатская интрагеоантиклиналь, проходящая от хр. Кумроч через вулканы Кроноцкий, Крашенинникова, Большой и Малый Семячик, м. Шипунского, на о. Карагинский и п-ов Говена до гряды Малиновского на Корякском нагорье; 5) Восточно-Камчатский прогиб, протягивающийся от зал. Озерного и г. Усть-Камчатска до зал. Кроноцкого; 6) прибрежные поднятия полуостровов Кроноцкого и Усть-Камчатского.

Амплитуда поднятия интрагеоантиклиналей (по высотным отметкам реликтов позднечетвертичной поверхности выравнивания, нередко бронированных лавовыми покровами, и высоте хребтов) оценивается за неоген-четвертичное время в 0,5—1,5 км. Величина прогибания, судя

по мощности неогеновых и четвертичных осадков, составляла в Срединно-Камчатском прогибе 2—3 км, а в Восточно-Камчатской впадине 4—6 км. Неогеновые осадки смяты в складки, осложненные местами надвигами, флексурами и разрывами.

Как правило, перечисленные неоструктуры контактируют друг с другом по зонам крупных, нередко глубинных разломов. С разломами связаны трещинные излияния базальтов и извержения центрального типа, результатом которых являются действующие и потухшие стратовулканы [Святловский, 1959]. Восточная Камчатка является одной из наиболее сейсмоактивных областей, в то время как западная практически асейсмична [Горячев, 1966].

Для Камчатки наряду с продольными характерны и поперечные блоки, отражающиеся в рельефе образованием выступающих в море мысов на восточном побережье. Ограничивающая их система разломов, по-видимому, связана с алеутским направлением структур, подходящих к Камчатке с северо-западным простиранием.

Деформации, создавшие описанные выше неоструктуры и дислоцировавшие осадки, образовавшиеся в течение неотектонического этапа, обусловлены фазами геотектогенеза в раннем миоцене, на границе среднего и позднего миоцена, в позднем миоцене, позднем плиоцене — раннем плейстоцене и в средне-позднечетвертичное время.

Описанные неоструктуры имеют северо-восточное простирание, которое, по мнению Г. М. Власова [1964б], унаследовано от мезозойского. Более древний структурный план характеризуется меридионально ориентированными структурными элементами, наблюдающимися в метаморфических толщах Срединного Камчатского хребта. По другой точке зрения, на Камчатке наблюдаются два структурных плана: доплиоценовый (меридиональные структуры, поворачивающие в Южной Камчатке на юго-восток, к Тихому океану) и плиоценовый (северо-восточные структуры, секущие более древние) [Тихонов, 1960]. А. В. Горячев [1966] считает, что северо-восточные и меридиональные структуры Камчатки не испытывают поворота в сторону Тихого океана. Эффект последнего достигается системой горстов и блоков юго-восточного простирания, развитой в районе г. Петропавловска-Камчатского. Однако Г. М. Власов [1964б] и П. Н. Кропоткин [Кропоткин, Шахварстова, 1965] признают этот поворот, объясняя его сдвигом Южной Камчатки к востоку по зоне поперечного нарушения, аналогично зоне Фосса Магна на Японских островах.

КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Сведения о неотектонике Курильской дуги можно почерпнуть из трудов Г. М. Власова [1959а, б, 1964а, б], А. В. Горячева [1960, 1966], В. Ф. Канаева [1959, 1961], Г. В. Корсунской [1958], П. Н. Кропоткина [1961], П. Н. Кропоткина, К. А. Шахварстовой [1965], А. Е. Святловского [1958], Г. Б. Удинцева [1955, 1957], Ю. Ф. Чемекова [1957, 1961а] и других исследователей, а также из сводных обзоров: «Геология СССР», т. 31 [1964], «Тектоника Евразии» [1966] и «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса» [1966]. Элементы неотектоники подводных частей островной дуги и смежных акваторий дальневосточных морей и Тихого океана освещаются в работах П. Л. Безрукова и др. [1958], Д. Е. Гершановича [1963], Л. К. Затонского, В. Ф. Канаева, Г. Б. Удинцева [1961], Н. Л. Зенкевича [1961], В. Ф. Канаева [1960], В. Ф. Канаева, Г. Б. Удинцева [1961], Л. И. Красного [1956], А. П. Лисицына, Г. Б. Удинцева [1953], Г. Б. Удинцева [1955, 1957, 1961], Ю. Ф. Чемекова [1957] и других авторов.

Курильскую дугу мы рассматриваем как неотектоническую геосинклинальную область, находящуюся и в настоящее время в стадии геосинклинального развития. В ней различаются внутренняя (эвгеосинклинальная) и внешняя (миогеосинклинальная) зоны. К первой относятся: 1) интрагеоантиклиналь (антиклинорий) Большой Курильской гряды с амплитудой поднятия от 500 м (на южных островах) до 900 м (на северных), судя по положению деформированной поверхности денудационного выравнивания плиоцен-нижнеплейстоценового возраста; 2) Курильский прогиб, расположенный на юге между Большой и Малой Курильскими грядами, а на севере между Большой Курильской грядой и подводным хр. Витязя; глубина его достигает 300—1500 м; 3) интрагеоантиклиналь (антиклинорий) Малой Курильской гряды и ее северного продолжения подводного хр. Витязя — с амплитудой поднятия над уровнем моря на 300—400 м.

Интрагеоантиклинали сложены меловыми, палеогеновыми, неогеновыми отложениями и плиоцен-четвертичными эффузивами. В неотектоническом этапе наиболее ярко выразились фазы тектогенеза во второй половине миоцена — начале плиоцена, в начале четвертичного периода и в средне-позднечетвертичное время. В течение этих фаз были смяты в складки неогеновые и четвертичные отложения. Пластические деформации сопровождались оживлением старых разломов и образованием новых, с которыми связаны излияния плато-базальтов и возникновение стратовулканов и лавовых конусов. Наиболее крупные разломы имеют северо-восточное простирание. Не менее отчетливо, однако, выражены и поперечные разрывы, образовавшие грабены, разделяющие острова. В качестве примера можно указать на грабен пролива Буссоль, днище которого лежит на глубине 2 км.

Курильская дуга отделена от платформы Тихого океана Курило-Камчатской впадиной с максимальной глубиной 10542 м. Она имеет трогообразный поперечный профиль с крутизной склонов в верхней части 5—6°, а в нижней до 20—25° и плоским дном. Ширина последнего на глубинах более 9 км достигает 1 км, а на глубинах около 8 км — 5—10 км. Со стороны океанического дна профиль ограничен валом Зенкевича, протягивающимся параллельно желобу. На профиле местами наблюдаются плоские овальные в плане поднятия длиной 2—7 км, вытянутые в том же северо-восточном направлении, и подводные вулканы.

Мощность рыхлых отложений в желобе составляет 1—1,5 км. Если принять среднюю цифру скорости осадконакопления 10—20 см в 1000 лет (типичную для подводных частей Курило-Камчатской дуги), то на образование указанной толщи понадобится не менее 5—10 млн. лет. Как ни приблизительна эта цифра (в которой не учтен такой важный фактор, как изменение интенсивности осадконакопления), по-видимому, вывод о том, что описываемый глубоководный желоб имеет возраст не моложе плиоцена, является весьма правдоподобным.

К миогеосинклинальной, внешней области, по-видимому, относится Южно-Охотская впадина (глубина до 3370 м) и окаймляющие ее с северо-запада возвышенность Академии наук (на глубине 893 м) и банка Лебеда (на глубине 248 м). Последние с северо-запада в свою очередь ограничены желобами Лебеда, Макарова и Петра Шмидта. Геологический возраст Южно-Охотской впадины, судя по мощности рыхлого осадочного покрова (8—9 км) и скорости осадконакопления, типичной для дальневосточных морей близ островных дуг (10—20 см в 1000 лет), не может быть моложе палеогена — позднего мела. Конечно, оценка эта очень приближенная и неточная, но, по-видимому, может передать масштаб явления.

Характерной особенностью Курило-Камчатской дуги является кулисообразное расположение островов. Юго-западные концы островов

смещены относительно располагающихся южнее северо-восточных концов соседних островов на 15—40 км к юго-востоку. П. Н. Кропоткин [Кропоткин, Шахварстова, 1965] объясняет это явление горизонтальными сдвигами островов по поперечным разломам. Последние связаны с общим движением всей дуги к юго-востоку в процессе надвигания континента на океаническую платформу. Юго-западные острова двигались быстрее, что вызвало растяжение сиала и образование Южно-Охотской впадины, в которой отсутствует гранитный слой. По мнению П. Н. Кропоткина, эти движения происходят и в настоящее время. Однако, если эта гипотеза может быть принята, горизонтальные движения должны быть доплиоценовыми, так как они не разбивают глубоководный Курило-Камчатский желоб, на отдельные участки, которые были бы смещены относительно друг друга.

САХАЛИН

Вопросы неотектоники Сахалина рассматриваются как в специально посвященных им работах, так и в геолого-геоморфологических трудах [Александров, 1962; Алексейчик, 1952; 1962; Алексейчик и др., 1963; Беспалый, 1962, 1964; Гальцев-Безюк, 1962, 1964а, б; Гальцев-Безюк, Соловьев, 1965; Ганешин, 1959а, б; Двали, 1961; Кропоткин, 1961; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Малашин, 1960; Медведев, 1961; Плешаков, 1938; Ратновский, 1960; Рудич, 1959, 1962а, б; Рудич, Скиба, 1959; Салун, 1965; Смехов, 1953; Смехов, Дьяков, 1940; В. В. Соловьев, 1961а; С. Л. Соловьев, 1967; Тектоника Евразии, 1966; Геологическое строение... 1966 и др.].

Основными неоструктурами Сахалина (рис. II-3 — см. вклейку) являются: а) Западно-Сахалинский антиклинорий, сложенный в ядре меловыми, а на крыльях палеогеновыми и неогеновыми отложениями и состоящий из кулисообразно расположенных складок; в рельефе ему соответствуют Западно-Сахалинские горы; б) Центрально-Сахалинский синклиорий, совпадающий с Центрально-Сахалинской, или Тымь-Поронайской депрессией, выполненный палеогеновыми и неогеновыми отложениями; в) Восточно-Сахалинский антиклинорий, в ядре которого выходит палеозой и мезозой, а крылья сложены палеогеновыми и неогеновыми осадками; он соответствует Восточно-Сахалинским горам. Южным продолжением его считают антиклинальные неоструктуры Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов*; г) антиклинорий п-ова Шмидта, состоящий из двух антиклинальных поднятий, которым в общих чертах соответствуют две низкогорные гряды. Перечисленные неоструктуры вытянуты в субмеридиональном направлении. Оси антиклинориев ундулируют, что обуславливает повышение или понижение соответствующих им элементов рельефа от 1300—900 м (в центральных частях Западно- и Восточно-Сахалинских гор) до 100—200 м (например, в районе перешейка Поясок), погружаясь на севере под рыхлые четвертичные и неогеновые отложения, а на юге под воды Охотского и Японского морей.

Антиклинории и синклиории ограничены крупными разломами субмеридионального направления. Кроме того, развита система коротких северо-западных и северо-восточных разломов, которые в сочетании с первыми обуславливают блоковое строение антиклинальных и синклинальных структур. Важное значение имеет разлом северо-восточного простирания, проходящий вдоль диагонального участка р. Тыми. Он делит Сахалин на две неотектонические и геоморфологические области со специфической историей развития. Северная, рав-

* П. Н. Кропоткин [Кропоткин, Шахварстова, 1965] считает их самостоятельными структурными элементами.



Рис. II-3. Схема неотектоник о-ва Сахалин. Составил В. В. Соловьев.

1 — изолинии суммарных деформаций земной коры за позднеплиоценовое и четвертичное время с сечением через 100 м; 2 — то же, с сечением через 50 м; 3 — то же, предполагаемые; 4 — разрывные нарушения; а — установленные; б — предполагаемые; 5 — покровы верхнеплиоценовых—нижне-четвертичных эффузивов.

Цифры в кружках — неотектонические структуры. Шмидтовский антиклинорий: 1 — Западно-Шмидтовская горст-антиклиналь; 2 — Центрально-Шмидтовская грабен-синклиналь; 3 — горст Елизаветы; 4 — горст Левешентерна; 5 — Второбратская горст-антиклиналь. Сводное поднятие Северного Сахалина: 6 — Байкальская синклиналь; 7 — Поморская синклиналь; 8 — Некрасовское поднятие; 9 — Охинское поднятие; 10 — Гиляко-Абунанская антиклиналь; 11 — Восточно-Эхабинское поднятие; 12 — Эрри-Сабинское поднятие; 13 — Паромайско-Пильгунское антиклинальное поднятие; 14 — Лангерийская антиклиналь; 15 — Кумуланская антиклиналь; 16 — Верхне-Пильгунская антиклиналь; 17 — Оссойская антиклиналь; 18 — Вальская антиклиналь; 19 — Верхне-Пильгунская антиклиналь; 20 — Вагская антиклиналь; 21 — Верхне-Вангинская антиклиналь; 22 — Верхне-Хунмактинская антиклиналь; 23 — Доломорская антиклиналь; 24 — Верхне-Ныльская синклиналь; 25 — Даяхунская антиклиналь; 26 — Дагинская антиклиналь; 27 — Чачминская антиклиналь; 28 — Ныйская синклиналь. Западно-Сахалинский антиклинорий: 30 — Северо-Камышовое поднятие; 31 — Агневское поднятие; 32 — Александровский грабен; 33 — Агневский грабен; 34 — Онокская антиклиналь; 35 — Центрально-Камышовое поднятие; 36 — Леонидовское поднятие; 37 — Макаровская антиклиналь; 38 — Углегорский горст; 39 — Средне-Углегорский грабен; 40 — синклиналь перешейка Поясок; 41 — антиклиналь Шренка; 42 — антиклиналь Спарид; 43 — Южно-Камышовая антиклиналь; 44 — Мицульская антиклиналь; 45 — Лютогская антиклиналь; 46 — Южно-Камышовое антиклинальное поднятие; 47 — Невельская синклиналь; 48 — Шебуинская синклиналь; 49 — Кузнецовская синклиналь; 50 — Урюмская синклиналь; 51 — Тарабунская антиклиналь. Восточно-Сахалинский антиклинорий: 52 — Краснотымский горст; 53 — Вальза-Лангерийский горст; 54 — Северо-Набийский горст; 55 — Набийская мульда; 56 — Северо-Лангерийский грабен; 57 — Лангерийский грабен; 58 — Центральное поднятие п-ова Терпения; 59 — Соколовская антиклиналь; 60 — Восточное горст-антиклинальное поднятие; 61 — Суванайское горст-антиклинальное поднятие; 62 — Суванайское горст-антиклинальное поднятие; 63 — Тонино-Анивское горст-антиклинальное поднятие; 64 — Корсаковское поднятие; 65 — Муравьевский грабен. Центрально-Сахалинский синклинорий: 66 — Адо-Тымовская синклиналь; 67 — Тымовская синклиналь; 68 — Таудан-Армуданское поднятие; 69 — Кировский грабен; 70 — Верхне-Поронайская синклиналь; 71 — Боюклинская синклиналь; 72 — Усть-Поронайская синклиналь; 73 — Усть-Найбинская синклиналь; 74 — Анивская синклиналь.

нинная часть в течение неогена испытывала погружение с амплитудой до 6 км, сопровождающееся аккумуляцией рыхлых осадков. После завершения процесса складкообразования следовала эпоха выравнивания рельефа (по-видимому, в конце плиоцена), в течение которой сформировалась поверхность денудационного выравнивания, широко распространенная на Северном Сахалине. К границе плиоцена и четвертичного периода приурочено начало поднятий, которые с перерывами продолжались в течение четвертичного времени. Амплитуда их здесь была наибольшей (до 150—300 м).

В горной части Сахалина поднятиям предшествовало образование донеогеновой поверхности выравнивания. Фаза поднятий, последовавшая затем, продолжалась вплоть до раннего миоцена включительно и сменилась в позднем миоцене вновь эпохой выравнивания рельефа. Новое поднятие, продолжавшееся с перерывами в течение плиоцена и четвертичного периода, имело амплитуду до 900—1400 м.

ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

Материалы по неотектонике Японских островов содержатся в многочисленных работах [Кобаяси, 1957, *Geology and mineral resources of Japan*, 1956; Hall, Watanabe, 1933; Hanzawa, 1935; Hatori, Kaizuka, Nagase, Ota, Sigimura, Yoshikawa, 1964; Imamura, 1937; 1953, Imamura, Sekiguti, 1939; Inoue, 1960; K. Kobayashi, 1965; T. Kobayashi, 1953; Makiyama, 1924, 1928; Nakano, 1956; Sakaguchi, 1959; Shikama, 1956; Takai, Matsumoto, Toriyama, 1963; Tokiniko, 1962; Tsuboi, 1939; Yabe, 1929; Yabe, Toyama, 1934; Yoshikawa, 1956; Yoshikawa, Kaizuka, Ota, 1964]. Сведения по неотектонике Японских островов можно найти и в трудах советских исследователей [Гальцев-Безюк, 1964б; Кропоткин, Шахарстова, 1965; Рудич, 1962а, б и др.].

Современный рельеф Японских островов создан неотектоническими движениями, деформировавшими исходную поверхность денудационного выравнивания. Реликты ее наблюдаются на всех Японских островах [Треварта, 1949; Hall, Watanabe, 1933; Kobayashi, 1953]. Возраст ее определяется как плиоценовый или раннемиоценовый. Не исключена возможность, что имеются реликты разновозрастных поверхностей выравнивания. В горных районах поверхности выравнивания были подняты на высоту 1—3 км. В депрессиях, судя по мощности неогеновых и четвертичных отложений, амплитуда погружения составляла от 1—2 до 7 км. Общий размах неотектонических движений достигает 3—10 км.

Значительные участки рельефа созданы в результате молодой (в значительной мере четвертичной) вулканической деятельности (плато, вулканы).

На о. Хоккайдо происходит стык между Сахалино-Хоккайдинской и Курило-Камчатской дугами. Первая характеризуется здесь почти меридиональным простиранием и переходит в структуры о. Сахалина, имеющие то же простирание. Этому направлению на о. Хоккайдо соответствует антиклинорий, образующий хребты (с севера на юг) Китаками, Токати и Хидака; высоты их колеблются от 1000 до 2000 м, достигая максимальной (гора Асахи — 2250 м) в месте пересечения Японской и Курило-Камчатской дуг. На вершинах хребтов развиты реликты поверхностей выравнивания на высотах 1000—2000 м. Западнее описанного антиклинория располагается интрагеосинклиналь Исикари, в которой в неогене продолжались погружения, образовавшие толщу осадков мощностью 5—7,9 км [Geol. a. min. res. Japan, 1956] с несколькими несогласиями. Наиболее интенсивные дислокации являются послемииоценовыми (фаза Пост-Кавабата). В восточной части Хоккайдо орографические элементы имеют курило-камчатское (северо-

восточное) простирание. В неогене здесь образовалась 4-километровая толща угленосных осадков. Наиболее интенсивный тектогенез проявился на границе миоцена и плиоцена. К четвертичному времени относится образование вулканического хр. Сиретоко, вулкана Мескан и равнины юго-восточного Хоккайдо. Серия террас говорит о четвертичных поднятиях острова. Общая амплитуда неотектонических движений, таким образом, достигает здесь 7—10 км [Кропоткин, Шахварстова, 1965].

Юго-западная часть о. Хоккайдо, о-ва Хонсю, Сикоку и Кюсю относятся к Главной Японской дуге. Последняя делится зоной Фосса Магна на северо-восточную и юго-западную части. Неотектонические структуры первой имеют север-северо-восточное или меридиональное простирание. С запада на восток здесь выделяются следующие неотектонические формы [Кропоткин, Шахварстова, 1965]: 1) молодые прогибы Нингата, Акита и др. (интрагеосинклиналь Уэцу), в которых неоген достигает мощности 5 км (а местами даже и 9,5 км); в настоящее время они представляют собой слабо всхолмленные равнины, над которыми местами поднимаются молодые вулканы; 2) Центральный хребет — сводовое поднятие высотой 1000—1500 м с вулканическими надстройками (вулканы Адзума — 1975 м, Ивате — 2040 м и др.); 3) зона узкой депрессии, используемой долинами рек Китаками и Абукума; 4) зона восточных горных массивов Китаками (абс. высоты 1000—1200 м, максимальные до 1900 м) и Абукума (1000 м); в их водораздельных частях сохранились реликты поверхности выравнивания. Возраст последней оценивается Холлом [Hall, Watanabe, 1933] как раннетретичный или меловой. Однако в связи с высокой тектонической мобильностью Японской дуги описываемая поверхность может быть позднечетвертичной.

Центральная часть Главной Японской дуги пересекается системой Марианско-Бонинской дуги в север-северо-западном, почти в меридиональном направлении. Район пересечения этих дуг характеризуется наиболее активными и максимальными по амплитуде неотектоническими движениями, наиболее контрастным рельефом, энергичным вулканизмом, высокой сейсмичностью. Здесь проходит Фосса Магна — Великий Грабен [Токино, 1962]. Его довольно ровное днище находится на абс. высоте 200—500 м. На нем располагаются высокие вулканические постройки: гора Амаги (1405 м), вулкан Хаконе (1439 м), вулкан Фудзияма (3776 м), гора Яцугатаке (2899 м), гора Хиути (2462 м). Между Фосса Магна и низкой равниной Канто возвышается массив Канто (1500—2500 м) с реликтами останцов поверхностей выравнивания в водораздельных участках. Западнее Великого Грабена располагаются хребты Хида (или Японские Альпы — 3063 м), Кисо (2956 м), Акаиси (3192 м), протягивающиеся почти параллельно друг другу в север-северо-восточном направлении. На их водоразделах сохранились поверхности выравнивания. В хр. Хида обнаружены следы позднеплейстоценового карового оледенения [Итамуга, 1935].

Юго-западная часть Главной Японской дуги включает часть о. Хонсю (к юго-западу от Японских Альп), о-ва Сикоку и Кюсю. Здесь наблюдаются следующие неотектонические зоны [Кропоткин, Шахварстова, 1965]: 1) зона возвышенностей п-ова Тюгоку (плато Тамба и Киви — сильно расчлененный пенеплен, сводообразно изогнутый, с абс. высотами 1000—1200 м, имеющий по Кото меловой, а по Ябе плиоценовый возраст) и горы северной части о. Кюсю (горы Цукуси с останцами плиоценовой, по Холлу, поверхности выравнивания); 2) зона депрессии, образованная мелководным (18—46 м) Внутренним морем Сетоути (между о-вами Кюсю, Хонсю и Сикоку), возникшим в результате погружения поверхности выравнивания, и впадинами, представляющими теперь низменные, местами холмистые равнины, лежащие на продолжении депрессии Сетоути (низменность Осака, впадина

оз. Бива и др.); 3) возвышенности п-ова Кии на о-вах, Хонсю, Сикоку и южной части о. Кюсю (абс. высоты до 1500—1900 м), местами с лавовыми вулканами и лавовыми плато и с останцами поверхностей выравнивания. Берег имеет рiasовый характер, свидетельствующий о погружении суши. Эта зона сформировалась на основе интрагеосинклинали Накамура, в которой мощная толща мела и палеогена несогласно перекрыта миоценом. Последний дислоцирован на границе миоцена и плиоцена. Неоген достигает мощности 4 км.

Неотектонические движения Японских островов в значительной мере имеют унаследованный от более древних геологических эпох характер. Отчетливо выделяются фазы неотектогенеза на границе олигоцена и миоцена, миоцена и плиоцена, а также в четвертичное время. Им предшествовали эпохи с относительно спокойным тектоническим режимом. К какой из них относится формирование «исходной» поверхности выравнивания, в результате деформации которой создан современный рельеф, сказать теперь трудно из-за еще недостаточной изученности этой проблемы. Как указывалось, не исключена возможность, что наблюдаемые ныне реликты относятся к разновозрастным поверхностям, формировавшимся в перерывах между перечисленными выше фазами неотектогенеза.

АЛЯСКА

Специальных исследований по неотектонике Аляски нет, и материалы по этой проблеме содержатся в работах по геологии, геоморфологии и физической географии [Barnes, 1958a, b; Black, 1958a, b, c; Carps, 1932; Charman, 1958; Coats, 1956a, b; Dawson, 1894; Fenneman, 1931; G. M. Flint, 1958; R. F. Flint, 1957; Fraser, Snyder, 1959; Gryc, 1958a, b; Hicks, Shofnos, 1965; J. P. Hopkins, D. M. Hopkins, 1958; Hopkins, 1959a, b; Hopkins, Mac Neil, Leopold, 1960; Hopkins, Mac Neil, Merclin, Petrov, 1965; Karlstrom, 1961, 1964; Landscapes of Alaska, 1958; Miller, 1953; 1958, Moffit, 1913; Nelson, 1959; Powers, 1958; Powers, Coats, Nelson, 1960; Reed, 1958; Reed, Williams, 1958; Smith, Mertie, 1930; Snyder, 1957, 1959; Wahrhaftig, 1958, 1965 и др.].

Горные возвышенности древней Аляски к началу олигоцена были уничтожены денудацией почти до уровня моря; «ландшафт Аляски никогда не был более сглаженным или однообразным, чем в течение олигоценового времени» [Reed, Williams, 1958, стр. 5]. Поднятия и возрождение горного рельефа, а также прогибания и образование впадин начались на границе олигоцена и миоцена и продолжались с перерывами в течение всего неотектонического этапа истории развития земной коры. В отдельных регионах наблюдаются отклонения от указанной нижней возрастной границы новейших движений (в частности, на Алеутских островах, где рельеф нередко создан молодой, плейстоценовой, вулканической деятельностью). Однако в целом описываемая граница и здесь аналогична установленной на Азиатском континенте. Неотектонический этап здесь также осложняется фазами интенсификации движений, чередующимися с эпохами их ослабления, т. е. характеризуется неоднородным тектоническим режимом.

Неотектонические зоны северо-западной части Северной Америки различаются очень отчетливо. Наиболее активной является зона Тихоокеанской горной системы. Она представлена серией Береговых хребтов, которые на Аляске продолжаются горами Св. Ильи (6050 м) и Врангеля, а затем расщепляются на две ветви. Северная из них представлена вогнутой к югу дугой Аляскинского хребта (6193 м). Последний смыкается с Алеутским хребтом, продолжающимся западнее в виде цепочки Алеутских островов, образующих дугу, выпуклую к югу. Южная ветвь представлена горной системой Кенай-Чугач, которая на

юго-западе продолжается в Тихом океане горами о-вов Кадьяк, о-вов Тринити, Чирикова (внешняя дуга Алеутского архипелага). Между этими ветвями протягивается система подводных и надводных депрессий и низкогорья (зал. Кука, низменность Суситна, горы Талькетна, низменность Купер Ривер). Признаками новейших тектонических процессов являются интенсивные поднятия в горных районах, фиксируемые приподнятыми и расчлененными обрывками поверхностей выравнивания, и опускания в депрессиях, в которых накапливались неоген-четвертичные отложения. Наряду с пластическими деформациями обычны разрывы, которые хорошо картируются на суше и на морском дне в районе Алеутской дуги [Snyder, 1957; Powers, Coats, Nelson, 1960].

Г. Л. Снейдер [Snyder, 1959] отмечает, что Алеутская дуга испытала поднятие, вероятно, в середине третичного времени. Для конца третичного времени и начала четвертичного периода характерен интенсивный вулканизм. Затем следует период эрозии и денудации; после среднего плейстоцена — поднятия и новая вспышка вулканизма.

Описываемая зона характеризуется интенсивным вулканизмом. Здесь насчитывается около 80 вулканов, в основном сосредоточенных на Алеутских островах и в Алеутском хребте [Powers, 1958; Reed, Williams, 1958; Wahrhaftig, 1965 и др.]. 58 вулканов действовали после главной фазы последнего оледенения, а 47 активны с 1760 г. Рельеф многих вулканических островов создан в результате молодого четвертичного вулканизма. Однако имеются признаки и древнего рельефа. Так, например, на о-вах Сегула, Давыдова и Хворостова В. Г. Нельсон [Nelson, 1959] описал поверхность выравнивания под водой на глубине около 105 м, которая имеет среднетретичный (?) возраст.

На о-вах Южный Адак, Кадалашка, Канага, Танада, Делярова, Амчитка и Ближних имеются многочисленные реликты абразионных поверхностей выравнивания [Coats, 1956b; Fraser, Snyder, 1959; Powers, Coats, Nelson, 1960]. Многие из них несут следы ледниковой экзарации. Реликты этих поверхностей находятся на высотах около 1100, 800, 500—400 футов (соответственно около 335, 244, 152—122 м). На дне моря вокруг островов на глубинах 165—310 футов (около 50—94 м) наблюдаются погруженные древние береговые линии. Наиболее древней считают поверхность выравнивания на высоте 1100 футов. После ее образования следовало погружение, следами которого являются береговые линии, находящиеся теперь на дне моря. В раннем плейстоцене вновь произошло поднятие, в результате которого образовались реликты абразионных поверхностей, наблюдаемые на высотах 800, 500—400 футов. Самые молодые, голоценовые поднятия обозначены бенчами и пляжами, приподнятыми на высоту 5,5—9 футов (1,8—3 м).

Зону Алеутской островной дуги в неотектоническом отношении можно охарактеризовать как современную геосинклинальную область, а материковую часть описываемой зоны (Аляскинский хребет, горы Св. Ильи и др.) отнести к молодой эпигеосинклинальной складчатой области с энергичными процессами орогенеза и формирования депрессий. Здесь расположена наивысшая точка североамериканского континента — гора Мак Кинли (6193 м), а общая амплитуда неотектонических движений превышает 11 км.

Сведения по неотектонике этой зоны, кроме указанных выше источников, содержатся также в работах Ф. Ф. Барнеса [Barnes, 1958a, b], Р. Ф. Блэка [Black, 1958a, b], Д. Дж. Миллера [Miller, 1958], Г. А. Поуэрса [Powers, 1958], Дж. К. Рида [Reed, 1958], К. Вархафтига [Wahrhaftig, 1958] и др.

Другая зона интенсивных горообразовательных движений представлена горной системой, называемой хр. Брукса (3048 м). Вместе с горами Макензи, расположенными на территории Канады, она при-

надлежит системе Скалистых гор Северной Америки [Грус, 1958b; Wahrhaftig, 1965]. В тектоническом отношении описываемая зона относится к категории эпигеосинклинальных складчатых областей с отчетливо проявленным ларамийским тектогенезом. В горной системе Брукса различаются Центральный и Восточный хребты Брукса (в которые входят горы Эндикотт, Филиппа Смита, Давидсона, Франклина, Романцова); горы Де Лонга, Бэрда. Из наиболее крупных депрессий следует отметить низменность Ноатак, разделяющую горы Де Лонга и Бэрда. К северному склону хр. Брукса примыкает полоса холмистых предгорий, опускающаяся постепенно к прибрежной равнине. В описываемой зоне преобладают субширотные неотектонические поднятия с суммарной амплитудой до 1,5—3 км за неотектонический этап, разделенные межгорными депрессиями.

Между двумя описанными зонами системы Скалистых гор и Тихоокеанской горной системы располагается зона межгорных плато и впадин, к которой относится внутренняя и западная Аляска [Black, 1958b; Chapman, 1958; J. P. Hopkins, D. M. Hopkins, 1958; Wahrhaftig, 1965]. В нее входят горные районы: п-ов Сьюарда, холмы Нулато, горы Ахклул, Кусококуим, плоскогорья Индиан Ривер, Юкон-Танана, возвышенности Кокрине-Ходзана, плато Поркупайн и равнины: берингово-морской шельф, прибрежная низменность Юкон-Кусококуим, низменность Танана-Кусококуим, равнины Койюкук, Юкон, Канути, низменность Новитна и др. [Wahrhaftig, 1965]. Абсолютные высоты возвышенностей не превышают 2000 м, но чаще ниже 1000 м. Перечисленные возвышенности и равнины образованы неотектоническими положительными и отрицательными движениями. Амплитуда поднятий достигает здесь за неотектонический этап 1,5 км. Структуры вытянуты по простиранию зоны на севере в субширотном направлении, на юге от юго-западного (на западе) до юго-восточного (на востоке) соответственно изгибу Аляскинского и Алеутского хребтов.

Описываемая зона, так же как и предыдущая, относится к эпигеосинклинальной складчатой области, но характеризуется меньшим размахом неотектонических движений и, следовательно, меньшей контрастностью неоструктур и рельефа.

Самостоятельную неотектоническую зону составляет арктическая прибрежная равнина. Здесь 3—45-метровая толща морских четвертичных отложений залегает на горизонтальнослоистых угленосных меловых (местами нижнетретичных) отложениях. Эпоха погружения, в которую формировался морской плейстоцен, сменилась, по-видимому, недавним поднятием. Амплитуда последнего достигает нескольких метров у берега моря и 180 м у тыловой закраины равнины [Грус, 1958a; Wahrhaftig, 1965]. Описываемая равнина может быть отнесена к категории платформенных неоструктур.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Для материковой части востока Азии имеются лишь приближенные вычисления скорости неотектонических движений для немногих точек. Для восточного склона Сихотэ-Алиня в районе устья р. Тетюхе по вычислениям Ю. Ф. Чемякова [1964б] скорость поднятия оказалась равной 0,67 см/год за последние 3000 лет. За это время обнаруженные им остатки неолитической стоянки, перекрытые тонким слоем галечника на уровне базиса эрозии (Японского моря), поднялись на высоту 20 м.

В районе Амурского залива (Южное Приморье) Г. С. Ганешин [1956б] определил скорость регрессии Японского моря за последние 3000 лет в размере 0,03—0,07 см/год на основании изменения положения

ния древней береговой линии, датированной неолитическими памятниками*.

Для Северо-Китайской равнины Хуан Цзи-цинъ [1960] установил скорость погружения, равную $0,1 \text{ см/год}$.

В современной геосинклинальной зоне оценки более многочисленны. Однако они чаще всего относятся к современным движениям, изучаемым при помощи прецизионных повторных нивелировок. Эти наблюдения систематически ведутся на Японских островах уже в течение нескольких десятилетий [Кобаяси, 1957; Иноэ, 1960 и др.].

Крупные землетрясения вызывают значительные изменения в рельефе, обусловленные локальными поднятиями или опусканиями, амплитуда которых достигает нескольких метров, а иногда десятков и первых сотен метров. Так, например, во время землетрясения 1946 г. на юго-восточном побережье о. Сикоку положение репера Кирагава изменилось на 50 см [Yoshikawa, Kaizuka, Ota, 1964]. Во время землетрясения 1923 г. дно северо-восточной части зал. Сагами (о. Хонсю) было приподнято на 200 м , а юго-западная часть погрузилась на 100 м .

Схемы современных вертикальных движений земной поверхности на Японских островах, составленные Г. Имамура и Т. Секигути [Imamura, Sekiguti, 1939] и Э. Иноуэ [Иноэ, 1960], показывают значительную дифференцированность и существенные различия в скорости этих движений. На схеме Э. Иноуэ, составленной по данным повторных нивелировок за $50\text{--}60$ лет, выявляются следующие районы погружений (в скобках указаны их амплитуды): юго-восточная часть Хоккайдо (40 см), восточное побережье о. Хонсю близ Токио (50 см), южное и юго-юго-восточное побережье о. Хонсю (45 см), о. Сикоку (60 см) и поднятия: западное побережье северной части о. Хонсю (20 см), центральная, средняя часть о. Хонсю ($20\text{--}50 \text{ см}$).

Т. Кобаяси [1957] и Э. Иноуэ [Иноэ, 1960] свели имеющиеся геодезические данные по новейшим движениям. Повторные нивелировки показали, что п-ов Тюгоку (западная часть о. Хонсю) за $1891\text{--}1929$ гг. поднялся на 9 см (в среднем $0,24 \text{ см/год}$). За 55 лет восточная часть равнины Токио опустилась на 120 см (в среднем $2,18 \text{ см/год}$). Часть северо-западного побережья о. Хонсю близ г. Ниигата за 35 лет испытала погружение на $11,3 \text{ см}$ (в среднем $0,32 \text{ см/год}$). Эти поднятия и погружения были неравномерными; они то усиливались, то замедлялись, поэтому средние значения указывают лишь на порядок цифр, что необходимо для приближенного сравнения данных по современным движениям.

П. Н. Кропоткин [Кропоткин, Шахварстова, 1965] оценивает скорость современных движений на поднятиях $0,5\text{--}0,8 \text{ см/год}$ (до 2 см/год на м. Мурото) и в прогибах $1\text{--}2 \text{ см/год}$.

Сведения о скорости движений за большие промежутки времени немногочисленны. Т. Иосикава, С. Кайзука и И. Ота [Yoshikawa, Kaizuka, Ota, 1964] указывают, что м. Мурото на о. Сикоку за последние $170\,000$ лет поднимается со скоростью около $0,2 \text{ см/год}$. Предполагают, что горные хребты Японских островов созданы в течение четвертичного времени поднятиями, происходящими со скоростью несколько миллиметров в год [Hatori, Kaizuka, Naruse, Ota, Sigimura, Yoshikawa, 1964]. Погружение равнины Канто идет со скоростью $0,13 \text{ см/год}$ в течение последних 6000 лет, $0,13 \text{ см/год}$ за $100\,000$ лет, $0,13 \text{ см/год}$ за $300\,000$ лет и $0,1 \text{ см/год}$ в течение последнего миллиона лет [Sugimura, Naruse, Matsuda, 1966].

* Возможно, что эта регрессия вызвана не поднятием суши, а эвстатическим снижением уровня океана, которое на Дальнем Востоке наблюдается после климатического голоценового оптимума и имеет амплитуду $4\text{--}6 \text{ м}$.

Для Курильских островов оценок скорости неотектонических движений не имеется. Можно определить их здесь очень приблизительно по высотам террас. Так, например, если возраст 300-метровой террасы с остатками морских моллюсков на о. Итурупе [Власов, 1959а] является верхнеплейстоценовым, то скорость поднятия в данном пункте за последние 100 000 лет составит $0,3 \text{ см/год}$. На других участках побережья о. Итурупа развита 20—30-метровая терраса с остатками морских ежей [Желубовский, 1956]. На нее налегают морены последнего (сартанского, селитканского) оледенения, возраст которого оценивается 20—12 тыс. лет. Время формирования 20—30-метровой террасы поэтому определяется приблизительно как второе позднеплейстоценовое межледниковье (40—20 тысяч лет назад). Следовательно, за последние 20 000 лет скорость поднятия составляла около $0,1—0,15 \text{ см/год}$. Приведенные оценки весьма приблизительны, так как не учтены влияние гляциоэвстатического фактора и неравномерность движений. Принимая во внимание, что в настоящее время наблюдается послеледниковая трансгрессия, вычисленные выше цифры, по-видимому, или близки к средним, или несколько преувеличены.

На юго-восточном побережье Аляски в районе зал. Якутат скорость поднятия достигает $0,7 \text{ см/год}$, увеличиваясь близ Скэгвэя и Джуно до 2 см/год и более. Район бухты Бартлет (зал. Глейшер) с 1922 по 1960 г. поднялся на 158 см со средней скоростью 4 см/год [Hicks, Shofnos, 1965].

По данным Ч. Цубои [Tsuboi, 1939], скорость современных поднятий на тихоокеанском побережье Северной Америки составляет: в порте Симпсон (Британская Колумбия) $0,1 (\pm 0,28) \text{ см/год}$, на о. Ванкувер $0,02 (\pm 0,13 \text{ см/год})$, в Сиэтле $0,01 (\pm 0,06) \text{ см/год}$ и в Лос-Анджелосе $0,75 \text{ см/год}$.

Приведенные выше данные весьма разноречивы. К тому же в них часто не учитываются колебания уровня моря. Однако их сравнение позволяет сделать некоторые выводы. Современные поднятия в зоне кайнозойской складчатости (островные дуги и западное побережье Северной Америки) характеризуются большой дифференцированностью и значительными различиями в скоростях (от $0,01$ до $4,0 \text{ см/год}$). Скорости опусканий достигают 2 см/год . Скорости поднятий, определенные за время от нескольких десятков тысяч лет до продолжительности всего четвертичного периода, не превышают $0,1—0,3 \text{ см/год}$. Аналогичные цифры получены П. Н. Кропоткиным [Кропоткин, Шахварстова, 1965] для поднятий и опусканий в подвижных поясах на протяжении плиоцена и четвертичного периода ($0,1—0,3 \text{ см/год}$).

Неотектонические движения в зоне мезозойской складчатости также имеют дифференцированный характер. Их скорости в целом здесь менее значительны, чем в зоне кайнозойской складчатости, хотя в отдельных районах и не уступают последним.

П. Н. Кропоткин [Кропоткин, Шахварстова, 1965] указывает, что, если оценивать скорость движений за десятки и сотни миллионов лет, то она окажется значительно меньшей, чем приведенные выше. По данным М. Кэя и Л. А. Варданянца, скорость прогибания в геосинклиналях за десятки и сотни миллионов лет составляет всего $0,005—0,02 \text{ см/год}$. Эта закономерность подмечена и многими другими исследователями.

Резкое различие между скоростями неотектонических движений и скоростями, вычисленными за продолжительные отрезки времени, объясняется следующими причинами: 1) неотектонический этап в целом характеризуется повышенными скоростями, так как является крупной фазой тектонической активизации; 2) при вычислении средних оценок за продолжительное время их значения сильно снижаются вследствие переменного характера движений (так как средние оценки определя-

ются с учетом времени, падающего как на фазы тектогенеза, так и на разделяющие их эпохи относительно спокойного тектонического режима); 3) при исчислении средних оценок за длительные интервалы их значения могут снижаться сменой знака движений (поднятия прогибанием и наоборот), тем более частой, чем продолжительнее временной интервал (осредняющее значение колебательных движений).

ПРОБЛЕМА ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

В течение последних десятилетий накапливаются факты, свидетельствующие о широком распространении горизонтальных неотектонических движений. На материковой суше Востока СССР их изучению не уделялось достаточного внимания, и имеющиеся материалы очень скудны. Они ограничиваются преимущественно сведениями о сдвигах небольшой амплитуды по линиям разломов и надвигах, имеющих до неотектонический возраст.

Основным регионом, в котором вопрос о горизонтальных движениях приобрел наибольшую актуальность, является зона сочленения материка и океана. Здесь решение этого вопроса связано с такими фундаментальными проблемами геологии, как происхождение материков и океанов, базификации земной коры или горизонтального дрейфа материков. Обсуждение этих проблем вылилось в конечном итоге в форму дискуссии «мобилистов» — сторонников обширных горизонтальных движений — и «фиксистов», отвергающих подобную возможность. Наиболее ярким представителем первого направления является П. Н. Кропоткин, относящийся к категории умеренных мобилистов, а второго направления — В. В. Белоусов.

Важнейшей структурой востока Азии, возникновение которой относится еще к донеотектоническому этапу, является глубинная «зона скалывания», связанная с островными дугами и падающая в сторону материка. По мнению большинства исследователей (Г. Бенъоф, С. Н. Бубнов, Д. Григгс, Б. Гутенберг, Р. Диц, А. Н. Заварицкий, Э. Краус, Т. Кобаяси, П. Н. Кропоткин, Б. Уиллис, Дж. Умбгров, Г. Хесс, Р. Швиннер, Г. Штилле и многие другие), она отражает надвиг сиалической коры на дно Тихого океана. Г. Штилле объясняет этот процесс как результат сжатия Земли (с позиций контракционной гипотезы). Другие исследователи обычно связывают его с подкоровыми конвекционными течениями вещества верхней мантии.

В 1961—1962 гг. Р. С. Дитцем [Dietz, 1961] и Г. Г. Хессом [Hess, 1962] сформулирована гипотеза расширения (или расползания, растекания) океанического дна (*the sea-floor spreading*). Согласно этой гипотезе наблюдающиеся в океанах срединно-океанические хребты рифтового строения* (георифтогенали, по Г. Б. Удинцеву, или таласиды, по Ю. Ф. Чемякову) образовались в осевых частях восходящих конвекционных потоков вещества верхней мантии. Последние, поднимаясь, разделяются на два горизонтальных потока,двигающихся от осей указанных хребтов к материковым глыбам и обуславливающих билатеральный дрейф глыб океанической коры в направлении, перпендикулярном к осям срединно-океанических хребтов. Осевые зоны этих хребтов рассматриваются как зоны перманентного воспроизводства все новых и новых «порций» (блоков) океанической коры. Нисходящие ветви конвекционных ячеек располагаются на окраинах континентов, под островными дугами. Последние рассматриваются как зоны сжатия (сокращения) земной коры.

* В осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия рифтовые долины отсутствуют.

Другая группа ученых, к которой относятся Б. Айзекс (Isacks), К. Ле Пишон (Le Pichon), У. Дж. Морган (Morgan), Д. П. Маккензи (McKenzie), Дж. Оливер (Oliver), Л. Р. Сайкс (Sykes), У. М. Элассер (Elasser) и другие исследователи, разрабатывает гипотезу мобильной литосферы или гипотезу тектоники жестких «плит» литосферы (concept of mobil lithosphere, concept of plate tectonic). При этом под «плитами» понимаются гигантские жесткие блоки литосферы (например, дно Тихого океана между островными дугами Восточной Азии и Восточно-Тихоокеанским подводным поднятием). Основы ее наиболее полно изложены Б. Айзексом, Дж. Оливером и Л. Сайксом [Isacks, Oliver, Sykes, 1968]. Согласно гипотезе литосфера (включающая земную кору и верхнюю часть верхней мантии до глубины около 100 км) представляет собой сложное сочетание жестких латерально мегаблоков («плит»), разделенных подвижными зонами и испытывающих горизонтальные движения по слою астеносферы. Оси срединно-океанических хребтов, так же как и в гипотезе расширения океанического дна, рассматриваются как зоны расширения, раздвигания океанической коры, а глубоководные желоба по окраинам континентов — как зоны погружения «плит» литосферы и сокращения земной коры. В основе гипотезы лежит идея, что конвекционные течения в астеносфере являются компенсационными и контролируются конфигурацией и движениями мегаблоков, а не геометрической системой простых по форме конвекционных ячеек, как это предусматривается идеализированной моделью Земли, построенной в соответствии с гипотезой расширения океанического дна вследствие конвекционных течений Хесса и Дитца.

П. Н. Кропоткин [Кропоткин, Шахварстова, 1965] подчеркивает, что зона молодых складчатых сооружений и островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса отделена от материка зоной краевых прогибов и впадин окраинных морей. Первую он считает зоной горизонтального сжатия. Движение масс происходит здесь в сторону океана. Отделение островных дуг от материка и образование впадин Охотского и Японского морей объясняются как результат подкоровых течений. Первоначально единый надвиг Азиатского материка на дно Тихого океана из-за неравномерности движения разбился на серию островных дуг. Их выпуклые части наиболее значительно продвинулись, а в местах сочленения дуг наблюдалось взаимное торможение и отставание в движении. Эшелонное строение Курильских островов, а также поворот структур Южной Камчатки на юго-восток П. Н. Кропоткин объясняет горизонтальными сдвигами по поперечным разломам, оценивая их суммарную величину в 150 км по отношению к Центральной Камчатке.

Отметим, что следы этих движений не обнаруживаются в рельефе Курило-Камчатского желоба, что, вероятно, объясняется его слабой изученностью или более молодым возрастом.

На Японских островах мелкие сдвиги (на 2—8 м) наблюдаются обычно по линиям сбросов [Кобаяси, 1957]. Во время землетрясения Танго юго-западное крыло шарнирного сброса Гомура передвинулось к юго-востоку на 2,27 м, а юго-восточное крыло сброса Ямадо опустилось на 0,7 м и сдвинулось к юго-западу на 0,8 м. Как правило, западные крылья сбросов на Японских островах во время землетрясений смещаются к югу. Землетрясение 1923 г. вызвало сдвиги к северу о. Осима (у п-ова Идзу) на 3,9 м и горы Амаги (на п-ове Идзу) на 2,9 м с одновременными вертикальными перемещениями.

Повторные триангуляции показали наличие зон сжатия (возвышенности центрального Хонсю, небольшие участки п-ова Тюгоку и в юго-западном конце о. Сикоку) и зон растяжения (внутреннее море Сето-ути, низменность от зал. Кии до оз. Бива, южная часть низменности Канто) [Иноэ, 1960]. Зоны сжатия характеризуются большей мощно-

стью земной коры. Скорость сжатия для центральной части о. Хонсю достигала за последние десятилетия 5 см/год , а скорость смещения масс по поперечному сдвигу от зал. Вакаса до зал. Исеноуми — в среднем 8 см/год (при суммарном передвижении $4\text{--}4,5 \text{ м}$ за $50\text{--}60$ лет). Причиной описываемых движений Иноуэ [Inoue, 1960] считает боковое давление со стороны материка или сжатие дуги между континентом и океаном.

Т. Кобаяси [Kobayashi, 1941, 1956], С. Н. Бубнов [Bubnoff, 1942] и другие исследователи считают, что Японское море возникло в результате дрейфа Японской дуги на юго-восток. Суммарное ее перемещение достигало $400\text{--}430 \text{ км}$ при средней скорости движения $0,5 \text{ см/год}$, сопоставимой со скоростью ($0,3\text{--}2 \text{ см/год}$), установленной повторными триангуляциями в Калифорнии, на Японских островах, на островах Новой Зеландии [Кропоткин, Шахварстова, 1965]. Начало этого (продолжающегося и теперь) процесса относится к раннему триасу.

Признаки горизонтальных движений обнаруживаются и на других территориях. Так, например, суммарные перемещения по Альпийскому разлому в Новой Зеландии составляют 450 км [Веллман, 1957], по сдвигу в районе Новые Гебриды — острова Фиджи — 1000 км [Hess, Maxwell, 1953], по разлому Сан-Андреас в Калифорнии — $350\text{--}550 \text{ км}$ [Hamilton, 1961].

Многочисленны факты, говорящие о горизонтальных движениях на дне Тихого океана. Некоторые из этих процессов начались в геологическом прошлом, но продолжались и в течение неотектонического этапа, что делает необходимым их рассмотрение в данном разделе.

Наличие конвекционных течений* и явление расширения океанического дна после работ Ф. Дж. Вайна и Д. Х. Мэтьюса [Vine, Matthews, 1963], Ф. Дж. Вайна и Дж. Т. Уилсона [Vine, Wilson, 1965] и Ф. Дж. Вайна [Vine, 1966] не подлежат сомнению. Обнаружено, что магнитные аномалии на дне Тихого океана (и других океанов) вытянуты в виде полос, параллельных осевым линиям рифтовых сооружений и расположенных строго симметрично по обе стороны последних. Последовательность чередования полос положительных и отрицательных аномалий к востоку и западу от осевых линий хребтов точно соответствует подразделениям геохронологической палеомагнитной шкалы, разработанной А. Коксом, Р. Р. Доуллом и Г. Б. Далримплом [Cox, Doell, Dalrymple, 1965 и др.] и датированной калий-аргоновым методом от 4 млн. лет до настоящего времени. При этом положительные аномалии отвечают (в зависимости от масштаба проявления) эпохам или кратковременным эпизодам нормальной геомагнитной полярности, а отрицательные — эпохам и эпизодам обратной геомагнитной полярности.

Таким образом, чем далее аналогичные аномалии расположены от осевых линий хребтов, тем они древнее, и наоборот. Этот факт свидетельствует о наличии потоков в верхней мантии, поднимающихся снизу к осевым зонам хребтов, а затем расходящихся перпендикулярно от них в обе стороны. При этом поднимающиеся массы вещества намагничивались положительно или отрицательно в зависимости от того, в какую из эпох (или эпизодов) они попадали под осевую зону хребта. В дальнейшем эти определенным образом намагниченные массы вещества удалялись постепенно от осевых линий хребтов, уступая место все более и более молодым порциям беспрерывно поступающего вещества верхней мантии.

Зная расстояние, на которое удалена та или иная аномалия от осевой линии хребта, и ее возраст, можно определить скорость движения коры в данном пункте. Она равна для хр. Хуан де Фука $2,9 \text{ см/год}$, а для Восточно-Тихоокеанского поднятия — $4,4 \text{ см/год}$. Скорость же

* Возможно компенсационного характера.

расширения океанического дна в указанных пунктах составляет соответственно 5,8 и 8,8 *см/год*. В срединноокеанических хребтах других океанов скорости движений колеблются от 1,5 *см/год* (северо-западная часть Индийского океана, южная часть Атлантического океана) до 1 *см/год* (хр. Рейкьянес в Северной Атлантике).

Тот факт, что меридионально протягивающиеся полосы магнитных аномалий и осевая линия Восточно-Тихоокеанского поднятия обрезаются северо-западными структурами Кордильер Северной Америки, Ф. Дж. Вайн объясняет надвиганием североамериканского континента на дно Тихого океана вследствие энергичных процессов раздвигания Атлантического океана. Этому процессу должно было бы мешать встречное движение дна Тихого океана. И действительно, по данным Ф. Дж. Вайна, оно для плиоцена имело западно-восточное направление (от срединной линии океанического поднятия), но в послеплиоценовое время изменилось на северо-западное — юго-восточное. Таким образом, если ранее массы вещества направлялись под североамериканский континент, то после плиоцена они распространялись вдоль побережья материка (на северо-запад и юго-запад от осевых линий рифтовых сооружений).

П. Н. Кропоткин обратил внимание на то, что Алеутская дуга несет меридионально ориентированные полосы магнитных аномалий. Это говорит о ее более молодом возрасте по сравнению с последними.

Считая скорость конвекционных течений постоянной, Ф. Дж. Вайн разработал палеомагнитную геохронологическую шкалу на последние 11 млн. лет и сделал попытку определения возраста Северо-Восточной впадины Тихого океана. Он принял ее восточный склон за западный склон Восточно-Тихоокеанского поднятия. Измерив его длину на восток от осевой линии хр. Горда (который ранее являлся частью этого поднятия) и зная среднюю скорость движения (4,4 *см/год*), Ф. Дж. Вайн установил, что этот склон формировался в течение 80 млн. лет. Следовательно таков же возраст и Восточно-Тихоокеанского поднятия (поздний мел).

Как установлено позднейшими исследованиями, максимальная скорость движения дна Тихого океана достигает 6 *см/год*, а раздвижения океанического дна — 12 *см/год*.

К настоящему времени произведена корреляция палеомагнитных аномалий на дне всех океанов (в том числе и Тихого) и выделены ключевые аномалии, получившие номера от 1 (в осях талассид) до 32 (на флангах талассид). Возраст аномалии № 5 составляет 10 млн. лет, аномалии № 18 — около 45 млн. лет и аномалии № 32 — около 70 млн. лет. Более древние аномалии не поддаются уверенной корреляции. Детальное освещение этих материалов дано в сводной работе Ле Пишона [Le Pichon, 1968].

Глубоководное бурение, производимое экспедиционным судном «Гломар Челленджер» с 1968 г. по настоящее время на дне океанов (в том числе и Тихого), подтвердило гипотезу раздвижения океанического дна и показало его скорость в пределах 1—4 *см/год* [Deep Sea Drilling Project, 1969].

Срединно-океанические хребты и поднятия (для которых автор предложил собирательный термин «талассиды») пересекаются с системой поперечных разломов или сдвигов. В Тихом океане крупнейшими из них являются (с севера на юг): Мендосино, Пайонир, Мэррей, Молокай, Клэрион, Клиппертон, Сала-и-Гомес. Некоторые исследователи рассматривают их как обычные сдвиги и разломы [Белоусов, 1970 и др.]. Другие трактуют их как трансформные разломы или сдвиги — особый класс разрывных нарушений, возникающих и развивающихся одновременно с рифтами [Wilson, 1965]. Направление движения по ним обратное: не к осям талассид (как у обычных сдвигов), а от осей та-

лассид к их периферии. Это объясняется билатеральным смещением земной коры, перманентно создающейся в осях талассид. Горизонтальное перемещение коры вдоль трансформных разломов компенсируется расширением океанического дна в осевых зонах талассид.

Ряд крупных исследователей выступает против гипотез расширения океанического дна и мобильной литосферы [Белоусов, 1970].

Большие успехи в изучении неотектоники дна океанов, в частности дна Тихого океана, достигнуты советскими исследователями [Удинцев, 1966; Виноградов и др., 1969]. Их исследования привели к обоснованию особого, георифтогенального процесса, вызывающего образование георифтогеналей (срединно-океанических хребтов и поднятий типа Восточно-Тихоокеанского) на дне океанов. Ими охарактеризована сложная «корово-мантийная» блоковая структура георифтогеналей, их гарцбургит-лерцолит-серпентинит-габбро-базальт-гранулитовый комплекс пород, образующий специфическую магматическую формацию. Для георифтогеналей характерны минимальная мощность океанической коры (3,5—7 км) и процесс зонной плавки мантийного вещества. Георифтогенали образуются под воздействием восходящих потоков разуплотненного вещества верхней мантии, возникающих вследствие гравитационной конвекции [Артюшков, 1968]. По мнению Г. Б. Удинцева, георифтогенали наряду с геосинклиналями и платформами являются крупнейшей геоструктурной категорией земной коры.

Из краткого обзора состояния проблемы неотектонических горизонтальных движений видно, что некоторые ее аспекты являются еще весьма гипотетичными, а другие теперь уже следует относить к категории твердо установленных фактов. В настоящее время обязательным элементом геоморфологических, неотектонических и геологических исследований широкого профиля должно быть изучение горизонтальных движений земной коры.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Начало неотектонического этапа для всей рассматриваемой территории датируется границей палеогена и неогена с небольшими вариациями в ту или иную сторону в отдельных регионах. Этот рубеж имеет важнейшее значение для геологической истории и нашел подтверждение в разделении третичной системы на палеогеновую и неогеновую.

Как известно, по вопросу об изменении интенсивности тектонических движений во времени существуют две крайние точки зрения. Согласно одной из них геологическая история складывается из сравнительно кратковременных фаз геотектогенеза и более длительных эпох тектонического покоя. Другая точка зрения постулирует непрерывность тектонических движений, отрицая наличие фаз геотектогенеза и обвиняя сторонников первой точки зрения в неокатастрофизме. Как показывают имеющиеся к настоящему времени материалы, ни та, ни другая точки зрения в чистом виде не могут быть приняты. Можно считать установленным фактом, что тектонические движения, как правило, являются непрерывными. Однако интенсивность их во времени резко меняется. Наблюдаются отчетливо различающиеся фазы геотектогенеза, разделяемые эпохами относительно спокойного тектонического режима. В течение последних тектонические движения не прекращаются, но интенсивность их весьма значительно ослабевает. Эти особенности тектонического режима находят отчетливое выражение в истории развития макрорельефа земной поверхности. Фазам геотектогенеза соответствует развитие наиболее контрастного рельефа, формирующегося при господстве эндогенных факторов морфогенеза, а эпохам относительно спокойного тектонического режима — развитие выравненного релье-

фа, который формируется в условиях господства экзогенных факторов рельефообразования. Фаза тектогенеза (мобильная фаза) и следующая за ней эпоха относительно спокойного тектонического режима (стабильная фаза) в совокупности образуют геологический цикл, геоморфологическим эквивалентом которого является морфоцикл. Это цикл развития макрорельефа земной поверхности, складывающийся из фазы развития контрастного рельефа и сменяющей ее фазы формирования выровненного рельефа [Чемеков, 1964а, 1965б, 1970]. Продолжительность морфоциклов может быть различной. Она зависит от длительности геологических циклов [Балуховский, 1966] и меняется в пределах от нескольких миллионов до нескольких сотен миллионов лет.

Почти во всех регионах описываемой территории наблюдаются реликты донеогеновой поверхности выравнивания (местами она продолжала формироваться и в течение раннего миоцена). Описаны реликты поверхностей выравнивания, имеющих возраст миоценовый, плиоценовый и четвертичный.

Наиболее полное выравнивание рельефа наблюдалось в преднеогеновую эпоху. Об этом свидетельствует расположение реликтов донеогеновой поверхности выравнивания в водораздельных частях горных хребтов и на вершинах возвышенностей. Таким образом, неотектоническому этапу предшествовала длительная эпоха относительно спокойного тектонического режима и выравнивания рельефа, которая относится к предыдущему тектоническому и геоморфологическому циклу.

Более молодые поверхности выравнивания, как правило, являются недоразвитыми. Они не срезают горный рельеф целиком, а опоясывают горные системы по периферии, образуя подобие «горной лестницы» (термин, предложенный К. К. Марковым вместо менее удачного понятия «предгорная лестница» В. Пенка) с широкими ступенями и обуславливая ярусность рельефа.

Наличие горного рельефа с разновозрастными ступенями поверхностей выравнивания говорит о восходящем развитии рельефа в течение всего неотектонического этапа, прерываемого кратковременными интервалами относительно спокойного тектонического режима, в течение которых формировались недоразвитые поверхности выравнивания. Таким образом, эндогенный фактор рельефообразования явно господствовал во время неотектонического этапа. Поэтому последний можно рассматривать как крупную фазу геотектогенеза, начинающую последний крупный незавершенный геологический и геоморфологический цикл. Продолжительность этой фазы составляет около 30 млн. лет.

Описываемая крупная фаза тектогенеза осложнена фазами меньшего таксономического значения: 1) на границе палеогена и неогена (иногда предраннеолигоценовая или раннемиоценовая), 2) на границе миоцена и плиоцена (иногда позднемиоценовая), 3) на границе плиоцена и раннего плейстоцена, 4) в среднем — позднем плейстоцене. Для Сахалино-Камчатской области эти фазы получили собственные названия: курильская (в раннем миоцене), алеутская (в позднем миоцене), сахалинская (между плиоценом и ранним плейстоценом) и охотская (средне-позднечетвертичная). Перечисленные фазы активизации тектонических движений отражают тектоническую цикличность меньшего таксономического ранга, накладывающуюся на крупный неотектонический цикл развития земной коры.

Неотектоническими движениями создана эндогенная основа наблюдаемого в настоящее время рельефа (морфоструктура), которая в процессе формирования испытывала влияние экзогенных агентов, накладывающих на нее орнамент экзогенных форм, образующих в совокупности морфоскульптуру земной поверхности.

Характер неотектонических движений и создаваемые ими неструктурные формы отличаются специфическими особенностями в различных

геоструктурных областях. Наибольшей контрастностью и дифференцированностью неотектонических движений отличаются Курило-Камчатская и Алеутская геосинклинальные области. Здесь развиты как пластические, так и разрывные деформации, создающие такие неоструктуры, как интрагеосинклинали, интрагеоантиклинали, горсты, грабены, глубинные разломы и многочисленные разломы неглубокого заложения. Эти области характеризуются высокой сейсмичностью и интенсивным вулканизмом.

Для складчатых областей характерны меньшая контрастность и дифференцированность неотектонических движений, чем в геосинклинальных областях. Здесь преобладают преимущественные поднятия, на фоне которых наблюдаются участки локальных погружений (нередко относительных). Для них характерны сводовые поднятия, местами имеющие рифтовое строение (впадина оз. Байкал), антиклинории, синклинории, горсты, грабены, многочисленные разломы. Как правило, складчатые формы всегда осложнены разрывными и нередко являются переходными между горстами и грабенами, с одной стороны, и антиклинориями и синклинориями — с другой. Нередко к подобным формам применяют названия горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Горсты и грабены редко встречаются в чистом «классическом» виде; обычно они асимметричны, нередко перекошены, склоны их осложняются сбросами меньшей амплитуды, нередко многоступенчатыми. Вулканизм и сейсмичность здесь менее интенсивны, чем в геосинклинальных областях.

Близкими к описанным по характеру неотектонических движений и неоструктур являются области эпиплатформенной активизации (северо-восточная часть Китайской платформы) и отличаются от них лишь большим развитием глыбово-блоковой тектоники.

Для платформенных областей типичны малоcontrastные движения (для голоцена преимущественно поднятия небольшой амплитуды), на фоне которых развиваются неоструктуры типа антеклиз, синеклиз и других форм, типичных для платформ.

Неотектоническая складчатость отчетливо выражена в толщах неоген-четвертичных осадков. Она наиболее интенсивна в областях современных геосинклиналей, наблюдается также и в складчатых областях.

Наиболее отчетливо в неотектонических движениях выявляется вертикальная составляющая. Ранее ей придавали значение если не единственного, то наиболее существенного фактора в неотектонике и морфогенезе. Горизонтальные же движения или игнорировались, или изучались очень слабо. В пределах материковой части описываемой территории они поэтому к настоящему времени исследованы совершенно недостаточно. Что касается океанического ложа, то здесь исследователь встречается как с твердо установленными фактами, говорящими о широком развитии следов горизонтальных движений, так и с гипотетическими построениями, еще недостаточно подтвержденными результатами исследований.

Среди наиболее насущных задач в области региональной неотектоники следует назвать необходимость расширения комплекса геофизических работ по изучению строения земной коры и верхней мантии, прецизионного инструментального исследования современных движений, накопления материалов не только по вертикальным, но и по горизонтальным движениям, расширение неотектонического картирования (в том числе и по различным возрастным «срезам»), дальнейшие углубленные исследования в области геоморфотектоники.

Важнейшей проблемой является выяснение причин неотектогенеза. Это кардинальная проблема не только неотектоники, но и тектоники в целом. Как можно предполагать, одной из основных причин неотек-

тонических движений является нестабильное состояние верхней мантии, той ее части которая расположена ниже литосферы (начиная со слоя астеносферы и ниже), составляющее особенность новой модели Земли, разработанной Ф. Прессом. Здесь вещество находится в состоянии от жидкого до плотного, наблюдаются горизонтальные и вертикальные неоднородности, инверсии плотностей, вызывающие тепловую и гравитационную конвекцию [Артюшков, 1968] и в конечном итоге выражающиеся в горизонтальных и вертикальных движениях земной коры и обуславливающие образование и развитие неоструктур различного таксономического ранга. Однако многие стороны этого процесса остаются неясными и ждут углубленного и тщательного изучения. Подобные исследования особенно необходимы, когда исследователь переходит от общей схемы к конкретному объяснению неоструктур изучаемого участка земной коры.

Важнейшей и еще не решенной проблемой является установление причин периодичности неотектонических движений в истории геологического развития Земли, и в частности описанной территории. И здесь для исследователя открывается широкое поле деятельности.



ПРОБЛЕМА ПОВЕРХНОСТЕЙ ДЕНУДАЦИОННОГО ВЫРАВНИВАНИЯ

Под поверхностями денудационного выравнивания (в дальнейшем называемых коротко поверхностями выравнивания) понимаются денудационные равнины со слегка волнистым или всхолмленным рельефом с одиночными денудационными останцами или группами их, образующими ландшафт мелкосопочника, а иногда и с островными горными группами или массивами. Они формируются на уровне общего базиса денудации процессами комплексного субаэрального денудационного выравнивания в тех условиях, когда последние доминируют над тектоническими агентами морфогенеза, т. е. при относительно спокойном тектоническом режиме. Поверхности выравнивания образуются в результате уничтожения неровностей рельефа, процесса, который получил название нисходящего развития.

Не следует представлять поверхности выравнивания исключительно скульптурными формами. Процессы денудации и аккумуляции тесно связаны друг с другом. Поэтому в пределах поверхностей выравнивания встречаются и скульптурные, и аккумулятивные участки, образующие нередко сложное, мозаичное переплетение. К последним относятся озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные, делювиальные, делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, биогенные равнинные формы. Скульптурные участки в зоне умеренного климата, как правило, всегда прикрыты маломощными транзитными отложениями (коллювиальными, делювиальными и т. д.) или элювиальными образованиями в виде древних кор выветривания и молодого щебнисто-глибового элювия.

Характерной особенностью поверхностей выравнивания, которую следует учитывать при палеогеоморфологических и палеогеографических реконструкциях, является их наклон к базису денудации. Его количественное выражение близко к кривой предельно низкого профиля равновесия равнинных рек. Следовательно, с удалением от базиса денудации абсолютные высоты поверхности выравнивания возрастают. Следует учитывать также, что в замкнутых бассейнах формирование описываемых форм связано с местными базисами денудации.

При переходе из областей денудации в области аккумуляции поверхности денудационного выравнивания сменяются поверхностями аккумулятивного выравнивания. Последнее происходит на уровне общего базиса аккумуляции [Чемеков, 1969], который проявляется в пределах впадин, смыкаясь на том же уровне с базисом денудации в районах развития положительных форм. В результате уничтожения неровностей рельефа и выполнения впадин осадками на уровне общих базисов денудации и аккумуляции происходит образование единой полигенетической поверхности выравнивания. В состав последней, следовательно, входят как денудационные, так и аккумулятивные равнины различного происхождения.

Изучение поверхностей выравнивания имеет важное научное и практическое значение. Оно ведет исследователя к самым истокам теории происхождения и развития рельефа. Оно необходимо при геоморфологических (и в особенности палеогеоморфологических) исследованиях, реконструкции истории развития рельефа, решении проблем неотектоники, стратиграфии, геотектоники и геологической истории геосинклинальных, складчатых и платформенных областей. Изучение поверхностей выравнивания необходимо при поисках полезных ископаемых, при решении инженерно-геологических задач, вопросов водоснабжения, мелиорации и т. д.

СЕВЕРО-ВОСТОК

Реликты поверхностей выравнивания широко распространены на Северо-Востоке. В Верхоянской горной системе они сохранились на высотах от 700 (по периферии) до 2100 м (в центральной части сводового поднятия). Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ [1964] считают, что они относятся к единой региональной поверхности выравнивания позднемиоценового-среднеплиоценового возраста, нарушенной сводовым воздыманием и блоковым раздроблением в позднеплиоценовое — четвертичное время. Возможно, что в некоторых участках сохранились реликты датско-палеогеновой поверхности выравнивания с каолиновой корой выветривания, продукты размыва которой участвуют в строении олигоцен-раннемиоценовых осадков, формировавшихся в эпоху омоложения рельефа. В некоторых слабоактивных районах (например в хр. Харулахском) процесс выравнивания продолжался с датского века до среднего плиоцена [Баранова, Бискэ, 1964].

В Яно-Оймяконском нагорье имеются следы двух поверхностей выравнивания: позднемиоценовой — среднеплиоценовой на высотах 1400—1600 м и погребенной датско-палеогеновой с каолиновой корой выветривания на днищах впадин (Борулахской и др.). Первая датируется синхронными ей осадками Дербекинской, Адычанской, Оймяконской и других впадин, вторая — возрастом перекрывающих ее отложений.

В горной системе Черского, Полоусного и Момского хребтов благодаря дифференцированным тектоническим движениям реликты позднемиоценовой — среднеплиоценовой поверхности выравнивания располагаются на высотах от 2100 до 1100—1200 м, спускаясь с высоких, средних и низких гор в межгорные впадины. В последних они сочленяются с синхронными им озерно-аллювиальными равнинами, расположенными на высотах 800—1100 м.

В Верхне-Колымском нагорье широко распространены реликты среднеплиоценовой поверхности выравнивания на высотах от 1800—1900 м (в центральной части) до 1000—1100 м (по периферии), смыкающиеся с поверхностью аккумулятивного выравнивания с абс. высотой 850—900 м.

Следы поверхностей выравнивания известны в Алюйском, Чукотском, Омолонском и Юкагирском нагорьях, Алазейском и Кондаковском плоскогорьях, а также в горах северо-западного Приохотья. Во впадинах здесь обнаруживаются местами палеогеновая кора выветривания, а в горах — реликты среднеплиоценовой поверхности выравнивания, имеющей вид денудационной ступени, сопряженной в депрессиях с одновозрастными им поверхностями аккумулятивного выравнивания.

Имеющиеся сведения о поверхностях выравнивания весьма противоречивы. Одни исследователи считают, что на Северо-Востоке СССР развита единая поверхность выравнивания, деформированная неотектоническими движениями и занимающая в различных районах разное

гипсометрическое положение, поздне мелового — раннетретичного [Колосов, 1947], палеоген-неогенового [Шило, 1961], палеогенового [Валпетер, Карташов, 1964], позднемиоцен-среднеплиоценового [Баранова, Бискэ, 1964], позднемиоценового [Наймарк, 1966] возраста. Некоторые из них признают существование и других поверхностей выравнивания, сохранившихся лишь на днищах впадин (датско-палеогеновый пенеплен, по Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ [1964]). Представители другой точки зрения считают, что в рельефе Северо-Востока СССР сохранились следы двух-трех поверхностей выравнивания: датско-палеоценовой и плиоценовой [Кашменская, Хворостова, 1965], поздне меловой — эоценовой, раннемиоценовой, позднеплиоценовой [Резанов, Зарудный, 1962; Резанов, 1964], палеоген-раннемиоценовой, позднеплиоценовой [Валпетер, Лебедев, 1966].

Схема истории формирования поверхностей выравнивания, по И. А. Резанову [1964], выглядит следующим образом: наиболее древний процесс планации относится к позднему мелу, палеоцену и эоцену; расчленение рельефа — к концу палеогена. Новая эпоха выравнивания охватывает большую часть миоцена. В конце миоцена, раннем и среднем плиоцене происходят поднятия, расчленение рельефа. Поздний плиоцен — эпоха выравнивания; плейстоцен — фаза поднятий и омоложения рельефа. Несколько иную картину рисуют Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ [1964]: датский век — эоцен — эпоха выравнивания; олигоцен — ранний миоцен — омоложение рельефа; поздний миоцен — средний плиоцен — эпоха выравнивания; поздний плиоцен — ранний плейстоцен и поздний плейстоцен — фазы омоложения рельефа. Основное противоречие между этими двумя наиболее распространенными точками зрения заключается в интерпретации событий, происходящих в позднем миоцене — раннем плиоцене (по И. А. Резанову, это эпоха поднятия и расчленения рельефа, по Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ — эпоха выравнивания).

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Реликты поверхностей выравнивания широко распространены почти во всех горных системах и впадинах.

В примыкающей к Дальнему Востоку части Алданского щита и юго-восточной части Сибирской платформы поверхности выравнивания встречаются на различных уровнях высотой до 900—1200 м. По данным Ю. А. Билибина, здесь развиты каолиновая и красноцветная коры выветривания. Наиболее древняя имеет, по Д. М. Колосову, меловой возраст. Д. А. Тимофеев [1963] описал в этом регионе реликты поздне меловой, раннепалеогеновой и поздне неогеновой поверхностей выравнивания.

В зоне протерозойской складчатости (горные системы хребтов Станового и Джугджура) наблюдаются обширные реликты поверхностей выравнивания на высотах 800—2000 м (рис. III-1). Не выяснено, относятся ли они к одной или к нескольким поверхностям. Возраст их не определен. Можно предполагать, что здесь наблюдались те же эпохи выравнивания, что и на Алданском щите.

В Монголо-Охотской складчатой области реликты поверхностей выравнивания наблюдаются почти во всех хребтах и впадинах. Северная, северо-западная и западная части Верхне-Зейской депрессии заняты Верхне-Зейской поверхностью выравнивания с мелкопочвичником, денудационными увалами и островными горами на докембрийских кристаллических породах. Она обрывается к Зее 50—80-метровым уступом и поднимается на 300—400 м к подножью Станового хребта. Абсолютная высота ее соответственно меняется от 300 до 700 м. Воз-

раст поверхности, по последним данным, определяется как миоценовый по синхронной ей толще осадков соктаханской свиты [Сей, 1960]. В районе пос. Журбан под рыхлыми верхнемеловыми — палеогеновыми отложениями наблюдаются реликты доверхнемеловой (возможно, верхнемеловой) Журбанской поверхности выравнивания. С описанными формами связаны мощные коры выветривания каолинитового типа.

Удская поверхность выравнивания окаймляет Удскую депрессию в виде широких плоских увалов высотой до нескольких десятков метров с мощной корой выветривания. Возраст ее предположительно неогеновый, так как палеогеновые (?) отложения в этом районе довольно интенсивно дислоцированы.

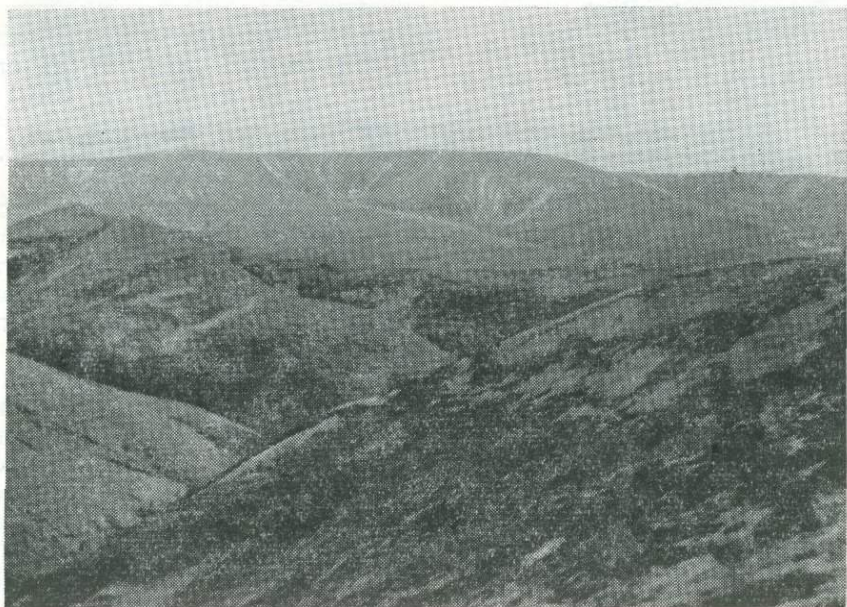


Рис. III-1. Поверхность выравнивания в водораздельной части хр. Джугджура в истоках р. Нагим на абс. высоте 1800 м. Фото Ю. Ф. Чемекова.

В водораздельных частях хребтов Тукурингра и Джагды реликты поверхности выравнивания расположены на высоте 700—1000 м. С. А. Вершицкий [1966] датирует ее как ранний плейстоцен. Однако грубый кластический состав отложений плиоцен-нижнечетвертичных аргинской (Верхне-Зейская депрессия) и белогорской (Амуро-Зейская депрессия) свит и четвертичных аллювиально-пролювиальных осадков у подножья хребтов говорят о поднятиях, начавшихся в плиоцене и продолжавшихся в четвертичное время. Поэтому возраст поверхности выравнивания скорее является миоценовым.

В хребтах Ям-Алине, Эзоп, Дуссе-Алине, Буреинском, Малом Хингане реликты поверхностей выравнивания прослеживаются на высотах 700—2000 м. Количество их и возраст не установлены. Судя по присутствию коры выветривания каолинового типа, эти поверхности являются доплиоценовыми, так как плиоценовые коры выветривания характеризуются монтмориллонит-бейделлитовым составом в отличие от более древних, каолинитовых [Чемеков, 1963].

Поверхность выравнивания в Буреинской депрессии имеет доверхнемеловой возраст, так как на ней залегают верхнемеловые осадки, аналогичные (по исследованиям И. И. Сей) цагоянским.

В Сихотэ-Алинской складчатой области (левобережье низовьев Амура и Сихотэ-Алинь) реликты описываемых форм широко распространены.

Поверхности выравнивания с мелкосопочником и островными горами окаймляют депрессии Нижнего Приамурья и Приморья (Эворно-Чукчагирскую, Амуру-Амгунскую, Удыль-Кизинскую, Средне-Амурскую, Ханкайскую и другие; рис. III-2). Они расположены на высотах

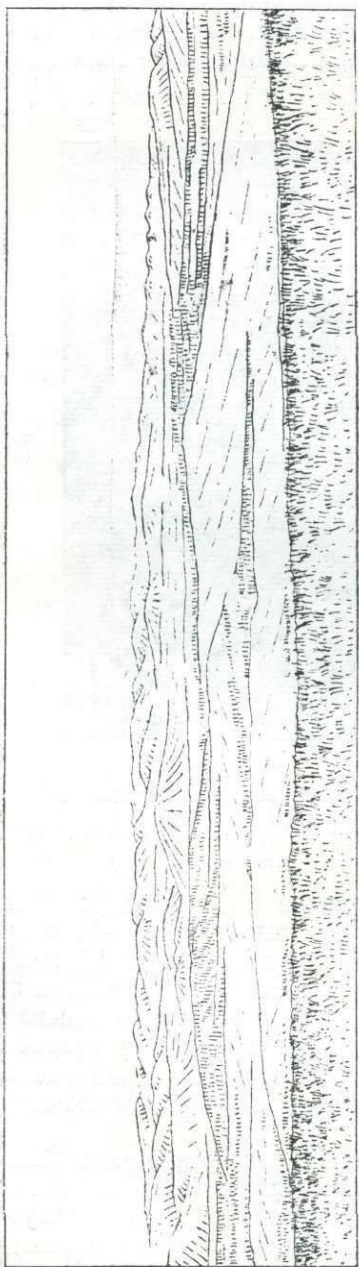


Рис. III-2. Поверхность выравнивания с мелкосопочником к югу от пос. Хороль в Уссури-Ханкайской депрессии. Рис. с фото В. С. Бударина.

от нескольких десятков метров до 300 м. Здесь имеются, по-видимому, денудационные уровни двух возрастов: доплиоценовый (возможно, позднемиоценовый) с корой выветривания каолинового типа и позднеплиоценовый с корой выветривания монтмориллонит-бейделлитового типа [Чемеков, 1963]. В предгорьях первые располагаются на более высоком уровне, погружаясь к центрам депрессий под рыхлые отложения приамурской свиты (N_2-Q_1) и ее аналогов. Позднеплиоценовая поверхность в предгорьях лежит ниже позднемиоценовой. Ей синхронны верхи приамурской свиты.

В Сихотэ-Алине находят следы двух-трех поверхностей выравнивания: олигоценовой, миоценовой, плиоценовой (по материалам съемок 1949—1953 гг. И. И. Берсенева, Ю. М. Вдовина, В. Г. Плахотника, А. Б. Разживина), олигоцен-миоценовой и позднеплиоценовой [Лебедева, 1957], олигоцен-среднемиоценовой и плиоценовой [Никонова, 1966], миоценовой и плиоценовой [Чемеков, 1963, 1964г.]. Г. С. Ганешин считает, что здесь имеются следы лишь одной (олигоцен-миоценовой) поверхности выравнивания, приподнятой в осевой части свода на большую высоту, чем по периферии. Большинство исследователей считает, что выровненность среднегорного рельефа Сихотэ-Алиня и сохранившиеся реликты ровных площадок на водоразделах и вершинах среднегорья (рис. III-3) являются свидетельством существования древней (олигоцен-миоценовой) поверхности выравнивания. Более низкий уровень, совпадающий с низкоросьем и спускающийся

в предгорьях к подножию Сихотэ-Алиня, рассматривается как реликт плиоценовой (или позднеплиоценовой) поверхности выравнивания. Лишь Р. И. Никснова [1966] отрицает эту точку зрения, считая, что в среднегорье не и не существовало реликтов поверхности выравнивания. По ее мнению, олигоцен-среднемиоценовый денудационный уро-

вень соответствует вершинному уровню низкогорья, а плиоценовый развит у подножья Сихотэ-Алиня. Эта точка зрения не может быть принята, так как реликты миоценовой поверхности выравнивания в среднегорной части Сихотэ-Алиня отмечались всеми его исследователями, начиная с Я. С. Эдельштейна [1905]. Документальным их подтверждением являются рис. I-2, II-2, III-3.

С миоценовой поверхностью выравнивания на Сихотэ-Алине связаны коры выветривания каолинитового типа [Животовская, 1956; Чемяков, 1963, 1964г], а с плиоценовой — монтмориллонит-бейделлитово-



Рис. III-3. Реликт поверхности денудационного выравнивания в водораздельной части Сихотэ-Алиня на абс. высоте 1400 м (гора Санды). Фото Ю. Ф. Чемякова.

го. В Приморье оба типа описаны В. В. Соловьевым [1959], который, однако, несколько омолаживает их возраст.

Амуро-Зейская депрессия с запада, севера и востока окаймлена широкой поверхностью денудационного выравнивания. Погружаясь к югу, она залегает вначале под плиоцен-нижнечетвертичной белогорской свитой, а затем под олигоцен-миоценовыми осадками сазанковской и бузулинской свит. На юге известны участки, где верхнемеловые отложения лежат на древней (по-видимому, верхнемеловой) коре выветривания. Таким образом, Нижне-Зейская поверхность выравнивания формировалась в течение длительного времени и ее различные участки имеют разный возраст (от современного до позднего мела).

ЗАБАЙКАЛЬЕ

По материалам Г. А. Постоленко [1964], в юго-восточном Забайкалье наблюдаются три денудационные и денудационно-аккумулятивные поверхности и один аккумулятивный уровень. Палеогеновая поверхность выравнивания (начавшая формироваться с позднего мела) занимает вершины хребтов и их водораздельные части, располагаясь на высотах 1000—2500 м (относительные 600—1500 м) (хр. Борщевочный, междуречья Онона и Ингоды, Шилки и Унды, Шилки и Газимур). Реликты неогеновой (миоценовой ?) денудационно-аккумулятивной поверхности расположены по периферии хребтов и внутригорных впадин на абс. высотах 680—940 м и относительных 140—250 м. Ре-

ликты плиоценовой аккумулятивно-денудационной поверхности занимают еще более низкий уровень преимущественно во впадинах (Урулюнгуевской, Сухоурулюнгуевской, Борзинской, Ингодинской, Шулкинской и др.) на относительных высотах 80—200 м. Аккумулятивный уровень ранне-среднечетвертичного возраста представлен аллювиальными и озерными равнинами на днищах внутригорных впадин.

По последним данным Е. И. Корнутовой, Е. Б. Хотиной, В. В. Заморуева [1968], Е. И. Корнутовой и Е. Б. Хотиной [1967], на территории Забайкалья развиты реликты трех поверхностей выравнивания. Остатки меловой — палеогеновой поверхности сохранились лишь фрагментарно в рельефе и обнаруживаются преимущественно на днищах впадин под олигоцен-миоценовыми осадками. Наиболее широко распространены реликты олигоцен-миоценовой поверхности выравнивания. За счет деформации последней и создан рельеф Забайкалья. Она была разбита разломами на отдельные участки, которые оказались приподнятыми в различных блоках на разную высоту и расчленены эрозией. Плиоценовая поверхность выравнивания была менее широко развита по сравнению с предыдущей. Она окаймляет горные сооружения и впадины (например, Шилкинскую и др.). С двумя наиболее древними поверхностями связана каолининовая кора выветривания, а с плиоценовой — монтмориллонит-бейделлитовая, красноцветная.

Третья точка зрения высказана Н. А. Қориной и В. П. Чичаговым [1966], которые вообще отрицают возможность образования поверхностей выравнивания после позднего мезозоя. По их мнению, в течение позднего мезозоя и кайнозоя на территории Забайкалья непрерывно существовал горный рельеф.

ГОБИ, БОЛЬШОЙ ХИНГАН И ВОСТОЧНО-МАНЬЧЖУРСКИЕ ГОРЫ

В указанных районах широко распространены поверхности денудационного выравнивания. Реликты их известны в Гобийском районе и в западных предгорьях Большого Хингана. Предполагается, что здесь развита третичная поверхность выравнивания. В позднетретичное время она была перекрыта базальтами. В Большом Хингане имеются следы двух поверхностей выравнивания (нижней и верхней). Верхняя из них предположительно датируется как дочетвертичная. В Восточно-Маньчжурских горах, а также возвышенностях полуостровов Ляодунского и Шандуньского реликты поверхностей выравнивания имеют значительное распространение. Предполагается, что они относятся к позднетретичному времени. Известны реликты до третичного пенеппена (п-ов Ляодун), погребенного под базальтами. Местами на поверхностях выравнивания наблюдаются коры выветривания латеритного типа.

На протяжении плиоцена и четвертичного времени в этом районе выделяются пять циклов эрозии и отложения осадков [Ли Сы-гуан, 1952].

Наиболее древний пенеппен является послезоценовым, так как он срезает эоценовые осадки (вместе с более древними) и перекрывается гравием не установленного возраста. Затем отлагаются глины яруса Баоду, завершаемого гравием. Второй цикл — Эрэмтэ — геологически выражен вначале эрозией, а затем отложением гравия и красных суглинков. Третий цикл начался стадией Фэньхэ, характеризующейся усиленной эрозией в области Гоби. Затем следовала стадия выравнивания и образование Гобийского пенеппена. Последней стадии синхронны озерно-речные слои Нихэвань и пресноводно-континентальная толща свиты Саньмэнь. По последним данным [Лю Дун-шень, Хуан

Вань-бо, Ван Тин-мэй, 1960], денудированная поверхность саньмэньских осадков несогласно перекрыта грубыми по гранулометрическому составу нижнеплейстоценовыми отложениями свиты Шэньсянь. Это позволяет датировать описываемую эпоху выравнивания поздним плиоценом. Четвертичный и пятый циклы относятся к плейстоцену.

КОРЕЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В хребтах и нагорьях Корейского полуострова, по материалам Т. Кобаяси [1959], наблюдаются многочисленные остатки денудационной равнины Юкпэксан (по-японски Роппякусан). Она является незавершенным пенепленом и имеет волнистую поверхность с относительными колебаниями высот до 600 м. Образовалась эта равнина в результате палеогенового выравнивания и в послепалеогеновое (неогеновое) время была приподнята. Поднятия сопровождалась перерывами, в течение которых образовались денудационные равнины: Йочжу (по-японски Рисю) вдоль западного побережья полуострова, отличающаяся значительной шириной, и Рэйто, узкой полосой протягивающаяся вдоль восточного берега. В пределах этих равнин имеются и аккумулятивные участки, в которых наиболее древними являются верхнемиоценовые отложения.

По мнению Е. В. Голоты и Рим Квон Мука [1964], выравнивание в пределах денудационной поверхности, образовавшейся на территории Корейского полуострова к началу миоцена, продолжалось до конца миоцена — начала плиоцена. Плиоцен-четвертичное время — эпоха поднятия и формирования Корейского свода, который образовался в результате деформации единой поверхности выравнивания. Реликты ее теперь находятся вдоль западного и восточного побережий на небольших высотах, а в осевой части свода приподняты до 900 м. Во многих местах обнаружены коры выветривания мощностью до нескольких метров.

КУРИЛО-КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

В Корякском нагорье известны реликты поверхности выравнивания на вершинах возвышенностей. Возраст ее предположительно оценивается как плиоценовый. Реликтов более древних поверхностей пока не обнаружено.

Остатки выровненных поверхностей известны на вершинах многих горных сооружений Камчатки на высотах 700—1100 м. Они срезают неогеновые отложения и структуры и местами бронированы четвертичными лавовыми покровами [Власов, 1959а]. Это привело некоторых исследователей к ошибочному представлению, что на Камчатке нет реликтов древних поверхностей выравнивания, а имеются лишь остатки расчлененных базальтовых покровов [Кожемяка, 1963].

Местами наблюдаются остатки кор выветривания. Однако последние специально не изучались. Возможно, что в некоторых случаях за них были приняты гидротермально измененные породы.

Возраст описываемой поверхности выравнивания Г. М. Власов [1959а] определяет как плиоцен-раннечетвертичный. Однако в ряде других работ он так же, как и большинство других исследователей, отмечает, что в начале плейстоцена начинаются энергичные поднятия. Кроме того, в Среднем Камчатском хребте на поверхностях выравнивания залегают нижнеплейстоценовые эффузивы. Поэтому логичнее определить возраст денудационной равнины как позднплиоценовый.

Обширная поверхность выравнивания занимает северную часть Западно-Камчатской равнины. Возраст ее предположительно может

быть также установлен как позднеплиоценовый, так как она срезает палеогеновые и неогеновые отложения.

Г. М. Власов и Е. П. Кленов [1964] отмечают, что в конце олигоцена на территории Камчатки произошло выравнивание рельефа, затем следовали раннемиоценовые поднятия, среднемиоценовая складчатость, позднемиоценовая трансгрессия и выравнивание рельефа. Большая часть плиоцена характеризуется поднятиями, а в конце плиоцена на всей площади Камчатки устанавливается относительно спокойный тектонический режим и формируется пологий слабо всхолмленный рельеф с одиночными остаточными возвышенностями. Эта поверхность выравнивания и явилась исходной для формирования ныне наблюдаемого рельефа. Ее деформация началась в раннем плейстоцене и продолжалась с перерывами в течение четвертичного периода. Следы более древних поверхностей выравнивания сохранились лишь в геологических разрезах в виде несогласий.

На вершинах возвышенностей Курильской дуги наблюдаются отчетливо выраженные остатки поверхности выравнивания, на которой местами встречается кора выветривания [Власов, 1959а, б, 1964а]. На северных и южных островах они располагаются на высотах 800—900 м и снижаются в средней части. Это явление объясняют или отставанием средней части дуги в поднятии [Власов, 1964а], или погружением ее [Горячев, 1966]. Последнее менее вероятно, так как геоморфологические признаки (наличие приподнятых морских террас) говорят о четвертичном поднятии Курильских островов.

Возраст описываемой поверхности Г. М. Власов [1959а] определяет как позднеплиоценовый — раннеплейстоценовый, так как она срезает неогеновые (в том числе и плиоценовые) отложения, а трюги раннечетвертичного оледенения врезаны в нее. Учитывая, что поднятия в Курило-Камчатской области относятся к началу плейстоцена, целесообразнее ограничить возраст описанной поверхности выравнивания поздним плиоценом.

Денудационный уровень на южных островах Малой Курильской гряды расположен на высоте 200—250 м. А. В. Горячев [1966] считает его более древним, чем описанный выше высокий уровень на островах Большой Курильской гряды.

САХАЛИН

На Сахалине известны реликты трех разновозрастных поверхностей выравнивания. Наиболее древним является денудационный уровень, сохранившийся на высотах 500—800 м на Таулан-Армуданском поднятии, в предгорьях Восточно-Сахалинских гор и на юго-востоке Сахалина. Возраст его предположительно определяется как донеогеновый (по-видимому, палеогеновый). Реликты этой поверхности приурочены к выходам палеозойских пород и сопровождаются корой выветривания, в которой наряду с каолинитом присутствует бейделлит (?) и гидрослюда.

Остатки позднемиоценовой поверхности выравнивания обнаружены на вершинах возвышенностей в Западно-Сахалинских и в Восточно-Сахалинских горах на высотах от 400—500 (на северной и южной окраинах) до 1200—1400 м (в центральной части) (рис. III-4).

Широко распространенная позднеплиоценовая — раннечетвертичная поверхность выравнивания протягивается широкой полосой вдоль горных сооружений и по окраинам депрессий, располагаясь на высотах до 250—300 м.

Поверхность выравнивания, распространенная на водораздельных увалах Северного Сахалина на высоте 70—160 м, датируется В. В. Со-

ловьевым как раннечетвертичная. Однако другие исследователи считают, что в начале плейстоцена на Сахалине произошли поднятия [Плешаков, 1938; Смехов, Дьяков 1940]. Если это так, то выравнивание рельефа северной части острова следует относить к позднему плиоцену.



Рис. III-4. Остатки позднемиоценовой поверхности денудационного выравнивания в Восточно-Сахалинских горах на высоте 1200—1400 м (в районе горы Лопатина). Фото В. В. Соловьева.

ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

На вершинах хребтов о. Хоккайдо сохранились останцы поверхности выравнивания на высоте 1000—2000 м. Формирование ее относится к плиоцену, между двумя фазами тектогенеза: на границах миоцена и плиоцена (фаза Пост-Кавабата) и плиоцена — плейстоцена.

На о. Хонсю в водораздельных частях горных массивов Китаками и Абукума описаны реликты денудационной равнины раннетретичного (?) возраста [Hall, Watanabe, 1933]. Вероятнее, однако, что ее формирование относится к поздне третичному времени.

В Северных Японских Альпах (называемых часто хребтом Хида) наблюдаются плоские вершины на уровнях около 2800 м (поверхность P1), 2600 м (P2), 2400 м (P3), 2000 м (P4) и в расположенном западнее нагорье Хида на высотах 1500 м (P5), 1300 м (P6) и 1000 м (P7) [Fukai, 1964]. Над этими уровнями местами возвышаются монадоки. Поверхности P1—P3 объединяются в поверхность выравнивания Хидаяма, а P5—P7 — в поверхность выравнивания Хида. Возраст их определен по анализу синхронных им толщ осадков. Первая образовалась до миоцена или в раннем миоцене как регионально развитая денудационная равнина. Поверхность Хида формировалась в несколько приемов. Ее верхний уровень образовался в позднем миоцене, а нижний — в позднем плиоцене. Эпохи выравнивания прерывались фазами тектогенеза в среднем миоцене, в раннем — среднем плиоцене и в плейстоцене. Образование денудационных уровней поверхности Хида происходило на фоне прогрессирующего поднятия, прерывающегося эпо-

хами относительно спокойного тектонического режима. Выравнивание рельефа не было полным, поэтому в конечном итоге образовалась горная лестница поверхностей выравнивания. Наиболее дискуссионным в изложенных выше представлениях является объединение семи разновозрастных денудационных уровней в две поверхности выравнивания.

АЛЯСКА

Как отмечает У. Д. Торнбэри [Thornbury, 1965], реликты поверхностей выравнивания на Аляске распространены почти во всех горных районах и описывались многими исследователями.

На Аляске и в Британской Колумбии поверхности выравнивания описывались на вершинах Прибрежного хребта. Возраст их определялся как позднемезозойский или раннетретичный (скорее всего, эоценовый) [Spencer, 1903]. Синхронными им считались выровненные поверхности плато Юкон и хр. Чугач.

Позднее на северной Аляске выделялось три денудационных уровня: 1) в горах Эндикотт (хр. Брукса) на высоте 6000 футов (1829 м); 2) на плато Юкон на высоте 3000 футов (914 м); 3) на плато Коюкук на высоте 1200 футов (366 м) [Schradler, 1904]. Существовало, однако, мнение, что последние два уровня являются остатками единого пенеplена.

Дальнейшие исследования показали, что на Аляске местами развиты не типичные пенеplены, а денудационные поверхности, не достигшие еще конечной степени выровненности. Примером является денудационный рельеф района, расположенного между долинами рек Юкон и Танаана [Mertie, 1930]. Не исключена возможность, что среди реликтов пенеplенов описывались плоские вершины, образовавшиеся в результате криопланации [Mertie, 1930].

Поверхность плато Юкон рассматривается У. Е. Кокфилдом [Cockfield, 1921] как слабоволнистая денудационная равнина, образовавшаяся в условиях длительного спокойного режима, которая была приподнята после седиментации нижнетретичных осадков.

В горах Кускокуим на юго-западной Аляске описаны две денудационные поверхности: 1) Джорджтаун (Georgetown) высотой 2000—2200 футов (610—670 м) поздне-третичного возраста, которая коррелируется с аналогичными поверхностями на вершинах возвышенностей в Юконском регионе восточной и центральной Аляски и Юконской территории Канады, и 2) Слитмют (Sleetmute) на высотах 1000—2000 футов (305—610 м). Рельеф последней менее выровнен. Вначале предполагалось, что она создана процессами, связанными с интенсивной морозной деятельностью. Поверхность Слитмют формировалась с начала третичного периода вплоть до настоящего времени [Cady et al., 1955].

К. Вархафтиг [Wahrhaftig, 1958], анализируя морфологию возвышенностей в бассейне р. Ненана и северного подножья Аляскинского хребта, описал реликты плоской поверхности на высотах от 3000 до 7000 футов (914—2134 м), наклоненной на север с градиентом 90 футов на милю. Возраст поверхности не установлен. Известно, что она срезает деформированные третичные и более древние породы. Предполагается, что она приподнята на 5000—6000 футов (1524—1829 м) преимущественно в плейстоцене. Для южной Аляски рисовалась следующая очередность событий [Wahrhaftig, 1950]: раннетретичная седиментация на выровненной поверхности, пликвативные и дизъюнктивные дислокации в среднетретичное время, выравнивание рельефа, фаза тектогенеза в поздне-третичное и четвертичное время.

По последним данным [Reed, Williams, 1958], к концу олигоцена территория Аляски представляла собой типичный пенеплен, формирование которого было прервано поднятиями, начавшимися на границе олигоцена и миоцена.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Приведенные выше материалы свидетельствуют о слабой изученности реликтов поверхностей выравнивания в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Этим объясняются противоречия в определении количества поверхностей выравнивания в каком-либо регионе и в их датировках. Однако, несмотря на указанные разногласия, имеющиеся материалы позволяют сделать уже теперь важные выводы.

Ниже рассматриваются лишь те поверхности выравнивания, реликты которых наиболее отчетливо выражены в рельефе (начиная с олигоценовой и включая более молодые денудационные равнины).

В рельефе горных районов зоны мезозойской складчатости отчетливо различаются реликты позднеолигоценовой (по другим данным позднеолигоценовой — раннемиоценовой) поверхности выравнивания. Они сохранились на вершинах возвышенностей и водоразделах. Там, где они уничтожены эрозией, их бывшее существование доказывается однообразием высот возвышенностей, как бы срезанных под какой-то единый уровень. В других районах (в особенности в зонах третичной и четвертичной складчатости) этот уровень в рельефе не сохранился и соответствующая ему поверхность выравнивания нередко обнаруживается лишь в геологических разрезах в виде несогласия.

Особенности распространения реликтов олигоценовой поверхности выравнивания свидетельствуют о ее региональном характере и в пределах всей описываемой территории. К концу олигоцена последняя представляла собой полигенетическую поверхность выравнивания, в которой на месте хребтов расстилались денудационные волнисто-холмистые равнины (местами с мелкосопочником и островными горами), а на месте впадин располагались аккумулятивные равнины различного генезиса.

Следует отметить, что предмиоценовый этап выравнивания характерен не только для северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, но и для всей территории СССР, как это показало составление Карты новейшей тектоники СССР м-ба 1:5 000 000 [1959].

В определениях количества и возраста более молодых поверхностей выравнивания нет единства. Это отражает, по-видимому, слабую степень их изученности и, вероятно, различия в геоморфологической истории тех или иных регионов. Тем не менее можно выделить наиболее распространенные возрастные категории денудационных уровней. К ним относятся миоценовая (в большинстве районов позднемиоценовая, местами позднемиоценовая — среднеплиоценовая) и плиоценовая (в большинстве районов позднеплиоценовая, в других — позднеплиоценовая — раннечетвертичная) поверхности выравнивания. Обе они имеют региональный характер, т. е. проявляются на всей описываемой территории. Однако в одних районах эти поверхности срезают ранее существовавший рельеф (оставляя остаточные горные группы), в других выравниванием охватывались лишь периферические части горных систем.

Морфология поверхностей выравнивания, находящихся в различных стадиях развития, говорит о том, что выравнивание рельефа всегда идет от периферии области денудации (а следовательно, от базиса денудации) к центру ее. Вначале образуется узкая фестончатая кайма

выровненной поверхности, состоящая из скульптурных и аккумулятивных поверхностей. В ней преобладают педименты, эрозионные и аллювиальные равнины, формирующиеся у единого базисного уровня. Если формирование этой полосы будет прервано поднятием, образуется педиментная ступень, окаймляющая горы на какой-то высоте, определяемой амплитудой воздымания. В новый этап относительно спокойного тектонического режима начинается формирование новой полосы выровненного рельефа у подножья гор. В результате следующего поднятия она образует новую ступень возникшей таким образом горной лестницы поверхностей выравнивания [Марков, 1948].

Подчеркнем важный момент, что в процессе поднятия происходит морфологическое оформление ступеней горной лестницы. Однако площадка и уступ каждой ступени генетически разнородны. Если уступ формируется в результате поднятия (т. е. восходящего развития), то площадка представляет собой поверхность выравнивания, образовавшуюся во время прекращения поднятий, когда рельеф вступает (пусть в весьма кратковременную, но важную) фазу, которая характеризуется процессами нисходящего развития.

Ширина полосы выровненного рельефа у подножья горных возвышенностей находится в прямой зависимости от продолжительности эпохи выравнивания. Во время длительной эпохи господства спокойного тектонического режима ширина полосы выровненного рельефа непрерывно увеличивается за счет уничтожения горного рельефа. Последний вначале занимает всю центральную часть области денудации. Его площадь постепенно сокращается до распада на отдельные остаточные горные группы, которые затем превращаются в остаточные горы, группы мелкосопочника и одиночные денудационные останцы.

Наиболее длительно формировавшейся является олигоценовая поверхность выравнивания, которая срезала почти весь более древний горный рельеф, за исключением невысоких возвышенностей в центральных частях областей древней денудации. Миоценовая (точнее позднемиоценовая) поверхность выравнивания также имела широкое распространение. В некоторых районах она протягивается в виде горной ступени, опоясывающей горные возвышенности, в других же ее реликты наблюдаются на водоразделах. Плиоценовая поверхность выравнивания характеризовалась площадным развитием в Курило-Камчатской зоне, в других же районах она имеет вид горной ступени, еще более узкой, чем миоценовая. По-видимому, олигоценовая эпоха выравнивания была наиболее длительной, миоценовая менее продолжительной, а плиоценовая — наиболее короткой.

Как указывалось (глава II), раннемиоценовая фаза тектогенеза, прервавшая формирование позднеолигоценовой поверхности выравнивания, знаменует собой начало неотектонического этапа. Последний в целом характеризуется как этап тектонической активизации крупного таксономического значения. Именно поэтому ряд исследователей [Корина, Чичагов, 1966; Худяков, 1966] считает, что в этих условиях поверхности выравнивания на Северо-Востоке Азии формироваться не могли. Изложенные выше материалы говорят против этой точки зрения. Последняя не учитывает также того обстоятельства, что неотектонический этап разбивается на тектонические фазы меньшего таксономического значения (см. главу II), которые разделяются эпохами спокойного тектонического режима. Именно к последним и приурочено формирование позднемиоценовой и позднеплиоценовой поверхностей выравнивания.

Эпохи выравнивания рельефа, подобно фазам тектогенеза, также имеют различный таксономический ранг. Наиболее крупное таксономическое значение имеет олигоценовая эпоха выравнивания, предшествовавшая неотектоническому этапу. Эпохи выравнивания, включен-

ные в неотектонический этап, относятся к более низкой таксономической категории. Именно поэтому они характеризуются и меньшей длительностью и меньшей степенью распространения собственно денудационных равнин (т. е. незавершенностью процесса выравнивания рельефа в целом).

Как установлено исследованиями на территории Северо-Востока и Дальнего Востока [Баранова, Бискэ, 1964; Чемяков, 1964а, 1965а, 1967, 1969, 1970], геоморфологические циклы (морфоциклы) здесь, так же как и на других территориях земного шара, начинались фазами активизации тектонических движений и развитием контрастного рельефа (мобильными фазами) и завершались эпохами спокойного тектонического режима и выравнивания рельефа (стабильными фазами). Таким образом, поверхности выравнивания фиксируют конечные фазы морфоциклов различного таксономического ранга.

По-видимому, формирование позднеолигоценовой поверхности выравнивания отмечает конец позднепалеогенового крупного морфоцикла, в то время как неотектонический этап развития земной коры в целом отвечает началу следующего (незавершенного) крупного морфоцикла того же ранга, что и предыдущий. Что касается позднемиоценовой и позднеплиоценовой поверхности выравнивания, то они отмечают конечные фазы (стабильные) морфоциклов меньшего таксономического ранга, чем первые.

По какому же пути шло формирование описанных поверхностей выравнивания: педиplanationи [King, 1953] или пенеplanationи [Дэвис, 1962]. Если ранее они относились к категории пенеplanationи, то теперь ряд исследователей (Е. И. Корнутова, Д. А. Тимофеев и др.) считает их педиplanationи. Как известно, педиplanationи наиболее характерна для областей с полуаридными или аридными климатическими условиями, в то время как процессы пенеplanationи типичны для зон гумидного климата. Синхронные миоценовой поверхности толщи осадков содержат остатки животных и растений, свидетельствующих о существовании во время их формирования влажных умеренно теплых климатических условий (в миоцене). Об этом же говорит и наличие каолиновой коры выветривания. В плиоцене климат был теплее и суше, чем теперь; формировалась монтмориллонит-бейделлитовая кора выветривания. Затем вновь наступила эпоха более увлажненного климата. Наблюдаемые неоднократные колебания степени увлажненности играли значительную роль при формировании поверхностей выравнивания, обуславливая, по-видимому, неоднократную смену процессов пенеplanationи процессами педиplanationи, наложение их друг на друга [Чемяков, 1963]. Этот вывод подкрепляется сосуществованием на реликтах древних поверхностей выравнивания пологих склонов денудационного выполаживания (снижения) и крутых склонов параллельного отступления. Таким образом, поверхности выравнивания Северо-Восточной Азии формировались как процессами пенеplanationи, так и процессами педиplanationи.

В последнее время развивается концепция, согласно которой развитие любой поверхности выравнивания в любых климатических условиях начинается педиplanationи и завершается пенеplanationи. Эта концепция отрицает самостоятельность обоих процессов и возможность образования регионально развитых педиplanationи. Наличие педиplanationи Африки документально опровергает эту гипотезу. Источником ошибки последней является неправильная интерпретация горных ступеней поверхностей выравнивания как педиplanationи. В действительности они ими не являются, так как формируются преимущественно боковой эрозией. Параллельное (или почти параллельное) отступление склонов здесь происходит за счет боковой эрозии рек, выходящих из гор на равнины и начинающих меандрировать в зоне «нулевых градиентов» (см. ниже).

Механизм же формирования уступов педипленов и примыкающих к ним педиментов совершенно другой и не связан с боковой эрозией постоянно текущих рек [King, 1953].

Благоприятные условия для выравнивания рельефа создаются в зонах сочленения устойчиво развивающихся положительных и отрицательных структур на поверхности литосферы. Это явление было описано в Восточной Сибири С. Ф. Козловской и И. И. Красновым [1962], а на Дальнем Востоке Ю. Ф. Чемяковым [1964г]. В этой зоне, названной Ю. Ф. Чемяковым зоной «нулевых градиентов тектонических движений», создаются и длительно развиваются широкие полосы поверхностей выравнивания, разделяющие горные районы и депрессии. По направлению к горам их выровненный рельеф сменяется мелкосопочником, денудационными увалами, низкогорьем и среднегорьем. В сторону депрессий поверхность денудационного выравнивания фестончато смыкается с синхронными ей аккумулятивными равнинами, образуя вместе с ними единую базисную полигенетическую поверхность выравнивания.

Позднее на это явление обратили внимание и другие исследователи. На Дальнем Востоке оно настолько отчетливо выражено (см. рис. II-2), что Г. И. Худяков [1966] принял его за единственно возможный способ образования поверхностей выравнивания, не обратив внимания на наличие многочисленных реликтов аналогичных форм на склонах, вершинах и водоразделах горных хребтов.

Зоны «нулевых градиентов тектонических движений» между поднимающимися и погружающимися участками суши наиболее типичны для случаев пластических деформаций поверхности литосферы (даже и при проявлении разрывных движений небольшой амплитуды). Геоморфологически они выявляются на уровне базиса денудации в виде поверхности выравнивания. Если поднимающиеся и погружающиеся участки суши контактируют по крутопадающим разломам, не возникает зоны «нулевых градиентов» и, следовательно, не происходит формирования поверхностей выравнивания в зоне сочленения этих блоков [Чемяков, 1964г]. Примером подобного случая является хр. Тукурингра.

Е. И. Корнутовой и Е. Б. Хотиной описаны в Забайкалье своеобразные «шарнирные» блоки, расположенные между поднимающимися и погружающимися блоками и вследствие этого попадающие в зону «нулевых градиентов» тектонических движений. В пределах этих блоков создаются благоприятные условия для выравнивания рельефа, и именно поэтому наиболее обширные реликты поверхностей выравнивания приурочены к ним. Механизм этого процесса еще не вполне ясен. Он нуждается в дальнейших исследованиях и на него должно быть обращено внимание при работах в областях интенсивного развития блоковой тектоники.

Изложенные выше выводы в большинстве случаев являются дискуссионными. По всем этим проблемам необходимо накопление фактических материалов, обобщение и развертывание дискуссии для их правильного решения.

Не рассматривая других многочисленных проблем, связанных с изучением поверхностей выравнивания, отметим, что последнее вступает теперь в качественно иной этап — этап более углубленных исследований. Теперь уже недостаточно визуального знакомства с поверхностями выравнивания. Необходимо изучать не только морфологические особенности наземных реликтов описываемых форм, но и их погребенные участки (поверхности несогласий). Основное внимание должно быть обращено на изучение отложений, синхронных поверхностям выравнивания. Оно дает материалы, необходимые для реконструкции условий формирования поверхностей выравнивания и определения возраста последних. Детальное исследование геологических разрезов не-

обходимо для восстановления истории развития рельефа, в особенности для выявления фаз тектонической активизации и эпох относительно спокойного тектонического режима, сопровождавшегося выравниванием рельефа.

Особое внимание должно быть уделено изучению зональных типов поверхностей выравнивания и особенностей их формирования в каждой ландшафтно-географической зоне. В каждой из них процессы выветривания, денудации, транспортировки осадков и аккумуляции имеют специфический характер, что обуславливает отличия поверхностей выравнивания, формирующихся в разных зонах. Важнейшее значение имеет изучение элювиальных образований, в особенности кор выветривания.

С поверхностями выравнивания и синхронными их осадками связан богатый комплекс полезных ископаемых (элювиальные россыпи полезных минералов, месторождения бокситов, каменных и бурых углей, строительных материалов и т. д.), поэтому изучение их имеет важнейшее практическое значение.



ГЛАВА IV

ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗВИТИИ РЕЧНОЙ СЕТИ

Выше, при описании рельефа рассматриваемой территории, приведены данные об особенностях строения речной сети, которые указывают на большую сложность отдельных бассейнов рек и существенное различие между ними по строению долин, количеству террас и т. д. Вместе с тем между ними имеются и черты сходства, что, несомненно, объясняется общими закономерностями, которым подчинялось развитие как крупных бассейнов рек, так и их частей. На развитие речной сети большое влияние оказывали и продолжают оказывать особенности геологического строения, тектоника (в особенности новейшая), вулканизм и эволюция климатических условий.

ЗАВИСИМОСТЬ РЕЧНОЙ СЕТИ ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ТЕКТониКИ

На всей рассматриваемой территории существует огромное число примеров, показывающих predeterminedность конфигурации речной сети складчатыми и дизъюнктивными дислокациями различного возраста. В направлении отдельных речных долин или частей крупных речных бассейнов очень часто устанавливается тесная зависимость от простирающихся палеозойских и мезозойских складчатых структур и крупных региональных тектонических нарушений. В формировании деталей гидрографической сети большая роль принадлежит локальным особенностям геологического строения, ослабленным тектоническим зонам, зонам дробления и трещиноватости. Приведем примеры указанной зависимости из различных районов описываемой территории.

На Северо-Востоке северо-западному простирающему мезозойских складчатых структур следуют долины многих рек. Таковы верхний участок долины Индигирки, долины рек Момы, Большого и Малого Анюя, долина р. Адычи в среднем течении и многие другие. На этой же территории отмечается огромное число примеров приспособления речной сети к зонам дизъюнктивных нарушений. Такие примеры описаны для рек Яно-Оймяконского и Верхоянского нагорий. На Анадырском плоскогорье коленообразные изломы долины р. Анадыря и ее притоков predeterminedены продольными и поперечными разломами северо-западного и северо-восточного простирающихся. Общее направление рек Анадыря, Еропты и ряда их притоков в общем совпадает с основным северо-восточным простирающимся зон глубинных разломов.

На юге Чукотского нагорья четко выраженные перегибы долин р. Амгуэзы связаны с дизъюнктивными нарушениями.

В Анюйском нагорье и северной части Чукотского нагорья долины рек приурочены к тектоническим ослабленным зонам, совпадающим с простирающимися структур и секущим их вкост простирающихся. В соот-

ветствии с этим здесь преобладают долины северо-западного и северо-восточного простирания.

В строении речной сети юга Дальнего Востока отчетливо отражается влияние складчатых структур, литологии горных пород и разрывных тектонических нарушений.

Достаточно даже беглого взгляда на геологическую карту Сихотэ-Алиня, чтобы убедиться в совпадении направления долины Верхней Усури, среднего течения р. Имана, долин рек Катэна, Матая, Синанчи (Иманской) и Татибе, рек, впадающих в залив Петра Великого — Суйфуна (нижнее течение), Майхе, Сучана, Судзухе и других — с северо-восточным простиранием палеозойских и мезозойских структур. Эта особенность очень четко выявляется на западном склоне Сихотэ-Алиня. На восточном склоне зависимость речной сети от древних складчатых структур проявляется слабее. Это объясняется тем, что в этих районах складчатые структуры в поздне меловое и кайнозойское время оказались погребенными под обширными покровами лав.

Детальные геологические исследования Р. Е. Остроумова на восточном склоне Сихотэ-Алиня, в бассейне р. Тетюхе, показали, что направление речных долин очень часто совпадает с простиранием сбросов и разломов; крутые повороты речных долин очень часто соответствуют пересечению ряда разломов или сбросов.

Прямолинейные участки рек Хора, Чукена и Бикина предопределены тектонически. Они приурочены к зоне крупного регионального тектонического разрыва. Таких примеров можно привести на Сихотэ-Алине очень много. В большинстве случаев имеет место приспособление речной сети к ослабленным тектоническим зонам и зонам интенсивной трещиноватости и дробления, наиболее благоприятным для приложения эрозионных и денудационных процессов. Реже направление рек контролируется в этих районах молодыми сбросами, связанными с новейшей тектоникой и поэтому непосредственно выраженными в современном рельефе.

Уступы, наблюдаемые по бортам долин и совпадающие по своему направлению с простиранием тектонических нарушений, должны были возникнуть путем препарировки этих нарушений эрозией. Особенно яркие формы этот процесс принимает в том случае, если тектонический разрыв проходит по границе пород, резко отличных по своей устойчивости и денудации, что, например, наблюдается в долине р. Хора. То же самое проявляется и на Северном Сихотэ-Алине. Так, долины рек Удоми, Хунгари, части Анюя, Буту и других предопределены тектонически. Прекрасной иллюстрацией тесной связи конфигурации речной сети с разрывной тектоникой может служить система долин Хор-Тормасу. Эти реки в настоящее время текут в разных направлениях, но имеют общую сквозную долину, приуроченную к узкой, постепенно затухающей к северу зоне смятия. С этой зоной связаны многочисленные разломы север-северо-восточного простирания.

Сложный рисунок речной сети Сахалина в большинстве случаев находит объяснение в особенностях геологического строения. Прежде всего весьма четкая связь устанавливается между складчатыми структурами и сопровождающими их продольными тектоническими разрывами и продольными участками долин рек Западно-Сахалинских гор. Влияние складчатых структур в большинстве случаев выражается не прямо, а косвенно посредством литолого-петрографических особенностей горных пород. Имеется много примеров приуроченности речных долин к зонам развития менее устойчивых горных пород: р. Орловка выше пос. Ками-Китон, продольный участок долины р. Пилевки, верховья р. Леонидовки и др. В ряде случаев можно говорить о приуроченности продольных долин к крупным тектоническим структурам острова. Таковы продольный участок долины р. Пороная и р. Тыми

в среднем течении, следующие простиранию Центрально-Сахалинской синклиналиной зоны.

Огромную роль в формировании речной сети Сахалина играют тектонические разрывы. Так, например, р. Александровка расположена в узком грабене, ограниченном системой почти меридиональных разломов. Диагональный отрезок р. Тыми в ее нижнем течении связан с крупным региональным разломом северо-восточного простирания.

ЗНАЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В РАЗВИТИИ РЕЧНОЙ СЕТИ

Большую рельефообразующую роль играли вулканические явления в конце неогена и на протяжении четвертичного периода на Сихотэ-Алине, в Приморье и на Камчатке. Так, например, излияние базальтов в понижения древнего рельефа и в долины рек в верховьях р. Бикина

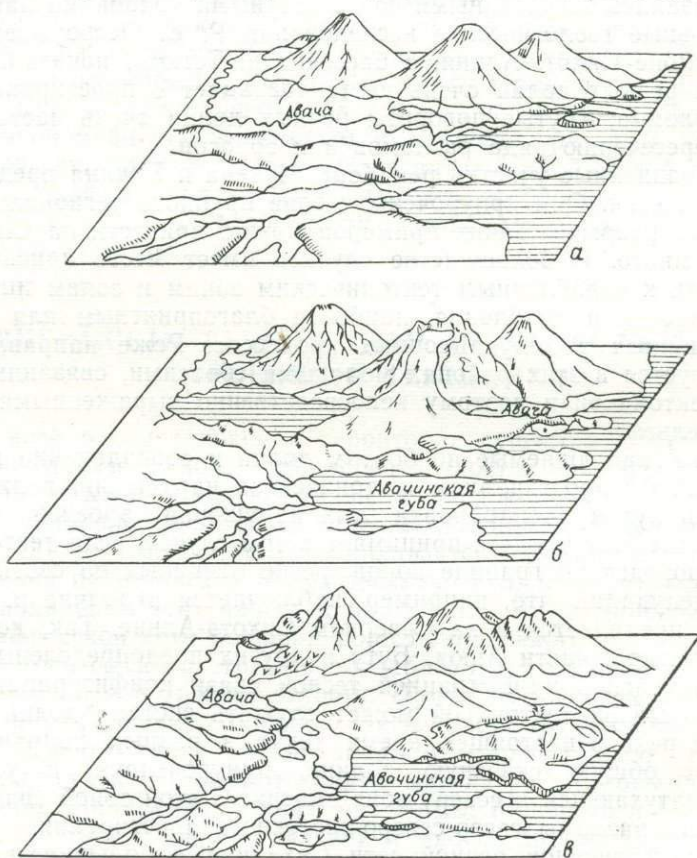


Рис. IV-1. Схема развития рельефа северного побережья Авачинской губы (по С. Е. Априлкову). Время: *а* — среднечетвертичное; *б* — позднечетвертичное; *в* — позднечетвертичное и современное.

и в бассейне р. Самарги должно было существенно нарушить неогеновую гидрографическую сеть. На месте обширного поля базальтов в верховьях р. Бикина, несомненно, существовало крупное понижение, простиравшееся от Верхне-Бикинской межгорной впадины на восток в направлении моря. Естественно предположить, что в конце плиоцена должен был существовать сток в Японское море по ныне погребенным под базальтами речным долинам.

Излияния базальтов также должны были нарушить условия стока в южном Приморье и вызвать подпруживание рек с образованием озерных бассейнов. Такие условия, по-видимому, существовали в долине р. Суйфуна, где в результате излияния базальтов был прекращен сток на юг и на месте Средне-Суйфунской равнины образовалось озеро. Расчленение базальтового плато в этом районе привело к восстановлению стока и образованию участка долины р. Суйфуна. Небольшие озерные бассейны такого же происхождения могли существовать в долинах Самарги, Имана, в окрестностях пос. Картун и других районах.

В южном Приморье известны многочисленные случаи налегания неоген-четвертичных базальтов на аллювиальные и аллювиально-пролювиальные галечники суйфунской свиты. В результате массовых излияний базальтовых лав оказалась погребенной крупная речная артерия, располагавшаяся в позднем неогене на окраине западного склона Сихотэ-Алиня и имевшая направление, близкое к меридиональному.

Большое влияние на перестройку речной сети вулканические явления оказали на Камчатке. В качестве примера можно указать на район Петропавловска-на-Камчатке, где, по данным С. Е. Апрелькова [1964], в результате извержений вулкана Авачи в позднечетвертичное время произошли существенные изменения в строении бассейна р. Авачи (рис. IV-1). В среднечетвертичное время (рис. IV-1, а) р. Авача впадала в океан у современной бухты Халактырки. В позднечетвертичное время (рис. IV-1, б) при очень сильном извержении вулкана Авача отложения агломератовых и грязевых потоков подпрудили р. Авачу, вызвав возникновение в ее низовьях озера; позднее произошел прорыв р. Авачи к океану по новому направлению вдоль зоны разлома к Авачинской губе (рис. IV-1, в). В формировании широтного участка р. Камчатки существенную роль сыграли извержения вулкана Шивелуч, лавовые потоки которого заполнили участок древней долины р. Камчатки северо-восточного направления и тем самым способствовали образованию прорывного участка в районе хр. Кумроч и выходу Камчатки к морю. Позднее сформировались на месте древней Камчатки долины рек Еловки и Озерной.

ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕЙ РЕЧНОЙ СЕТИ

Как показывают многочисленные фактические данные, наблюдаемые в настоящее время речные бассейны возникли в большинстве случаев в результате объединения разновозрастных и поэтому имеющих различное геоморфологическое строение участков. Именно так рисуется образование современных бассейнов Амура, Индигирки, Колымы и многих других рек. Элементы древней (палеогеновой и неогеновой) речной сети, как будет видно из приведенных ниже примеров, сохранились в современном рельефе слабо. Значительно многочисленнее следы четвертичной эрозионной деятельности, которые позволяют реконструировать речную сеть в отдельные этапы четвертичного периода с большой детальностью.

Конфигурация древней речной сети в большей степени, чем теперь находилась в соответствии с простираем палеозойских и мезозойских складчатых структур. Так, например, на Северо-Востоке восточнее Верхоянского хребта намечается долина пра-Яны, составляемая из участков современных долин рек Томпо, Деминья, Дербеке. Фрагменты древней речной сети, которая существовала с конца олигоцена до середины миоцена, описаны на водоразделах в пределах Яно-Оймьяконского нагорья.

Долина Индигирки состоит из разновозрастных участков. Продольные участки, существовавшие уже в плиоцене, имеют до 10—13

террас высотой до 500 м. Они чередуются с антецедентными долинами прорыва, лишенными террас.

Долина р. Колымы, подобно долине р. Индигирки, также состоит из разновозрастных участков, причем наиболее древние продольные имеют до 13 террас высотой до 450 м.

В Анюйском нагорье участки продольных древних долин северо-западного направления сохранились на водоразделе низкогогорья в бассейне р. Китейвеем, на левобережье р. Рачуа и в низовьях р. М. Анюя.

В долинах рек западного склона Сихотэ-Алиня сохранились следы древнего плиоценового этапа эрозионного развития. В плиоцене большим распространением пользовались продольные долины, что подтверждается широким распространением пятой террасы, особенно в полосе мелкогорья западного склона. Примером крупной продольной плиоценовой долины может служить понижение, расположенное к востоку от Синего хребта в бассейнах рек Тудо-Ваки и Шетухи, окончательное оформление которого, по-видимому, произошло в неогене, о чем свидетельствует распространение в его центральной части плиоценовых галечников, образующих водораздел рек Хуанихезы и Белой.

Наряду с продольными в плиоцене существовали отдельные крупные участки поперечных долин, к числу которых можно отнести долину р. Бикина в пределах Верхне-Бикинской и Сиин-Олонской впадин, древнюю брошенную долину в низовьях Тадуши и ряд других. Возникновение этих впадин, по-видимому, в большей степени связано не со складчатыми деформациями (погружением шарнира складок), а с крупными широтными дизъюнктивными нарушениями, установленными в этом районе.

На Западном Сахалине в раннем плейстоцене в условиях значительно менее расчлененного рельефа господствовали продольные, близкие к меридиональным, речные артерии, развитие которых шло в соответствии со складчатой структурой острова. Продольные участки долин, имеющие обычно значительную ширину, характеризуются более сложным строением, чем поперечные. Для них типично развитие комплекса террас с относительной высотой более 100 м. Древними, наиболее высокими террасами нередко образованы местные сквозные водоразделы. Формирование поперечных долин связано с четвертичными поднятиями, вызвавшими глубокое эрозионное расчленение средней и южной частей острова, что привело к существенной перестройке всей гидросети. Часть поперечных долин, особенно на севере острова, можно с полным правом отнести к антецедентным, но большинство поперечных прорывных участков долин объясняется регрессивной эрозией и сложным процессом многофазных речных перехватов.

РОЛЬ РЕЧНЫХ ПЕРЕХВАТОВ

На рассматриваемой территории изучены многочисленные примеры речных перехватов различного возраста. К раннечетвертичному времени С. Ф. Биске и Ю. П. Баранова относят перехват правыми притоками Лены и Алдана левых притоков Яны, что значительно уменьшило бассейн древней Яны. В это же время произошел перехват р. Колымой своих современных верхних притоков рек Аян-Урях, Кулу и Берелех.

Особенно многочисленны следы речных перехватов позднечетвертичного возраста на Северо-Востоке. В это время верховья древних рек восточного склона Верхоянского хребта с трогообразными долинами были перехвачены правыми притоками Лены и Алдана и оказались причлененными к молодым участкам долин рек западного склона хребта. Р. Томпо увеличила свой бассейн за счет перехвата верховьев р. пра-Дербеке. Р. Аллах-Юнь «перепилила» хр. Сэттэ-Дабан и перехватила меридиональный участок долины, принадлежавшей р. Юдоме.

Изучение речной сети горной части Дальнего Востока показывает, что и в ее формировании большую роль играло явление речных перехватов. В районе Станового хребта известны перехваты реками бассейна Зеи рек бассейна Алдана. Так, например, по данным Ю. Ф. Чемякова, р. Ток перехватила верховья р. Алгамы. В результате этого произошел сдвиг линии главного водораздела к северу. Учитывая, что в этом районе произошла целая серия речных перехватов, можно говорить, что по сравнению с современным главный водораздел в прошлом был значительно сдвинут к югу.

То же самое имело место и в хребте Джугджур. Базис эрозии рек Алдано-Майского склона этого хребта расположен на 600—700 м выше, чем рек охотского склона, что способствует агрессии последних в отношении верховьев рек алданского склона и общему смещению линии главного водораздела к западу.

Существенная перестройка речной сети произошла и в долине Амура и его крупных притоков, причем существенное значение в этом процессе имели явления речных перехватов. Предполагается, что в результате речного перехвата произошел прорыв хр. Малого Хингана и присоединение к бассейну среднего Амура бассейна пра-Зеи, который до этого имел сток в Желтое море [Чемяков, 1964в].

В позднечетвертичное время пра-Амгунь перехватила долину Нижнего Амура в результате чего был сформирован бассейн Амура в современном виде.

Гидрографическая сеть Тором-Тугурского района в раннем и среднем плейстоцене существенно отличалась по своему рисунку от современной. Попытка реконструкции речной сети, по Г. С. Ганешину, сделана на рис. IV-2. Как видно на первой схеме (рис. IV-2, а), до перестройки р. Тугур текла не на север, как теперь, а на юг. В районе Тугуро-Немиленского водораздела Тугур принимал в себя притоки реки Конин с Муниканом и Немилен и продолжал течь в направлении р. Амгуни и Чукчагино-Эворонской депрессии. Трудно восстановить все этапы перестройки речной сети этого бассейна, но последние крупные изменения в конфигурации речных долин произошли недавно, в поздне- и послеледниковое время, когда на месте северной части Охотского моря произошли опускания равнинных территорий и ингрессия моря в крупные понижения материкового рельефа. Благодаря возникновению Тугурского залива р. Тугур получила новый базис эрозии и изменила свое направление на северное. Так произошло образование Тугуро-Немиленского водораздела.

В результате усиления эрозионной деятельности в различных частях Тором-Тугурского района возникают речные перехваты. Наиболее значительный среди них произошел в бассейне р. Муникана. В современном рельефе прекрасно сохранился древний нижний северо-восточный участок долины р. Муникана, выполненный флювиогляциальными валунами и галечниками последнего оледенения. В результате энергичной эрозионной деятельности правых притоков р. Конина был перехвачен нижний участок долины Муникана и возник новый молодой прорывной, имеющий юго-восточное направление. В месте перехвата террасы Муникана исчезают, долина становится очень узкой, зажатой в скалистые отвесные берега.

В результате четвертичных поднятий на Сихотэ-Алине были созданы весьма благоприятные условия для развития эрозионных процессов, особенно в пределах современного восточного его склона. Здесь произошло относительное понижение базиса эрозии рек, впадающих в Японское море, и поднятие приводораздельной части хребта, вызвавшие усиление эрозии рек восточного склона Сихотэ-Алиня с перехватом рек западного склона.

В южной части Сихотэ-Алиня в подавляющем числе случаев перехватывающими являются реки восточного склона, а перехваченными — верховья рек западного склона. Так, например, р. Тадуши на восточном склоне перехватила верховья р. Фудзина. Водораздел между ними представляет собой равнину (рис. IV-3), сложенную песчано-галечниковыми аллювиальными отложениями четвертичного возраста (это рыхлый, пестрый по петрографическому составу галек аллювий, хорошо отличающийся от плиоценовых толщ).

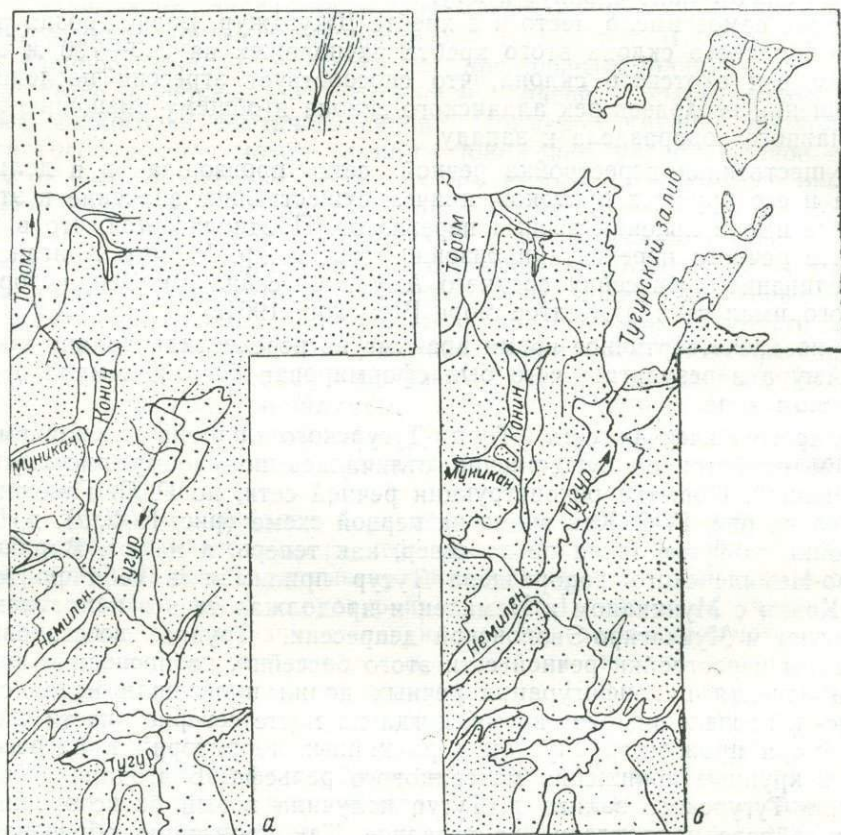


Рис. IV-2. Схема развития бассейнов рек Тугура и Немилена (по Г. С. Ганешину): *а* — раннечетвертичное время; *б* — позднечетвертичное время. Площади с густым точечным крапом — возвышенности, с редким — равнины.

По данным В. А. Ярмолюка и Г. С. Ганешина, реконструкция древней речной сети в этом районе рисуется в следующем виде. Верховьем р. Тадуши в прошлом являлась р. Сибайгоу, одним из левых притоков которой был ручей, послуживший началом будущей долины р. Тадуши. Р. Кинцухе в то время была верховьем р. пра-Фудзина. В месте современного узкого участка долины р. Тадуши проходил древний кинцухе-тадушский водораздел. Усиление эрозии рек восточного склона вызвало перепиливание этого водораздела и перехват р. Тадуши верховьями пра-Фудзина. Перехват произошел в несколько этапов. Сначала древний левый приток р. Тадуши захватил Кинцухе, затем р. Лудье и, наконец, весь остаток бассейна верхнего течения современной р. Тадуши. Существование сполженных широких правых склонов долины близ устьев рек Кинцухе и Лудье и крутых обрывистых левых берегов объясняется именно таким постепенным процессом вовлечения рек древнего бассейна р. Фудзина в бассейн р. Тадуши (см. рис. IV-3).

На Сихотэ-Алине известно еще несколько очень ярких примеров многократных речных перехватов: р. Ванчин перехватила верховья р. Ян-Муть-Хоузы (рис. IV-4), р. Тахобе — верховья р. Улунги и др.

Агрессия рек восточного склона хребта в целом ряде водораздельных участков Сихотэ-Алиня продолжается и в настоящее время, что в будущем, например, может привести к расчленению древней водораздельной террасы и к спуску вод верхнего течения р. Фудзина и его правого притока р. Перевальной на восток в долину р. Тадуши. Такой же процесс весьма вероятен в верховьях р. Бикина, где реки восточного склона (Кузнецова, Светлая и др.) активно врезаются своими верховьями в направлении р. Зевы.

Сложное развитие претерпел на Северном Сахалине бассейн р. Вала. Большая часть бассейна характеризуется развитием многочисленных и очень широких террас, наиболее высокие из которых принадлежат древнему озерному бассейну. На нижнем отрезке долины наблюдаются только пойменные террасы. В среднечетвертичное время нижним отрезком долины Вала являлось

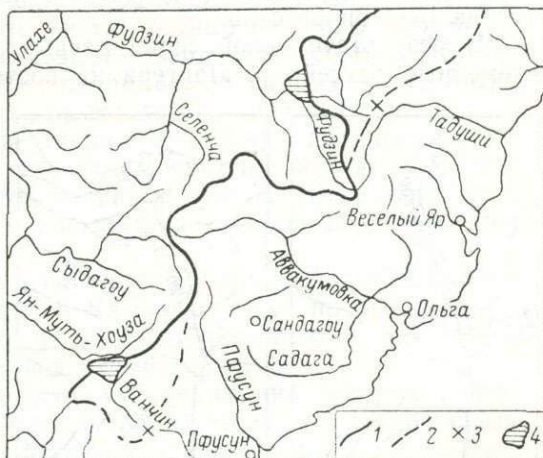


Рис. IV-3. Схема речных перехватов в бассейнах рек Тадуши, Фудзин и Ванчин, Ян-Муть-Хоуза (по Г. С. Ганешину).

1 — линия современного водораздела; 2 — линия древнего водораздела; 3 — места речных перехватов; 4 — участки водораздельной террасы.

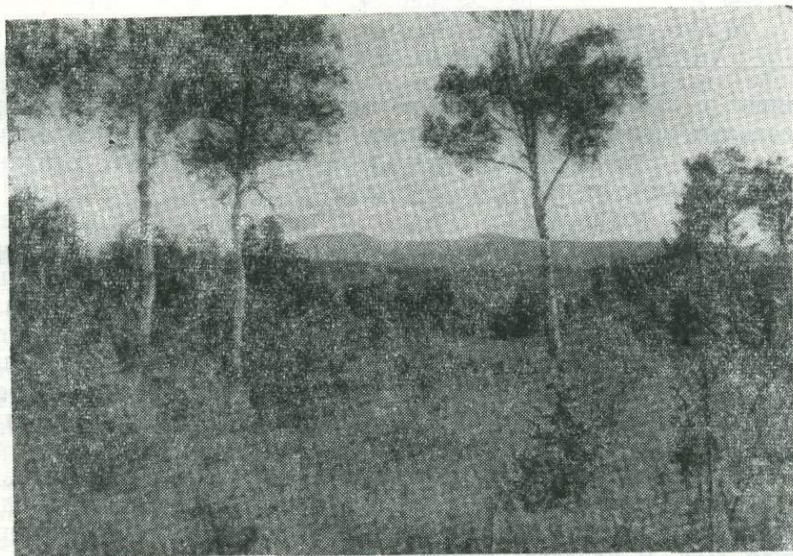


Рис. IV-4. Рельеф древней террасы на водоразделе рек Ян-Муть-Хоуза и Ванчин (Сихотэ-Алинь). Фото Г. С. Ганешина.

низовье небольших рек Хоеска и Аскасай, где также широко развиты среднечетвертичные и позднечетвертичные террасы, а на водоразделе между ними и р. Валом сохранились реликты древней долины.

Другим примером речного перехвата может служить бассейн рек Аскасай и Эвай. Еще недавно верховье р. Эвай являлось крупным правым притоком Аскасай, однако р. Эвай, отличаясь большей эрозионной активностью, перехватила верховье Аскасай и этим расширила более чем на $\frac{1}{3}$ свой бассейн.

В результате целой серии речных перехватов сформировался современный бассейн р. Лангери на востоке Сахалина. История разви-

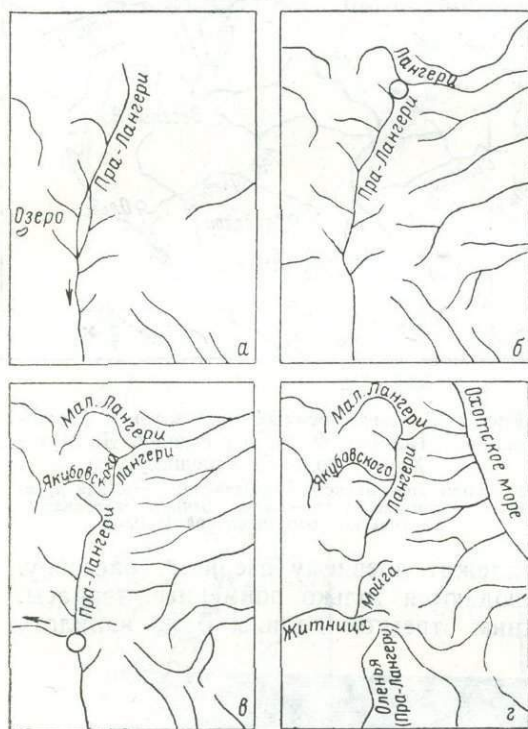


Рис. IV-5. Схема развития бассейна рек Лангери на Восточном Сахалине (по В. Г. Беспалому): а — конец плейсцена (?); б — конец раннечетвертичного и начало среднечетвертичного времени; в — конец среднечетвертичного и начало позднечетвертичного времени; г — конец позднечетвертичного времени и начало современной эпохи. Кружками обозначены места перехватов.

тия долины р. Лангери показана на четырех схемах, составленных В. Г. Беспалым (рис. IV-5). Эти данные показывают, что первоначально пра-Лангери имела продольную долину, согласную с основными структурными элементами. В дальнейшем произошло распадение этой единой артерии с образованием трех самостоятельных бассейнов, включающих как продольные, так и поперечные участки долин. Таким образом, произошло распадение субсеквентной речной сети и возникновение более сложного решетчатого типа эрозионного расчленения.

Причиной многочисленных речных перехватов на Сахалине, несомненно, являются новейшие тектонические поднятия приводораздельных районов, способствовавшие усилению регрессивной эрозии. Агрессия рек восточного склона Восточно-Сахалинских гор в направлении верховьев рек западного склона объясняется тем, что их развитие шло в условиях более низкого базиса эрозии, каким является Охотское море.

На Камчатке следы речных перехватов изучены еще слабо, однако и здесь можно говорить, что они играли большую роль в формировании речной сети. В качестве примера можно назвать бассейны рек Плотниковой, Быстрой, Камчатки, Рекинники и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение необходимо отметить, что на основании изложенных данных можно говорить о сложной истории развития речной сети описываемой территории. Отдельные участки речных долин продолжали

развиваться унаследованно на протяжении длительного времени — с конца палеогена. Значительно чаще встречаются участки долин неогенового и главным образом плиоценового возраста.

Вместе с тем многочисленные геоморфологические материалы показывают, что в современном виде многие речные бассейны сформировались сравнительно недавно — в позднечетвертичное время, а некоторые их части даже в голоцене. Так, например, по данным С. Ф. Биска и Ю. П. Барановой долина р. Яны, имеющая три террасы, была создана в первую половину позднечетвертичного времени, а долины рек Индигирки, Алазен и Колымы — только во вторую. По мнению В. Я. Филлипович, образование современной долины р. Амура также произошло только в позднечетвертичное время, когда в результате перехвата был прорван Чаятынский хребет.

Черты большой молодости в различных горных районах Дальнего Востока, Северо-Востока, Сахалина и Камчатки несут прорывные участки речных долин, большинство из которых возникло в результате речных перехватов или имеет antecedентный характер.

Необходимо также отметить, что для понимания истории развития речной сети необходимо последнюю рассматривать в тесной связи с общим геоморфологическим развитием территории.

При таком подходе к анализу гидросети сразу же выявляется зависимость формирования речных бассейнов от особенностей геологического строения, тектоники и вулканизма. Особенно большую роль при этом играют новейшие тектонические движения, которые, с одной стороны (при поднятиях), вызывают усиление эрозионных процессов, а с другой (при опусканиях) — приводят к преобладанию процессов аккумуляции и образованию «дряхлой» гидросети.

Если рассматривать всю территорию в целом, то в условиях господства горного рельефа на протяжении четвертичного периода преобладающими, несомненно, были процессы эрозионного вреза, а области аккумуляции в основном ограничивались межгорными впадинами. Иные соотношения, по-видимому, существовали в палеогене и части неогена, для которых, правда на основании ограниченного числа данных, был характерным менее контрастный рельеф со значительно большей ролью аккумуляции.

Развитие речной сети всей рассматриваемой территории очень тесно связано с историей окраинных морей Тихого и Ледовитого океанов. Влияние морских трансгрессий и регрессий сказывалось на протяжении четвертичного периода не только в прибрежных районах; оно в значительной мере контролировало развитие и внутренних районов, определяя как направление стока, так и интенсивность эрозионных процессов. Можно уверенно говорить, например, о весьма значительной роли последних этапов развития Охотского и Японского морей (позднечетвертичное время и послеледниковье), когда произошли существенные изменения в величине и форме этих бассейнов и когда оказались погруженными и затопленными значительные участки материка. В результате этого возникла асимметрия в строении Сихотэ-Алиня, Джугджура и других прибрежных горных хребтов, что способствовало усилению эрозионного вреза рек, впадающих в Охотское и Японское моря, и привело к возникновению многочисленных речных перехватов и общему смещению линии главных водоразделов в глубь материка.

В некоторых районах на формирование речной сети оказали влияние вулканические явления (Сихотэ-Алинь, Камчатка и др.).

Что касается климатических изменений, то их роль в образовании современной гидрографической сети изучена для рассматриваемой территории еще недостаточно. Однако можно уверенно говорить, что оледенение горных районов, конечно, не привело к такой перестройке реч-

ной сети, которая устанавливается для районов, подвергавшихся покровному оледенению. Вместе с тем локальное переформирование речной сети в связи с ледниковыми явлениями, несомненно, должно было иметь место в некоторых районах Северо-Востока, испытавших наибольшее по масштабам горнодолинное оледенение. Об этом, в частности, свидетельствуют погребенные под мореной последнего оледенения древнеаллювиальные отложения в различных районах Северо-Востока СССР (бассейны р. Берелеха и др.).

Приведенные выше данные убедительно свидетельствуют о молодости речной сети Северо-Востока Азии, сформировавшейся на протяжении кайнозоя и получившей свой современный облик в плейстоцене и голоцене.

Существенно иных взглядов на историю развития речной сети Приморья и Приамурья придерживаются Г. И. Худяков, А. П. Кулаков и А. М. Короткий, которые считают, что «наиболее крупные перекосы земной поверхности в бассейнах Алдана, Зеи, Буреи, Уды, Уссури, Суйфуна и других рек формировались в различные отрезки геологического времени, начиная с палеозоя и по кайнозой включительно, соответственно развитию на этой территории основных элементов морфоструктуры. Палеогеоморфологические реконструкции этих перекосов доказывают длительное и унаследованное развитие основных линий стока, а следовательно, и речной сети» [Худяков, Кулаков, Короткий, 1968, стр. 239].

Однако сложная геологическая история этой территории и, что особенно важно, развитие наложенных разновозрастных структур решительно опровергают этот вывод. В этих условиях нельзя предполагать унаследованное развитие морфоструктур от палеозоя до кайнозоя и, следовательно, говорить об унаследованном развитии основных линий стока с палеозоя.

ГЛАВА V

ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В изучении проблем четвертичного оледенения северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и смежных территорий за последние десятилетия достигнуты значительные успехи. Однако многие вопросы остаются все еще слабо изученными, а имеющиеся фактические материалы трактуются различными исследователями нередко противоречиво. Это обстоятельство делает необходимым краткий обзор следов четвертичного оледенения на описываемой территории и рассмотрение наиболее дискуссионных проблем.

СЕВЕРО-ВОСТОК

На Северо-Востоке к настоящему времени известны следы нескольких оледенений [Баранова, Бискэ, 1964; Карташов, 1966; Колосов, 1947; Обручев, 1939; Шило, 1959 и др.]. Они обнаруживаются в виде эрратических валунов на поверхностях денудационного выравнивания, каров, цирков*, троговых долин, холмисто-грядового моренного рельефа, ледниковых озер, сквозных ледниковых перевалов во всех крупных горных сооружениях Северо-Востока.

В Верхоянской горной системе известны следы двух горнодолинных оледенений. Следы более древнего из них условно датируются средним плейстоценом. Они приурочены к древним речным долинам, местами не совпадающим с современными, и представлены комплексом верхних трогов. Аккумулятивные формы этого оледенения известны на Приленском плато и правобережье р. Алдана (конечные морены) на древних денудационных уровнях на высоте 300—320 м над днищами современных долин и древних поверхностях выравнивания высотой более 1800—1900 м (эрратические валуны, холмистый моренный рельеф). Следы последнего, позднеплейстоценового оледенения представлены трогами, врезанными в древние троговые долины на глубину 200—400 м, и моренными комплексами у подножья хребтов. В горах нередко выделяются конечные морены и третий уровень трогов, оставленные последней (сартанской) стадией позднеплейстоценового оледенения. В хребтах Сунтар-Хаята и Орулганском наблюдается современное оледенение.

Обильны следы четвертичных оледенений в горной системе Черского и хребтах Полоусный и Момский. А. П. Васьковский [1959] и М. Д. Эльянов [1959] относили к эпохе раннечетвертичного (тобычанского, по А. П. Васьковскому) оледенения образование эрратических валунов на водоразделах высотой 1200—1400 м в Предпорожном районе в бассейне р. Эльги и других притоков Индигирки. Однако

* Здесь и ниже к карам относятся те скульптурные формы, которые не связаны непосредственно с трогами. Цирки, в отличие от каров, обладают большими размерами, расположены в верховьях долин и непосредственно переходят в троговые долины.

С. Ф. Бискэ и Ю. П. Баранова [1964] и З. М. Хворостова [1964] считают, что эти валуны оставлены среднечетвертичным оледенением, которое имело горнодолинный, а местами локально-покровный характер. Наряду с долинными ледниками, языки которых проникали в межгорные впадины, были развиты ледники подножий. Кары и цирки среднечетвертичного оледенения, названного А. П. Васьковским [1959] эльгинским, располагаются на высоте 1200—1400 м. Крупными центрами оледенения являлись Буордахский и Омуденский массивы и хребты Улахан-Чистай, Б. Эриkitский, Догдо-Чималгинский и Чибагалахский. Позднечетвертичное (бохапчинское, по А. П. Васьковскому) оледенение было развито в тех же районах. Днища каров и цирков этой ледниковой эпохи располагаются на абс. высотах 1700—1800 м. В бассейнах Индигирки, Эльги, Худжаха и других рек хорошо сохранились конечноморенные комплексы бохапчинского оледенения.

В Верхне-Колымском нагорье, по А. П. Васьковскому [1959] и М. Д. Эльянову [1959], к раннечетвертичному, тобычанскому оледенению относятся морены мощностью 60—80 м, залегающие на платообразных водораздельных участках высотой 900—1100 м (500—700 м над поймой р. Колымы) в районе оз. Джека Лондона и бассейне р. Обо. Они сложены значительно выветрелыми крупными валунами и глыбами гранитов с дресвой и песком. В. В. Веснин, В. И. Вийра, И. П. Карташов [1962] пришли к выводу, что возраст наиболее древнего оледенения, оставившего морену мощностью 200 м в урочище Верхних озер, не может быть определен в настоящее время, не исключая возможности, что оно значительно моложе минделя. Другие исследователи [Баранова, Бискэ, 1964; Хворостова, 1964; Шило, 1959 и др.] отрицают наличие следов раннечетвертичного оледенения. Они считают, что здесь имеются следы средне- и позднечетвертичного ледниковых эпох. В течение первой ледники развивались на древних поверхностях выравнивания, оставив морены на урочище Верхних озер и Обинском плато и кары на уровне 1200—1300 м. Позднечетвертичное оледенение было горно-долинным. Ледники спускались языками в межгорные впадины. Кары и цирки этой ледниковой эпохи располагаются на высотах 1700—1900 м. Местами различаются две стадии последнего оледенения [Карташов, 1966; Баранова, Бискэ, 1964], аналоги зырянского и сарганского оледенений.

Следы двух ледниковых эпох (средне- и позднечетвертичной) хорошо выражены на Анюйском нагорье и в горах Чукотского полуострова (хребты Анюйский, Олойский, Пекульней, Золотой, Искатень, кряжи Пырканай, Илirней и др.) в виде каров, цирков, трогов, морен и флювиогляциальных террас. В прибрежных хребтах ледники часто спускались в море, о чем говорит обилие фиордов на берегах Чукотского полуострова [Каплин, 1962].

На Охотско-Колымском водоразделе обнаружены признаки существования среднечетвертичных долинных ледников (троги, пояса конечных морен в межгорных депрессиях). Местами ледники спускались в море (затопленные морены в зал. Шелихова). Кары и цирки этого оледенения располагаются на высоте 600—700 м. Позднечетвертичные ледники развивались только в наиболее высоких участках горного рельефа. Их трог, врезанные в троговые долины среднечетвертичного возраста на глубину 100—200 м, обычно заканчиваются в верхних течениях крупных долин. Лишь в районе Гижигинской губы ледники выходили к берегу моря. Многочисленны конечные и боковые морены, флювиогляциальные террасы, кары и цирки.

Описанные выше следы оледенений датируются по соотношению с комплексами речных террас (для позднего плейстоцена) или по геоморфологическим соотношениям с другими формами рельефа (для среднечетвертичного ледниковья).

Наиболее полное палеонтологическое обоснование возраста оледенений получено О. М. Петровым [1963, 1965] на основе детального изучения разреза отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова. Здесь имеются следы четырех оледенений. Первое из них датируется ранним плейстоценом (Q_1^2) и совпадает с морской трансгрессией. В это время формировались осадки пинакульской свиты (морские пески, галечники, ледниково-морские глины и суглинки с включениями гальки и валунов). Они характеризуются арктическо-бореальным комплексом моллюсков, арктическими и арктическо-бореальными видами диатомей и холоднолюбивым комплексом спор и пыльцы, свидетельствующих о суровых климатических условиях. Выше с размывом залегают крестовская свита, средняя подсвита которой представлена ледниково-морскими валунными суглинками, переходящими фациально в ледниковые валунные суглинки и супеси нижней морены. В осадках мало остатков арктических моллюсков. Формирование этой подсвиты произошло в течение второй ледниковой эпохи во второй половине среднего плейстоцена (Q_{II}^2).

Два последних ледниковья датируются поздним плейстоценом. Осадки среднеплейстоценового и первого позднеплейстоценового оледенения разделены толщей морских песков и галечников верхней подсвиты крестовской свиты и валькатленских слоев, на которых лежат конергинские озерные и аллювиальные слои. Морена и флювиогляциальные отложения первого позднеплейстоценового оледенения (Q_{III}^2) образуют ванкаремские слои. Выше залегают амгумские слои, включающие морские осадки межледниковой трансгрессии, слагающие морскую террасу высотой 10—15 м, и аллювий надпойменной 5—13-метровой террасы. Ледниковые отложения второго позднеплейстоценового оледенения (Q_{III}^4) представлены искатеньскими слоями, образующими прекрасно сохранившиеся конечные морены на высотах 200—400 м в троговых долинах.

Изложенная схема удовлетворительно коррелируется со схемой п-ова Сьюард на Аляске [Мерклин и др., 1964; Hopkins, MacNeil, Merclin, Petrov, 1965]. Различие существует лишь в том, что на Аляске имеются признаки оледенения более древнего, чем пинакульского (айрон-крик). Что касается расхождения во времени проявления анвильской (межледниковой) трансгрессии на Аляске и пинакульской (ледниковой) трансгрессии на Чукотке, то оно объясняется локальными тектоническими погружениями последнего региона в пинакульское время.

Таким образом, одни исследователи находят на Северо-Востоке следы двух (средне- и позднечетвертичного) оледенений [Баранова, Бискэ, 1964; Кашменская, Хворостова, 1965; Хворостова, 1964; Шило, 1959 и др.], причем некоторые из них выделяют в позднеплейстоценовом ледниковье две стадии [Баранова, Бискэ, 1964]. Ряд авторов однако считает, что в позднем плейстоцене было два самостоятельных оледенения [Карташов, 1963, 1966; Чемеков, 1961д, е], синхронных зырянскому и сартанскому ледниковьям Сибири. А. П. Васьковский [1959], М. Д. Эльянов [1959] — сторонники трехкратного оледенения Северо-Востока (тобычанская, эльгинская и бохапчинская ледниковые эпохи, сопоставляемые ими соответственно с минделем, риссом и вюрмом).

Ю. Ф. Чемеков [1961в] предполагает, что тобычанское оледенение является среднеплейстоценовым, а эльгинское и бохапчинское относятся к позднему плейстоцену. Наоборот, Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ [1964] полагают, что следы тобычанского оледенения в действительности принадлежат эльгинской ледниковой эпохе и позднеплейстоценовым является лишь бохапчинское оледенение. И. П. Карташов [1966] считает, что, исходя из планетарной синхронности явлений похолодания, на Северо-Востоке было не менее 5—6 оледенений, т. е. то же ко-

личество, которое известно в наиболее хорошо изученных районах северного полушария. Однако в рельефе запечатлены следы лишь двух-трех последних оледенений. Признаки более древних стерты с поверхности экзогенными агентами морфогенеза и могут быть обнаружены лишь в геологических разрезах в результате палинологических исследований, которые пока еще не имеют необходимого размаха.

Одной из наиболее аргументированных точек зрения является вывод О. М. Петрова [1965 и др.] о наличии на крайнем Северо-Востоке Азии следов четырех оледенений: раннеплейстоценового, среднеплейстоценового и двух позднеплейстоценовых. А. А. Наймарк и А. В. Шер [1964] дают аналогичную же схему для указанной территории.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Следы четвертичного оледенения установлены в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном, Джугдыре, Майском, Тукурингре, Джагды, Тылском, Ям-Алине, Эзопе, Дуссе-Алине, Мевандже, Буреинском, Баджалском, Сихотэ-Алине. Они изучались многими исследователями [Анисимов, 1958; Баженов, 1954; Варфоломеева, 1957; Ганешин, 1959в; Готванский, 1960; Заморюев, Сей, 1963; Корнилов, 1957, 1959; Кушев, 1934; Никольская, 1961б; Никольская, Чичагов, 1962; Никольская, Щербаков, 1956; Обручев, 1931; Саврасов, 1949; Соловьев, 1961б; Усова, 1931; Чемяков, 1959а, б, в, 1960, 1961в, г; Шевченко, 1965]. Материалы А. Ф. Атаманчука, А. П. Глушкова, А. П. Головневой, В. К. Елисеевой, Д. И. Ивлиева, В. А. Кузьмичева, В. И. Курлаева, П. В. Некрасова, В. В. Онихимовского, А. П. Пуминова, Н. А. Ракова, А. И. Юдина, В. А. Ярмолюка и других исследователей не опубликованы.

В Становом хребте имеются признаки двух-трех оледенений [Корнилов, 1957, 1959; Чемяков, 1960]. Следы предположительно среднечетвертичного оледенения, распространенные у северного подножья Токинского Становика, протягиваются широкой полосой холмисто-увалистого моренного рельефа через долины рек Алгомы, Мулама, Идюма и их притоков (рис. V-1). Ледниковые языки, выползая на равнину из горных трогов, сливались в единый ледник типа Маляспина. Его флювиогляциальные галечники образуют в долинах перечисленных рек 80—90-метровые террасы, возраст которых ориентировочно оценивается как среднеплейстоценовый.

Следы позднеплейстоценового оледенения очень свежи. В горах насчитывается более 600—700 каров и цирков с диаметром от нескольких сотен метров до 4—5 км. Наибольшее количество их наблюдается на северных склонах. Нередко стенки крупных цирков изъедены карами меньшего размера. Наблюдаются каровые лестницы из 2—3 каров. Снеговая линия располагалась в восточной части горной системы на высотах 1500 м (южный склон) — 1460—1480 м (северный склон), в западной части 1500—1600 м (южный склон) — 1400—1600 м (северный склон). Из цирков начинаются троговые долины длиной до 50—70 км, выходящие в предгорья. На днищах трогов наблюдаются серии конечных морен высотой до 120 м (например, в долине р. Туксани), цепочки ледниковых озер, ригели, бараньи лбы.

Ледники выходили на прибрежную равнину менее значительно, чем среднечетвертичные, не сливались между собой и относились к типу ледников с расширенными концами. Котловину оз. Б. Токо занимал ледниковый язык объемом 18—23 км³ льда, оставивший после уничтожения три вала конечных морен высотой от 230—180 (внешний вал) до 40 м (внутренний вал). В. И. Гольденберг, И. А. Никольская считают их позднеплейстоценовыми. Из-за недостаточной изученности

нельзя сказать, были ли здесь две ледниковые эпохи в позднем плейстоцене, как это наблюдается на смежных территориях. Судя по наличию 3—4 и более поясов конечных морен в трогах, в отступании позднеплейстоценовых ледников наблюдалось несколько стадий. Площадь развития ледниковых форм позднеплейстоценового ледниковья составляет 11 700 км².

Б. А. Корнилов [1959], отмечая наличие трехступенчатых лестниц каров различной сохранности, трех валов конечных морен вокруг оз. Б. Токо и трех полей морен в долине р. Ундытына, предполагает трехкратное оледенение Станового хребта, не датируя его. Однако эти признаки могут отмечать не самостоятельные ледниковья, а стадии отступления последнего позднеплейстоценового оледенения.

В хребтах Джугджуре и Прибрежном распространены следы по меньшей мере трех оледенений. Предположительно раннеплейстоценовой является значительно выветрелая валунно-галечниковая морена в устье р. Кирана мощностью 60—80 м [Чемяков, 1959б]. По мнению В. В. Вихлянцева [Шевченко, 1965], это не морена, а аллювий, так как отложения слоисты, галька и валуны хорошо окатаны, а обломки отсутствуют. Однако этих аргументов недостаточно для отрицания ледникового генезиса киранских осадков. Они отложены уже за пределами Прибрежного хребта на примыкающей к нему низкой поверхности выравнивания. Речной поток не в силах приносить сюда такие крупные валуны, какими изобилует киранская морена. Нет здесь их и в современном русле реки, и в террасах р. Кирана, широко распространенных в приустьевой части долины. Отсутствие обломков объясняется тем, что валуны и галька в основном сложены легко окатывающимися гранитоидами и эффузивами, а породы иного генезиса принесены издалека в виде хорошо окатанной гальки. Что касается грубой слоистости, то она может иметь место и в моренах. Таким образом, ледниковый (или флювиогляциальный) генезис киранских отложений остается вполне вероятным. Проблема киранской морены нуждается в дальнейшем изучении.

Предположительно к среднему плейстоцену относятся морены на плоских водоразделах и холмисто-грядовый моренный рельеф в тектонической депрессии, разделяющей хребты Джугджур и Прибрежный. По-видимому, среднеплейстоценовыми являются и полуразрушенные цирки и кары с пологими склонами и прорезанными эрозией днищами. В юго-западной части хр. Джугджура их днища лежат на асб. высотах 1220—1300 м (на юго-восточных склонах) — 1400—1500 м (на северо-западных склонах). Следы позднеплейстоценового оледенения представлены сотнями резко очерченных каров и цирков с диаметрами до 3 км. Иногда они образуют лестницы из 2—3 каров. Широко распространены троговые долины длиной до 10—15 км. В них наблюдаются комплексы конечных морен, бараньи лбы, боковые морены. Ледники чаще относились к простому, реже сложному долинным типам. В некоторых участках существовали дифлюэнтные ледники (в долинах рек Аюмкана и Анегии, в верховьях рек Уяка и Тыркана и др.). Следы последнего оледенения, названного здесь джугджурским [Чемяков, 1959б], широко распространены также в хребтах Джугдыре, Майском, Атагском, Лавла, где они описаны Ю. А. Альбовым, В. В. Заморуевым, В. Н. Мошкиным, А. И. Юдиным. Снеговая линия джугджурского оледенения повышалась от 500—700 м на восточных склонах до 1200—1400 м на западных (см. рис. V-1). На южных склонах она располагалась на 100—200 м ниже, чем на северных. Наблюдается также повышение снеговой линии с северо-востока на юго-запад при движении по охотскому склону хр. Прибрежного (от 500 м у пос. Аяна до 700 м близ устья р. Уды).

В хр. Тукурингра известно несколько каров на высоте 1300 м*. В хр. Джагды имеются остатки сильно разрушенных каров на высоте 900—1000 м, являющихся, по-видимому, признаками оледенения, более древнего, чем позднелейстоценовое. В хр. Ланском снеговая линия лежала на высоте 780—1100 м. На этом уровне здесь наблюдаются хорошо выраженные кары. В восточной части хр. Селемджинского описаны несколько десятков каров диаметром до 2 км на высотах 1200—1500 м. Местами в них сохранились ледниковые озера. Троговые долины достигают в длину 10—15 км. В них наблюдаются хорошо сохранившиеся моренные гряды. Снеговая линия последнего оледенения в восточной части хр. Селемджинского повышалась с запада на восток с 1300 до 1500—1600 м в центре высокого горного узла с абс. высотой 2152 м.

В. В. Никольская и И. Н. Щербаков [1956] высказали предположение, что Верхне-Зейская депрессия испытала «ледниковый этап развития», в течение которого она была целиком заполнена сплошным покровом льда. В последующих работах эта точка зрения подвергалась дальнейшему развитию [Чичагов, 1959; Никольская, 1961б; Никольская, Чичагов, 1962]. Однако детальные исследования, произведенные В. В. Заморуевым и И. И. Сей [1963], показали, что отложения, считавшиеся ранее указанными выше авторами ледниковыми, в действительности представляют собой аллювиально-пролювиальные осадки древнего предгорного шлейфа, протягивающегося полосой шириной до 30 км вдоль северного склона хребтов Тукурингра и Джагды.

Значительному оледенению подвергались хребты Тыльский и Тайканский, где насчитывается до 280 каров и цирков с диаметром днищ от 1 до 5 км, располагающихся на высотах от 1200—1400 м (в северной части хребтов) до 1500—1600 м (в южной части). В стенки некоторых цирков врезано до четырех каров, днища которых висят на высоте 300—400 м над дном цирка. Встречаются лестницы из 2—3 каров. Длина троговых долин достигает 40 км (р. Тором).

Хр. Ям-Алинь — крупный центр четвертичного оледенения (рис. V-2). Здесь широко развиты кары и цирки, число которых (с диаметром 1—5 км, но чаще 1—3 км) достигает нескольких сотен. Наиболее древний комплекс каров с мягкими полуразмытыми очертаниями, но в большинстве с сохранившимися озерами лежит в таежной зоне на высоте 780—900 м. Выше расположенные (на высотах 1500—1700 м на западном и 1200—1400 м на восточном склонах) цирки и кары имеют резкие очертания. Во многих из них существуют ледниковые озера. Часты сквозные ледниковые долины, встречаются карлинги. Троговые долины имеют длину от 10—20 км на западном склоне, до 40—45 км на восточном. По аккумулятивным образованиям наблюдаются три ледниковые эпохи [Чемеков, 1960 и др.]. Предположительно среднечетвертичные морены алданского или ям-алинского оледенения лежат на сглаженных вершинах низких предгорных возвышенностей восточного склона хр. Ям-Алинь (например, на сопке высотой 874 м в бассейне р. Муникана).

Более молодой комплекс морен (мощностью до 100 м) первого позднелейстоценового (муниканского) оледенения сочленяется с флювиогляциальной верхнелейстоценовой 30—40-метровой террасой. Самый молодой комплекс морен относится к последнему, селитканскому оледенению. Мощностью его достигает 30 м. Морена сочленяется с 10—20-метровой флювиогляциальной позднелейстоценовой террасой. Первое оледенение имело характер ледников подножий (типа Маляспина), последние два были горно-долинными с преобладающими типами ка-

* Здесь и ниже под высотой каров и цирков понимается абсолютная высота их днищ.

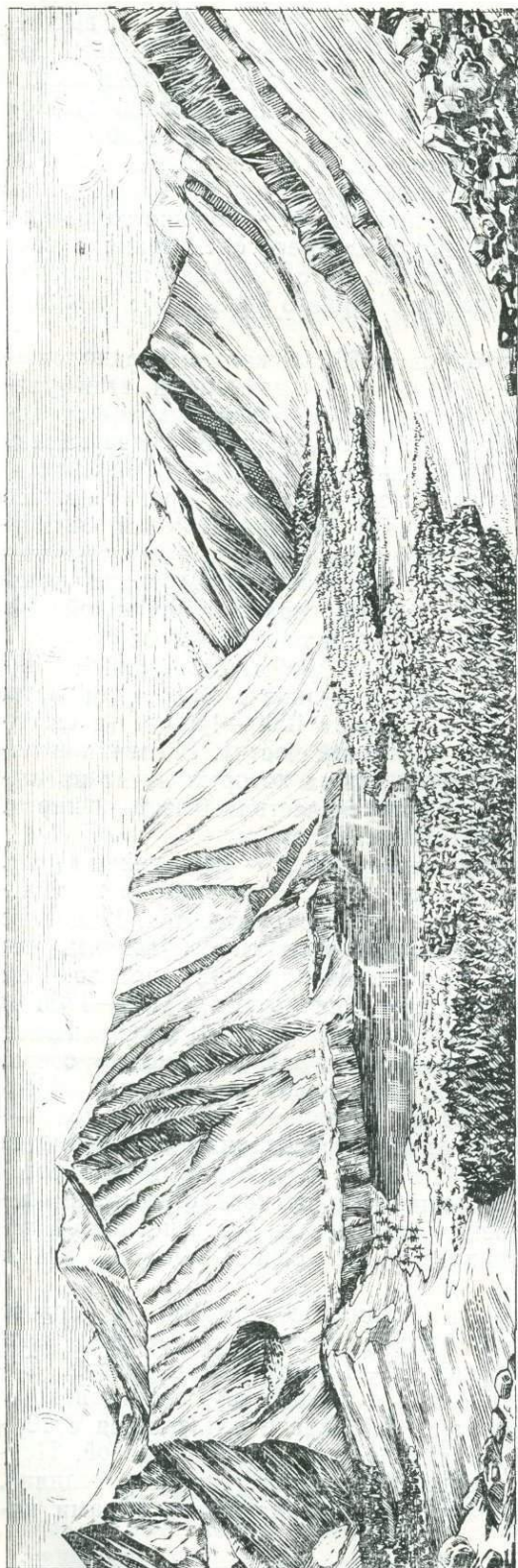


Рис. V-2. Хребет Ям-Алинь в верховьях р. Сэги с многочисленными следами древнего оледенения (рис. Ю. Ф. Чемякова).

ровых, сложных долинных, дифлюэнтных ледников. В. К. Шевченко [1965] считает, что в хр. Ям-Алине и смежных хребтах Дуссе-Алинь и Тыльском имеются признаки лишь одного позднеплейстоценового оледенения с двумя стадиями.

В хр. Эзоп насчитывается около 70 каров и цирков поперечником не менее 0,8—1,0 км (преобладают диаметры 1—2 км). В западной части хребта они лежат на высоте 1300—1400 м, в средней 1300—1500 м, в восточной 1600—1700 м. Большинство каров и цирков лежит на склонах северной экспозиции. Начинающиеся из цирков трогии имеют длину 5—10 км. В них наблюдаются серии конечных морен. Наиболее мощный ледник длиной 16 км занимал верхнее течение р. Харги.

Хр. Меванджа имеет два комплекса каров. Более древний предположительно относится к муниканскому оледенению. Кары его полуразмыты, с пологими стенками, иногда с сохранившимися озерами на днищах. Они располагаются на высотах 900—1140 м. К селитканскому ледниковью относятся резко очерченные малоизмененные кары на высотах 1200—1360 м с озерами на днищах. Общее количество каров размером от 0,5 до 2—3 км в поперечнике достигает 30. Хорошо выраженные трогии редки и коротки.

В хр. Дуссе-Алинь (рис. V-3) насчитывается более 100—150 каров диаметром 0,5—3 км,

расположенных преимущественно на склонах северной экспозиции. На восточном склоне кары расположены на высоте 1300—1500 м, на западном — 1500—1700 м. Кары восточного склона крупнее, чем западного. Здесь наблюдаются лестницы из двух-трех каров. В коротких трогах

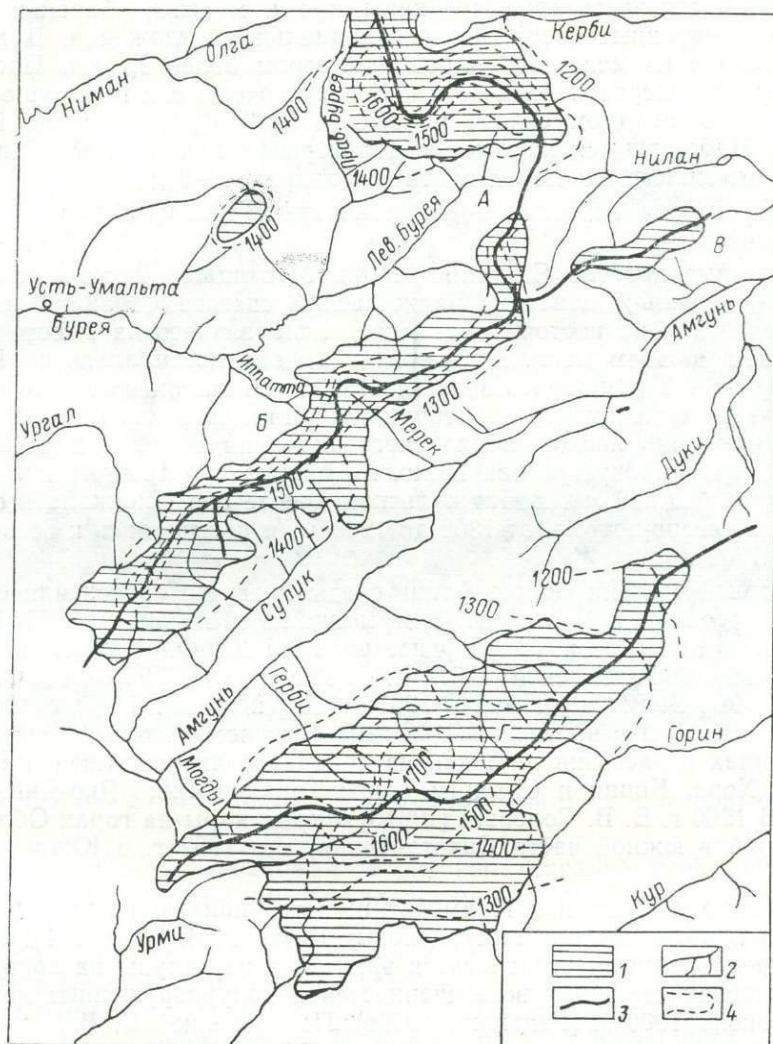


Рис. V-3. Схема распространения следов позднечетвертичного последнего оледенения в хребтах Дусе-Алине, Эткиль-Янканском, Буреинском и Баджальском. Составил Ю. Ф. Чемеков [1960].

1 — площадь распространения каров и трогов последнего позднечетвертичного оледенения; 2 — площадь распространения следов оледенения неустановленного возраста; 3 — осевые линии хребтов; 4 — изохионы эпохи последнего позднечетвертичного оледенения. Цифры указывают абсолютные отметки изохион, проведенных с сечением через 100 м.

Хребты: А — Дусе-Алинь; Б — Буреинский; В — Эткиль-Янканский; Г — Баджальский.

(длиной 5—6 км) наблюдаются конечные морены, бараньи лбы. Во многих местах обнаружены флювиогляциальные отложения, слагающие террасы в долинах рек.

В Буреинском хребте (рис. V-3) количество цирков размером 0,5—2,0 км по приблизительному подсчету превышает 70. Большинство из них расположено на склонах северной экспозиции на высотах 1320—1560 м, но чаще 1400—1500 м. Широко распространены троговые долины длиной до нескольких километров. Максимальная длина ледников — до 10 км. Описаны здесь и моренные образования.

Более десятка каров диаметром более 1 км, расположенных на высоте около 800 м, наблюдается в хр. Эткиль-Янканском. Немногочисленные троговые долины не превышают в длину 2—3 км.

Крупным центром древнего оледенения являлся хр. Баджалский. Признаками его здесь являются кары, трог, морены, бараньи лбы, каровые и моренные озера, флювиогляциальные отложения. В хребте насчитывается не менее 200 каров диаметром более 0,5 км. Преобладают кары с поперечником 2—3 км. Сосредоточены они преимущественно на северо-западном склоне на высоте 1240—1840 м (чаще 1440—1560 м). Наблюдаются каровые амфитеатры [Чемяков, 1960]. Троговые долины с комплексами морен протягиваются на 6—8 км.

В хр. Турана известны цирки и короткие троговые долины с моренными валами.

В системе хребтов Ям-Алинь, Эзоп, Меванджа, Дуссе-Алинь, Бураинский, Эткиль-Янканский, Баджалский снеговая граница последнего оледенения на восточных склонах располагалась на высоте около 1200 м над уровнем моря. К водоразделам она повышалась до 1600—1800 м (рис. V-3), снижаясь вновь до 1300 м на западных склонах в северной части описанной территории и до 1400 м в южной [Чемяков, 1961г]. Особенно низко лежала снеговая линия на восточных концах отходящих к востоку хребтов Бюко, Меванджа (до 1000 м) и Эткиль-Янканского (до 800 м). В Баджалском хребте она понижалась с юго-запада на северо-восток (от 1300 до 1200 м) и повышалась к осевой части (до 1700 м).

В горной системе Сихотэ-Алинь следы древнего оледенения открыты и исследованы в 1949 г. В. А. Ярмолюком и в 1950 г. А. П. Глушковым и В. К. Елисеевой, а позднее описаны Ю. Ф. Чемяковым [1955, 1960], Э. Н. Варфоломеевой [1957], Г. С. Ганешиним [1959в], М. Ф. Колбиним [1960], В. В. Соловьевым [1961б, 1964] и другими исследователями. Они известны в настоящее время на северном Сихотэ-Алине в горных группах в бассейне р. Анюя, на водоразделах рек Анюя и Коппи, Анюя и Хора, Коппи и Самарги (горы Тардоки-Яни, Яко-Яни, Яко и др.). В 1960 г. В. В. Соловьев [1961б] открыл кары на горах Облачной и Снежной в южной части Сихотэ-Алиня, а в 1962 г. в Южном Приморье.

На Сихотэ-Алине и в Приморье имеются признаки среднелейстоценового и двух позднелейстоценовых оледенений (рис. V-4). К первому предположительно относятся эратические валуны на водоразделах и плоских вершинах возвышенностей и полуразрушенные кары на высоте около 1000 м [Ганешин, 1959в]. По мнению В. В. Соловьева [1964], в южном Приморье следы оледенения спускаются почти до уровня моря. Он полагает, что верховья р. Янчихе представляют собой цирк, расположенный на высоте 300 м, а ее долина является трогом, днище которого выполнено мореной. Последняя заведомо древнее верхнего плейстоцена и предположительно датируется средним плейстоценом. Это оледенение, названное приморским [Соловьев, 1964], по-видимому, было максимальным и имело горнодолинный характер. Снеговая линия его располагалась в северном Сихотэ-Алине на высоте около 1000 м, а в Приморье, по В. В. Соловьеву [1964], — 300—600 м.

Первое позднечетвертичное ледниковье (анюйское, по В. В. Соловьеву) оставило следы в виде хорошо сохранившихся цирков и троговых долин с валами конечных морен на их днищах. Флювиогляциальные галечники этого оледенения переходят в отложения позднелейстоценовой 8—12-метровой террасы в бассейне р. Анюя. Снеговая граница в это время располагалась на высоте 1300—1400 м в северной части Сихотэ-Алиня и 1200—1300 м в южной части. Последнее («каровое», по В. В. Соловьеву) оледенение отразилось в рельефе образованием

мелких каровых ниш на высоте 1600—1800 м на северном Сихотэ-Алине и 1500—1600 м в южной части описываемой территории.

В геологических разрезах также запечатлены следы ледниковых эпох в виде ледниковых осадков или похолоданий [Чемяков, 1961д, е]; Вихлянцев, Морозова, 1965; Александрава, Морозова, Соколова, 1966], отмечаемых по характеру остатков растений и животных. По схеме, разработанной Ю. Ф. Чемяковым [1961д, е] для западного Прихотья и Приамурья, нижнечетвертичными являются холанский (доледнико-



Рис. V-4. Троговая долина в горном массиве Тардоки-Яни. Фото Э. Н. Варфоломеевой.

вый) и киранский (ледниковый) горизонты. Средний плейстоцен подразделяется на сидатунский (межледниковый) и ям-алинский (ледниковый) горизонты. В верхнем плейстоцене различаются первый тихоокеанский (межледниковый), муниканский (ледниковый), второй тихоокеанский (межледниковый) и селитканский (ледниковый) горизонты. В детально изученных сплошных разрезах Эворано-Чукчагирской депрессии В. В. Вихлянцев и В. Ф. Морозова [1965] отмечают следы трех значительных похолоданий, разделенных межледниковьями. Они параллелизуют первые с ниже-, средне- и позднеплейстоценовыми оледенениями Сибири. Однако сравнение это весьма дискуссионно, так как в Сибири в среднем и в позднем плейстоцене выделяются по две ледниковые эпохи.

Таким образом, на Дальнем Востоке наиболее дискуссионной является проблема раннечетвертичного оледенения, которое признается одними [Чемяков, 1959б, 1960 и др.; Вихлянцев, Морозова, 1965 и др.] и отрицается другими [Соловьев, 1964; Шевченко, 1965 и др.] исследователями. Что касается среднеплейстоценового ледниковья, то оно устанавливается в большинстве районов предположительно по геоморфологическим данным. Наиболее уверенно выделяются два позднеплейстоценовых оледенения, которые одни исследователи считают стадиями единой ледниковой эпохи, а другие — самостоятельными оледенениями. Ледники последнего оледенения оставили в трогах ряд стадийных конечных морен во время дегляциации.

КУРИЛО-КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Сведения о древнем оледенении Корякского нагорья содержатся как в опубликованных трудах [Баранова, 1960; Даценко, Куликов, 1957; Дегтяренко, Баранова, 1959; Дегтяренко, 1961; Дундо, 1959; Колосов, 1947 и др.], так и в неопубликованных материалах И. Я. Власова, Н. Г. Загорской, К. А. Кондратьева, Б. В. Лопатина, И. Ф. Мороза, В. М. Пономарева, Л. А. Ткачука, П. Г. Туганова, С. И. Федотова, В. А. Ярмолюка и других исследователей.

Признаки древнего оледенения представлены карами, цирками, троговыми долинами, моренными образованиями, эрратическими валунами. К эпохе первого максимального среднеплейстоценового оледенения относятся эрратические валуны на поверхностях выравнивания высотой 280—700 м, значительно сглаженный холмистый моренный рельеф, наблюдающийся в различных участках нагорья, и древние плохо сохранившиеся троговые долины, в днища которых врезаны позднеплейстоценовые троговые долины [Колосов, 1947; Даценко, Куликов, 1957; Дундо, 1959]. Предполагается, что описываемое оледенение имело локально покровный (т. е. «полупокровный») характер. Ю. П. Дегтяренко [1961] считает, что все указанные признаки принадлежат не среднеплейстоценовому, а позднейплейстоценовому ледниковью. В позднем плейстоцене одни исследователи [Колосов, 1947; Баранова, 1960 и др.] различают два оледенения (более раннее горнодолинное, последнее горнодолинное и каровое) или две стадии единого ледниковья, другие — одну ледниковую эпоху [Дегтяренко, 1961 и др.]. По материалам Ю. П. Дегтяренко, процесс дегляциации включает 6—7 стадий отступления ледников.

Наблюдаются следы яёльважского карового оледенения, развивавшегося 4000—2500 лет назад и совпадавшего с «малым ледниковым веком» Америки [Дегтяренко, 1961].

По четвертичным оледенениям Камчатки и Курильских островов имеется довольно обширная литература [Брайцева, 1965; Брайцева, Мелекесцев, 1966; Брайцева и др., 1968; Власов, Чемяков, 1949, 1950; Власов, 1958б, 1959а, б, 1964а; Волчанская, 1965; Гептнер, Скиба, Лупкина, 1965; Корсунская, 1958; Куприна, 1966; Куприна, Скиба, 1964; Кушев, Ливеровский, 1940; Лапшин, 1963; Максимов, 1965, 1966; Малаева, 1965; Мелекесцев, Краевая, 1966; Мокроусов, 1964; Мокроусов, Садовский, 1961, 1964; Олюнин, 1963а, 1965; Федорченко, Шилов, 1966]. Работы Ю. Н. Гринченко, Ю. К. Кузнецова, А. И. Юдина, В. А. Ярмолюка и других исследователей не опубликованы.

Камчатка являлась крупнейшим центром четвертичного оледенения, оставившим следы во всех крупных хребтах полуострова и прилегающих к ним равнинам (рис. V-5). Здесь широко развиты кары, цирки, троговые долины с комплексами конечных морен, холмисто-моренный рельеф на равнинах и террасах, отмечающий существование ледников с расширенным концом и ледников подножий типа Малайсина.

Признаки раннечетвертичного оледенения немногочисленны и в большинстве случаев дискуссионны. На Северной Камчатке Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков [1949] относили к ним остатки древнего трога с донной мореной на склоне г. Кекурной, полуразмытого и перекрытого лавами базальтов. Первую фазу оледенения, оставившую морены в Центрально-Камчатской депрессии, С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский [1940] считали раннечетвертичной. Однако О. А. Брайцева и И. В. Мелекесцев [1966] отнесли их к позднему плейстоцену. Предположительно раннечетвертичные ледниковые отложения выделяются В. П. Мокроусовым и Н. Д. Садовским [1961]. На юго-восточной Камчатке в составе алнейского комплекса обнаружены нижнечетвертичные вулканоледниковые отложения, аналогичные подобной же формации



Рис. V-5. Резко расчлененный альпийский рельеф со следами четвертичного оледенения в районе горы Барабы в Срединном хребте Камчатки.
Фото Б. А. Марковского.

Исландии [Волчанская, 1965; Фаворская и др., 1965]. Для раннего плейстоцена Северной Камчатки Е. М. Малаева [1965] отмечает прогрессирующее похолодание по составу спорово-пыльцевых спектров из межбазальтовых слоев.

Отложения среднеплейстоценового межледниковья известны в Центральной Камчатской депрессии (толща косослойных песков) [Брайцева, Мелекесцев, 1966; Брайцева, 1968] и на Северной Камчатке [Малаева, 1965].

Среднечетвертичное оледенение ряд исследователей считает максимальным и относит к нему древний сглаженный моренный рельеф за границами хорошо сохранившихся позднеплейстоценовых морен, а также древние трогги, прорезанные более молодыми троговыми долинами [Власов, 1958б; Лапшин, 1963; Мокроусов, 1964; Мокроусов, Садовский, 1961, 1964; Щербаков, 1941 и др.]. Наблюдения Г. С. Ганешина и В. В. Соловьева, произведенные за последние годы, также подтверждают эту точку зрения. Среднеплейстоценовые ледники выходили из гор на равнины и, сливаясь, превращались в ледники подножий. В некоторых участках их конечные морены затоплены морем (например, по Л. И. Лапшину [1963], у пос. Зуйково в районе Большерецкой депрессии). С моренами связаны флювиогляциальные равнины и террасы. Полуразмытый аккумулятивный среднеплейстоценовый рельеф сохранился на юго-западном побережье и в пределах южных равнин и впадин Камчатки. В горах он уничтожен или перекрыт отложениями позднеплейстоценовых ледников. Среднеплейстоценовые цирки изрезаны карами более молодого оледенения. От древних трогов остались лишь плечики, которые прослеживаются не повсеместно. На севере Камчатки, где позднеплейстоценовое оледенение было более значительным, вложенных трогов не наблюдается.

Другая группа исследователей считает, что следы среднеплейстоценового оледенения в рельефе Камчатки уничтожены и сохранились только в геологических разрезах в виде ледниковых и водно-ледниковых отложений «мореноподобной толщи» Центральной Камчатской депрессии [Брайцева, 1965; Брайцева, Мелекесцев, 1966; Куприна, Скиба, 1964; Куприна, 1966 и др.], толщи «серых галечников» ледникового и водно-ледникового генезиса в доколях высоких морских террас Камчатского залива [Брайцева и др., 1968], ледниковых отложений бассейна р. Тигиль [Гептнер, Скиба, Лупкина, 1965], верхнего горизонта флювиогляциальных осадков «терригенно-осадочной толщи» южной части Парапольского дола [Малаева, 1965].

Материалы о позднеплейстоценовом оледенении Камчатки впервые были обобщены Г. М. Власовым и Ю. Ф. Чемяковым [1949]. Позднее В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский [1961] выделили в верхнем плейстоцене два оледенения. К этой точке зрения присоединилась группа сотрудников Института вулканологии СО АН СССР (О. А. Брайцева, Т. С. Краевая, И. В. Мелекесцев, В. Н. Олюнин и др.). Однако большинство из тех признаков оледенения, которые В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский относили к среднему плейстоцену, по мнению этой группы, принадлежит в действительности фазе последнего оледенения. Те же ледниковые формы, которые предыдущими исследователями считались среднеплейстоценовыми, по мнению указанной группы, являются следами первой фазы позднеплейстоценового оледенения. Нет единодушия и в определении таксономического ранга ледниковых эпох. О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев, Т. С. Краевая и В. Н. Олюнин считают их фазами единого оледенения, так как на Камчатке неизвестны межледниковые осадки, которые бы их разделяли. Другие исследователи, учитывая длительный перерыв между ледниковыми эпохами, наличие в синхронных им донных осадках Тихого океана и дальневосточных морей межледникового горизонта между двумя горизонтами,

сформировавшимися в эпохи похолоданий [Жузе, 1954, 1962; Чемяков, 1957, 1961ж], считают их самостоятельными оледенениями.

Первое позднечетвертичное оледенение имело горнодолинный характер. В ряде районов его следы наблюдаются за пределами конечных морен последнего оледенения; по-видимому, его масштабы более значительны. В горах формировались цирки и трог, заполненные ледниками карового, простого долинного и сложного долинного типа. В горах аккумулятивные ледниковые формы были уничтожены или перекрыты более молодыми осадками. Они сохранились местами лишь на равнинах, примыкающих к горам, за границей последнего оледенения. Спускавшиеся на предгорные равнины ледники относились к типам ледников с расширенным концом или типа Малаяспина. Они оставили конечные и донные морены, ныне значительно сглаженные или полуразмытые (например, на высоких морских террасах бухты Ольги и Камчатского залива, на п-ове Камчатского мыса и в других участках). На Западно-Камчатской равнине существовали обширные поля флювиогляциальных равнин. На восточном побережье ледники в ряде участков спускались непосредственно в море. На плоских поверхностях вулканических плато, поднимающихся выше 900—1000 м, и в участках развития слабо расчлененного увалисто-холмистого или низкогогорного рельефа (например, на севере Кроноцкого полуострова) существовали крупные покровы льда.

В течение последнего оледенения во всех крупных хребтах формировались кары и цирки до 1—3 км в поперечнике. На днищах многих из них расположены каровые озера. В водораздельных частях обычны сквозные ледниковые перевальные долины, карлинги. Резко пересеченный альпинотипный рельеф характерен для хребтов Восточной Камчатки. Почти все долины до выхода на прибрежные равнины превращены в трог, начинающиеся из цирков или групп цирков. В них наблюдаются барьяны лбы, ригели, донные, боковые и конечные морены. В максимальную стадию последнего оледенения в восточной части Камчатки ледники почти повсеместно к северу от устья р. Озерной достигали берега моря. О спускавшихся в море ледниках свидетельствует существование фиордов, наиболее типично выраженных на восточном берегу северо-восточной Камчатки, на юго-восточном берегу п-ова Говена (северо-западное побережье Олюторского залива). Бухты Южно-Глубокая, Лаврова, Сомнения и другие являются фиордами.

Морены располагаются как на днищах трогов, так и на прибрежных равнинах. На западном побережье они наблюдаются в западных предгорьях Срединного Камчатского хребта на абс. высотах не ниже 450 м на расстоянии 60—70 км от моря. На восточном побережье к северу от устья р. Озерной они достигают берега моря, спускаясь местами до самого уровня моря, а иногда и ниже его. Морены местами залегают на морских или аллювиальных осадках. Кое-где наблюдаются морены напора с прекрасно выраженными гляциодислокациями [Власов, Чемяков, 1949]. Широкое развитие морен на прибрежных равнинах в устьях рек и между ними заставляет предполагать, что здесь существовали ледники с расширенным концом и ледники подножья (на п-овах Ильпинском и Говена, между лагунами Уала и Анапка, между зал. Тымлат и бухтой Оссора, между бухтами Оссора и Карага и др.). В районах распространения аккумулятивного рельефа можно наблюдать камы и озы. Широко распространены флювиогляциальные отложения. Центральная Камчатская депрессия покрывалась льдами лишь в южной части. Предполагавшегося В. А. Обручевым ледникового покрова в Парапольском доле, по крайней мере в его южной части, не существовало. Следы оледенения обнаружены здесь лишь недалеко от предгорий северной части Срединного Камчатского и южной части Корякского хребтов [Власов, Чемяков, 1949]. И экзарационные и аккумуля-

лятивные ледниковые формы рельефа характеризуются исключительной свежестью.

По Е. В. Максимова [1965, 1966], в процессе дегляциации намечается не менее 8 стадий отступления ледников, хорошо сопоставляющихся с синхронными им стадиями в Северной Америке и горах юга Сибири.

Следы двух позднеплейстоценовых оледенений (или фаз) установлены в Начикинском районе, Авачинской и Усть-Большерецкой депрес-



Рис. V-6. Звездообразное современное оледенение вершины Корякского вулкана [Атлас вулканов СССР, 1959].

сиях, долине р. Авачи, на Кроноцком полуострове, в Центральной Камчатской депрессии.

Снеговая линия последнего оледенения повышалась с востока на запад от 350 (у м. Кроноцкого) до 800 м (в горах, обращенных к Центральной Камчатской депрессии). На Северной Камчатке она располагалась на высоте 500—600 м в горных районах, а на восточном побережье, по-видимому, на меньших высотах.

По данным В. Н. Олюнина [1965], на Камчатке наблюдаются следы самого последнего «исторического» оледенения, наступившего после тихоокеанского климатического оптимума. На наиболее высоких вулканах и горных вершинах имеются современные ледники [Иваньков, 1958] (рис. V-6).

На Курильских островах имеются следы двух оледенений [Власов, 1958б, 1959б; Никольский, 1959; Федорченко, Шилов, 1966]. Наиболее отчетливы они на о. Парамушире. Г. М. Власов [1958б] считает более

древнее оледенение раннеплейстоценовым, другие исследователи датируют его средним плейстоценом. В это время развивались ледники скандинавского типа, располагающиеся на поверхностях выравнивания выше 600—500 м. От них по трогам расползались долинные ледники, оставившие местами донные и конечные морены. По материалам Г. М. Власова, они заканчивались на поверхности 300—400-метровой террасы, которая в то время располагалась на уровне моря. Древние трогии прорезаны на глубину до 200 м троговыми долинами, которые протягиваются до берега моря. Морены ледников местами фашиально замещаются морскими осадками 18—20-метровой террасы. По мнению Г. М. Власова, это свидетельствует о том, что ледники спускались непосредственно в море. В большинстве случаев конечные морены расположены в устьях рек. По материалам В. И. Федорченко и В. Н. Шиловой [1966], первое оледенение синхронно илинойсу Северной Америки и рессу Европы, а последнее — висконсину и вюрму. Межледниковье характеризовалось трансгрессией, осадки которой слагают 25—30-метровую морскую ресс-вюрмскую террасу.

САХАЛИН

На возможность четвертичного оледенения Сахалина указывали Д. И. Дамперов и Б. Н. Елисеев [1935]. Литература о нем в целом немногочисленна [Смехов, 1953; Плешаков, 1956; Гричук, Соколова, 1959; Соловьев, 1960; 1961а, 1964; Беспалый, 1964; Александрова, Белецкая, 1965; Александрова, Морозова, Соколова, 1966]. Имеются неопубликованные материалы В. Г. Беспалого, Г. С. Ганешина, Д. В. Лопатина, С. И. Махинина, В. О. Савицкого и других исследователей. В 1963 г. следы четвертичного оледенения отражены Г. С. Ганешиним и В. В. Соловьевым на геоморфологической карте Сахалина.

Следы позднеплейстоценового оледенения представлены карами, цирками (на высотах от 400 м на севере до 1400 м в Центральном Сахалине) и короткими троговыми долинами, обнаруженными в Восточно-Сахалинских горах (горы Лопатина, Невельского и др.), Западно-Сахалинских горах и на п-ове Шмидта (горы Журавлева, Победа, Возвращения). Установлено, что они принадлежат двум оледенениям (или фазам): более древнему (чамгинскому) горнодолинному и последнему, каровому.

Проблема среднечетвертичного оледенения Сахалина поставлена лишь в последнее время и является наиболее дискуссионной и вызывающей противоречивые точки зрения. В районе Набильского хребта В. О. Савицкий (по работам 1961 г.) среднечетвертичными считает эрратические валуны на денудационной поверхности выравнивания в отрогах горы Лопатина. К среднеплейстоценовой морене В. В. Соловьев [1964] относит плохо отсортированные валунные суглинки и супеси на горе Нанива (122 м), представляющей собой участок плоской денудационной поверхности выравнивания на водоразделе р. Сладкой и рек, впадающих в Амурский лиман. Равнина эта имеет раннечетвертичный возраст, а вложенные в расчленяющие ее долины речные террасы датируются поздним плейстоценом. Поэтому возраст нанивской морены определяется как средний плейстоцен. В. В. Соловьев предполагает, что ледник, оставивший ее, двигался с материка, с гор Нижнего Приамурья.

Г. С. Ганешин сомневается в ледниковом происхождении описываемых осадков и считает, что в горах правобережья приустьевой части р. Амура нет следов среднеплейстоценового оледенения. По В. В. Соловьеву [1964], в Восточно- и Западно-Сахалинских горах среднечетвертичные цирки и трогии значительно изменены последующей денудацией. Плечи древних трогов не поднимаются выше 500—600 м.

Днища древних цирков лежат на высотах 600—700 м. На юге острова кары и цирки обнаружены в массиве Спанберга в Сусунайском хребте в горах Лютого, Сияния, Лобаса на высоте около 400 м над уровнем моря. Г. С. Ганешин считает, что среднеплейстоценовое оледенение Сахалина было более скромным, чем рисует его В. В. Соловьев.

Следы средне- и позднеплейстоценового похолоданий были отмечены М. П. Гричук и Н. С. Соколовой [1959] в разрезе осадков Сусунайской депрессии по обеднению спорово-пыльцевых комплексов. В дальнейшем работы А. Н. Александровой и С. В. Белецкой [1965] привели к еще более дробному расчленению осадков. В разрезе Поронайской депрессии они выделили четыре эпохи похолодания, названные ими позднесахалинской (Q_1^2), второй поронайской (Q_{II}^2), анивской (Q_{III}^2) и мицулёвской (Q_{III}^4). В течение этих эпох состав спорово-пыльцевых комплексов значительно обедняется, отражая суровые климатические условия. Предшествующая им сахалинская эпоха (Q_1^1) и разделяющие их эпохи первая поронайская (Q_{II}^1), лунская (Q_{III}^1) и троицкая (Q_{III}^3) характеризуются первой доледниковым, а последние межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами, отвечающими теплым климатическим условиям. Таким образом, к описанным выше трем ледниковым эпохам А. Н. Александрова и С. В. Белецкая [1965] прибавляют раннечетвертичное похолодание, следы которого пока еще не обнаружены в рельефе Сахалина.

ЗАБАЙКАЛЬЕ

К настоящему времени следы четвертичного оледенения обнаружены во всех крупных горных системах и горных узлах Забайкалья. Однако они слабо изучены. Этим объясняется разноречивость точек зрения, высказываемых различными исследователями. Некоторые из них [Ананьев, 1962; Воскресенский, 1962; Галкин, 1961; Деньгин, 1930; Думитрашко, 1950, 1952; Заморуев, 1966а, б; Ладохин, 1954, 1959; Логачев, 1958; Пальшин, 1955 и др.] считают, что здесь наблюдаются следы лишь одной ледниковой эпохи. Начало ее относят ко второй половине среднего плейстоцена, предполагая, что в дальнейшем горнодолинное оледенение непрерывно существовало в водораздельных частях хребтов, то увеличиваясь, то сокращаясь в эпохи потеплений, но не исчезая полностью, вплоть до конца позднего плейстоцена.

Другие исследователи [Базаров, 1968; Золотарев, 1958, 1964; Корнутова, 1961; Корнутова, Хотина, 1966; Ламакин, 1961, 1963; Мирчинк, 1955, 1959; Обручев, 1931; Олюнин, 1963б; Синюгина, 1960; Чичагов, 1968; Чичагов, Корина, 1965 и др.] полагают, что оледенение было неоднократным. Они различают среднеплейстоценовое и два позднеплейстоценовых оледенения. Некоторые из них выделяют раннеплейстоценовую ледниковую эпоху, другие среднеплейстоценовое оледенение делят на два самостоятельных ледниковья, соответствующих самаровской и тазовской ледниковым эпохам Сибири.

Раннеплейстоценовое оледенение выделялось рядом авторов (Ю. П. Казакевич, С. Г. Мирчинк, Е. Я. Синюгина и др.) по наличию эрратических валунов на водоразделах и реликтах поверхностей выравнивания на вершинах возвышенностей. В смежных территориях С. Г. Мирчинк описала ледниковые флювиогляциальные отложения в Ленском районе, а А. Г. Золотарев — на Северо-Байкальском и Патомском нагорьях. Однако для Забайкалья проблему раннеплейстоценового оледенения нельзя считать решенной. Эрратические валуны, по видимому, не могут считаться безусловным доказательством его существования. В последних работах С. Г. Мирчинк относила первую ледниковую эпоху к среднему плейстоцену. По материалам Е. И. Корнутовой и Е. Б. Хотиной [1967], похолодание в раннем плейстоцене За-

байкальях действительно имело место, но, однако, его вторая половина характеризовалась климатом несколько более теплым и влажным, чем современный.

Среднеплейстоценовое оледенение, по В. А. Обручеву, Е. Я. Синогоиной и другим исследователям, было покровным. Однако С. Г. Мирчинк считает его горнодолинным, основываясь на том, что морены и флювиогляциальные отложения приурочены к долинам рек. Они наблюдаются в Северном Забайкалье, в северной части Витимского плоскогорья, в хребтах Кодар, Южно-Муйском, Икатском, в районе Бодайбо, в Каларской и Чарской котловинах [Корнутова, Хотина, 1967]. Залегают ледниковые отложения на IV и V террасах, датированных средним плейстоценом, и перекрываются верхнеплейстоценовыми осадками.

Позднеплейстоценовое оледенение имело горнодолинный, местами каровый характер. Оно подразделяется на две фазы, которые, по мнению ряда исследователей, являются самостоятельными оледенениями. Следы последних обнаруживаются во всех наиболее высоких хребтах и горных группах Забайкалья: на водоразделе рек Чикоя и Чикокона, в Буркал-Шебетуйских гольцах, в юго-западной части Даурского хребта, в массивах Сохондо, Цаган-Ула. Здесь наблюдаются кары, цирки, трюги с конечными, боковыми и основными моренами. Длина трюгов достигает 12—15 км. Обычно в них наблюдаются два комплекса конечноморенных гряд (нижний, худшей сохранности, на высотах 1410—1540 м и верхний, хорошо сохранившийся, на высотах от 1610—1650 до 1700—1800 м), подпруживающих озера (Буркал, Долгое, Мельничное и др.). В юго-западной части Даурского хребта наблюдается переход нижней морены во флювиогляциальные и аллювиальные осадки III надпойменной террасы, а верхней морены в отложения I надпойменной террасы. Обе они датируются верхним плейстоценом [Корнутова, Хотина, 1967].

В Западном Забайкалье следы позднеплейстоценового оледенения не обнаружены.

В Прибайкалье крупным центром оледенения являлся хр. Хамар-Дабан. Здесь хорошо сохранились кары, цирки и трюги, по которым ледники спускались к берегам оз. Байкал. В них отмечаются боковые и конечные морены. Преобладали каровые и долинные ледники. Местами существовали ледники плоских вершин. В некоторых водораздельных участках оледенение относилось к сетчатому типу.

Снеговая линия в максимальную фазу последнего оледенения в Хамар-Дабане располагалась на высотах 1200 м (северный склон), 1450—1800 м (южный склон), 1800 м (западная часть хребта), в Хентей-Даурском нагорье — 1900—2000 м. Депрессия снеговой границы составляла для северного склона Хамар-Дабана 1200—1400 м, а в Хентей-Даурском нагорье 700 м [Заморуев, 1966а, б].

В процессе деградации последнего оледенения наблюдается пять стадий, характеризующихся кратковременными наступаниями или задержками концов ледников, отмеченных в рельефе стадияльными моренами: максимальная, нижнесубугуйская, среднесубугуйская, снежинская и каровая [Заморуев, 1966б].

Следы позднеплейстоценового оледенения широко распространены на Патомском нагорье, в Ленском и Баргузинском районах, в северо-западной части Забайкалья, в хребтах Кодар, Удокан и Каларском, во впадинах Каларской и Чарской. Оно имело здесь горнодолинный характер.

КОРЕЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Следы древнего оледенения здесь изучали К. Такенака, Х. Тада, К. Козима, Т. Кано, И. Саса, К. Танака. Следы оледенения обнаружены в горном массиве Канбо и горной группе Хатайсан. В массиве Кан-

бо, расположенном на $129^{\circ} 14'$ в. д. и $41^{\circ} 42'$ с. ш. * и имеющем высоту 2540,9 м, обнаружено 18 каров и короткая троговая долина (Sasa, Tanaka, 1938) (рис. V-7). Судя по свежести форм, оледенение относится к позднему плейстоцену. В развитии каровых ледников наблюдаются две стадии. В первую они выходили из каров и в виде миниатюрных

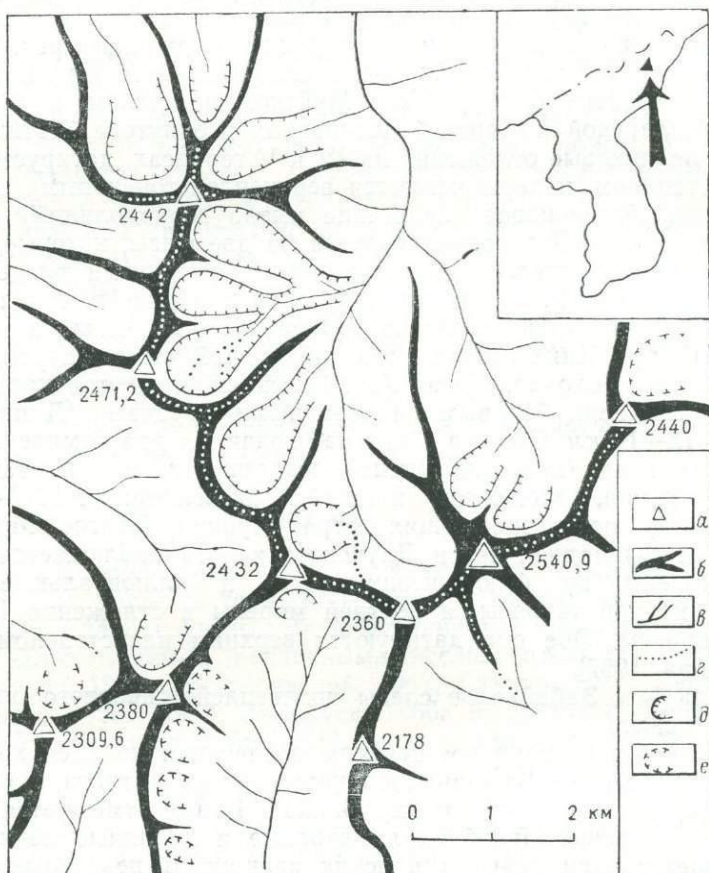


Рис. V-7. Следы четвертичного оледенения в горном массиве Канбо в северной части Корейского полуострова [Sasa, Tanaka, 1938].
a — вершины возвышенностей; *б* — осевые линии хребтов; *в* — реки; *г* — линия маршрутов авторов; *д* — площади, подвергшиеся оледенению; *е* — площади предполагаемого оледенения.

долинных ледников спускались до абс. отметки 1700 м. В это время существовал и долинный ледник в трого западного хребта массива, который создавался слиянием трех каровых ледников. Во вторую стадию оледенения концы каровых ледников находились на средней высоте около 2000—2100 м. Снеговая линия в первую стадию оледенения располагалась на высоте 1900—2000 м, а во вторую — 2000—2100 м.

БОЛЬШОЙ ХИНГАН, ВОСТОЧНО-МАНЬЧЖУРСКИЕ ГОРЫ, БАССЕЙНЫ РЕК ХУАНХЭ И ЯНЦЫ

Впервые следы древнего оледенения были открыты Ли Сы-гуаном в 1922 г. в бассейне Датун и в нескольких участках хр. Тайхан. Позднее многочисленные факты о древнем оледенении принесли исследования в районе горы Лушань и в центральной части бассейна Янцзы.

* Координаты здесь и ниже указаны приблизительно (для общей ориентировки).

В 1933 г. Ли Сы-гуан [1952] обнаружил на междуречье Янцзы и Цяньтанцзян, на горе Лушань (1480 м, 29° 30' с. ш. и 116° в. д.) цирки, трогги, висячие долины, ледниковые шрамы на склонах долин, а у подножья гор холмы, сложенные валунной глиной. У оз. Поянху (в 9 км от горы Лушань) им описаны бараньи лбы, ледниковые мостовые, конечные морены и флювиогляциальные отложения. На горе Цзюхуашань (900 м, 30° 32' с. ш. и 117° 40' в. д.) на южном берегу р. Янцзы и в горном массиве Тяньмушань (1500 м, 30—31° с. ш. и 119—120° в. д.) Ли Сы-гуан наблюдал следы древнего оледенения.

По Ли Сы-гуаню [1952], в бассейне нижнего течения р. Янцзы были три оледенения: Поянху, Дагу и Лушань, являющиеся аналогами соответственно гюнца, минделя и рисса. Первое и второе из них наиболее значительны и сопровождалось образованием ледников подножья, а последнее охватило лишь наиболее высокие вершины гор. Оледенения разделялись межледниковьями, в течение которых происходили процессы латеритизации. В последние годы наличие следов трех оледенений подтверждено здесь новейшими исследованиями [Yang, Yang, 1958].

Как указывают Т. Ц. Сун и Х. Ж. Ян [Sun, Yang, 1963], горные области западного Хубэя, Лушань и смежные равнины, горы Хуаншань в долине Янцзы и Дабэйшань в южном Аньхое, горы по западной границе Красного бассейна Сычуана изобилуют следами древнего оледенения [Li, Kuo, 1939; Yuan, 1941; Wang, 1951; Yang, Yang, 1958; Kozarski, 1960; Li e. a., 1961 и др.]. Здесь широко распространены цирки, трогги, аккумулятивные формы, встречаются ледниковые валуны со штриховкой, валунные глины, эрратические валуны. Нередко встречаются гляциодислокации. Они описаны в красных плиоценовых песчаниках в провинции Хубэй, в ленточных глинах у подножья хр. Дабэйшань, в глинах с галькой и песках близ г. Пекина (Западные Холмы) и в других районах [Sun, Yang, 1963].

В западной части хр. Дабашань (абс. высоты до 2000 м), расположенной к северо-западу от нижнего течения р. Янцзы, Ли Чэн-сань и Гао Юн-юань (1942) установили следы трех оледенений: Циньцзянь, Течаньнин и Тяньсиннин. Они считают, что первые два оледенения соответствуют Дагу, а третье — аналог Лушаня. По Ли Сы-гуаню, последнее было незначительным, но оледенение Тяньсиннин было обширным. Оно стерло почти полностью следы двух первых оледенений.

В восточной части хр. Дабашань известны следы также трех оледенений (Го Лин-чжи, 1943): Цзюваньцзы (оставившее донные и боковые морены и флювиогляциальные отложения на высоте около 800 м; положение снеговой линии на абс. высоте 1000 м), Хуанбоцзянь (его признаки встречены на высотах 1400—1500 м; снеговая линия располагалась на высоте 1700 м над уровнем моря) и Дацзюху (морены спускались до абс. отметки 1800 м; снеговая линия находилась на высоте 2200 м). Го Лин-чжи (1943) сделал попытку сопоставить эти оледенения с альпийскими (табл. IV-1).

Ли Чэн-сань, Цзяо Кэ-ши и Чэнь Сы-цяо (1944) предполагают, что в горах бассейна Янцзы, поднимающихся выше 1200 м, были четыре оледенения. Горы, не превышающие 1200 м, испытали лишь трехкратное оледенение.

Следы древнего оледенения широко распространены в Наньшане и в Большом Хингане [Yen, 1950; Yang, 1955; Chiu, Liu, Wang, 1959; Sun, Yang, 1963]. В Большом Хингане обычны кары, троговые долины, спускающиеся до 1000—1200 м над уровнем моря. В долинах рек восточного склона наблюдаются конечные морены и флювиогляциальные отложения. Ян Цинь-шань [1954] наблюдал бараньи лбы, друмлины и конечные морены высотой до 22 м. По его мнению, намечаются два оледенения; из них более древнее значительнее, чем последнее.

Сопоставление оледенений (по Го Лин-чжи, 1943)

Лушань (по Ли-Сы-гуаню)	Западный Дабашань (по Ли Чэн-саню и Гао Юн-юаню)	Сычуань—Сикан (по Ричардсону)	Восточный Дабашань (по Го Лин-чжи)	Европа
—	—	Дали (по Висману), Минья или Мосимьянь (по Гейму)	Дацзюху	Вюрм
Лушань	Тяньсиннин	—	Хуанбоцзянь	Рисс
Дагу { Гаолун Гушань	Течаньнин Циньцзянь	Эмей или Яхала	Цзюваньцзы	Миндель
Поянху	—	—	—	—

Следы ледниковой деятельности обнаружены и в южных районах страны. Они известны в горах Иншань, в районе горного массива Баймагунь высотой 1000 м (Чжан Чжун-инь и др., 1951), в горах близ рудника Фаньшань с абс. высотой 600—700 м (Чжан Жень-цзюнь, 1951). Признаки оледенения описаны в горах провинций Гуйчжоу, Юньань, Гуанси в виде каров, троговых долин длиной до 20 км, эрратических валунов, валунных глин [Куо, Yeh, 1944; Sun, Hsu, 1945; Sun, Yang, 1963].

В южной части провинции Аньхой, по обе стороны рек Янцзы и Хуаншане встречаются две морены, отличающиеся различной степенью консолидации и латеритизации [Sun, Yang, 1963]. В северо-восточной части Дабэйшаня известны следы трех оледенений. В горах западного Хубэя и западного Сычуана обнаружены следы четырех ледниковых эпох и трех межледниковий. Следы более чем двух оледенений описаны в Гуйчжоу и северной части Гуанси [Sun, Hsu, 1945]. В Большом Хингане в настоящее время известны следы четырех оледенений. Ледники самого древнего из них выходили на равнины, а более молодые охватывали лишь наиболее высокие части гор.

На о. Тайвань в массиве Ниитака (3950 м) описаны 21 цирк и три трога [Sasa, 1936]. Цирки расположены на высотах 3500—3680 м, преимущественно на восточном склоне массива. Маленькие цирки лежат выше больших. Диаметры цирков не превышают 700—1000 м. Возраст оледенения не определен. По И. Хаясака [Sasa, 1936], оно является, несомненно, плейстоценовым и одновременным образованием формации «плато-галечников» («Plateau Gravel»).

С. Козарский [Kozarski, 1963] подвергает сомнению наличие следов оледенения в Западных холмах близ Пекина. Принятые китайскими геологами за морены щебнистые отложения верхней части разреза террасы р. Чжоукоу в действительности являются склоновыми отложениями. Сухость плейстоценового климата исключает возможность древнего оледенения низких гор, к которым относятся Западные холмы, имеющие высоту 600—1200 м. Однако он не отрицает признаков оледенения в горах.

Сведения по древним оледенениям обобщены Ли Сы-гуанем [Lee, 1947], Н. М. Казаковой [1955], Т. Ц. Суном и Х. Ж. Яном [Sun, Yang, 1963], С. Козарским [Kozarski, 1963].

В настоящее время установлены признаки четырех оледенений (от древних к молодым): Поянху, Дагу, Лушань и Дали. Ма Тин-ин (1942) отмечает, что имеющиеся данные не позволяют точно определить их возраст; возможно, что не все они четвертичные. Несомненным фактом является региональный характер каждого оледенения, хотя в отдельных районах они отличаются местными особенностями. Важной, но нерешенной проблемой является сопоставление описанных ледниковых эпох с оледенениями смежных территорий (Дальнего Востока, Северо-Востока и др.). Эта проблема остается совершенно неосвещенной, уступая место малообоснованным попыткам корреляции с оледенениями Европы. Совершенно условно оледенение Поянху сопоставляется с гюнцем, Дагу с минделем, Лушань с риссом и Дали с вюрмом.

Снеговая линия последнего оледенения (Дали) располагалась на следующих высотах: в Дабэйшане 3500 м, в Утайшане 3000 м, в Лушане 2000 м, в горах низовьев р. Янцзы 2000 м. Депрессию снеговой границы Ма Тин-ин (1942) оценивает следующими цифрами: хр. Юньлиншань в провинции Юньнань (28° с. ш.) — 1200 м; хр. Тайнин в провинции Сикан (30° с. ш.) — 1300—1400 м, горы Приморского района (на широте 34°) — 1400 м, хр. Богдо-Ула в провинции Синьцзян (43° с. ш.) — 1700—1900 м. В течение предпоследнего оледенения депрессия снеговой линии составляла 2000 м.

ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

Следы древних оледенений здесь запечатлены в виде скульптурных и аккумулятивных форм. Они обнаруживаются в геологических разрезах в виде морен или отложений, содержащих растительные остатки, пыльцу и споры, свидетельствующие о похолоданиях.

Т. Огава [Ogawa, 1932] описал следы древней ледниковой деятельности в горах Хида на о. Хонсю. В хр. Нисина (1200—1600 м) обнаружены три ледниковых озера и цирки. В холмах Умикасира ледниковое озеро расположено на высоте 822 м. Оно подпружено конечной мореной. В Южных Японских Альпах у ст. Фидзими развиты конечные морены. В провинции Синано у подножья горы Татесина-Яма (2530 м) ледник типа Маляспина оставил на высоте 600—700 м конечную морену высотой 200 м [Ogawa, 1933].

На о. Хоккайдо в хр. Хидака (2000 м) обнаружены 30 цирков диаметром 0,2—1,0 км на высотах 1450—1600 м над уровнем моря (главным образом на восточных и северных склонах) с моренными холмами на днищах и иногда озерами [Sasa, 1934]. Снеговая линия этого оледенения (возраст его не установлен) располагалась на высоте 1450—1600 м, т. е. значительно ниже, чем в Японских Альпах (1950—2600 м).

В Северных (3100 м), Центральных (2900 м) и Южных Альпах (3100 м) следы оледенения представлены карами и троговыми долинами [Imamura, 1937]. В Северных Альпах днища каров лежат на высотах 2300—2800 м, а конечные морены, оставленные каровыми ледниками, образуют четыре гряды на высотах 2900—1850 м. В Центральных Альпах цирки располагаются на восточных склонах на высотах 2530—2660 м. Одна из гряд морен наблюдается на высоте 2566—2670 м, другая — 2500—2600 м. В Южных Альпах днища каров подняты до 2700—3000 м, а морены каровых ледников спускаются до 2700—2980 и 2700—2850 м (две стадии отступления ледников). Г. Имамура отмечает, что японские цирки менее хорошо разработаны, чем цирки других стран, подвергавшихся горнодолинному оледенению.

Анализируя положение снеговой границы в течение ледникового периода, Г. Имамура отмечает наличие четырех точек зрения: 1) снеговая линия лежала выше горных вершин Японских островов; 2) климатическая снеговая граница лежала очень низко (на о. Хоккайдо на

высоте 200 м, на о. Хонсю — 700 м) (Т. Огава); 3) климатическая снеговая линия располагалась в Японских Альпах на отметке 2550 м (определение Н. Ямасаки по наиминимуму положению днищ каров); 4) последнее мнение является вариантом предыдущего; отмечая приуроченность днищ каров к древней доледниковой эрозионной поверхности, Г. Имамура предполагает, что определенная Н. Ямасаки снеговая линия является орографической, а не климатической. Последняя же располагалась на высоте около 3000 м, т. е. значительно выше днищ каров. Обращая внимание на слова М. Швинда [Schwind, 1936], что ни один цирк не мог быть создан ниже климатической снеговой границы, Г. Имамура считает, что они справедливы только по отношению к типичным, но не к недоразвитым японским циркам.

В подкрепление своей точки зрения Г. Имамура отмечает, что от 67 до 89% вершин, превышающих в Японских Альпах высоту днищ каров, не несут следов оледенения. Таким образом, снеговая линия должна была располагаться выше днищ каров. В настоящее время вывод Г. Имамуры не может быть принят. В современной гляциологии доказано, что орографическая снеговая линия обусловлена не только орографическим, но и климатическим фактором. Г. Имамура допустил ошибку, рассматривая снеговую границу для всей ледниковой эпохи в целом, а не для отдельных оледенений. Не исключена возможность, что морены, которые описал Т. Огава у подножья горных возвышенностей о. Хоккайдо на высоте 200 м, относятся не к последнему оледенению, а к более древней ледниковой эпохе.

Г. Ябе [1955] установил наличие осадков первой межледниковой эпохи, формировавшихся между плиоценом и плейстоценом. Они представлены известняками Рю-Кю с остатками рифообразующих кораллов и подстилаются отложениями с остатками листьев бука. Последний теперь произрастает на высоте 1000 м. Это говорит о более суровых климатических условиях в эпоху образования описываемых отложений.

Т. Сикама [Shikama, 1956] выделил осадки серии Канодзани и стадий Мандзаки и Ямате, отвечающие оледенениям гюнц, рисс и вюрм. Они содержат остатки растений и животных, свидетельствующих о похолоданиях, и разделены межледниковыми толщами. Что касается миндельского оледенения, то его следов еще, по-видимому, не обнаружено. В схеме Т. Сикамы оно падает на стратиграфический перерыв между стадиями Сануки и Макути и время образования террасы «Т».

О. Хоккайдо в ледниковое время соединялся с континентом [Миinato, 1955]. Следы оледенений представлены карами, боковыми, донными и конечными моренами. Среди морен наблюдаются два горизонта, которым отвечают два яруса каров. Более молодые имеют лучшую сохранность. Каждый комплекс соответствует самостоятельным оледенениям: Поросири и Тотабэцу. Первое — аналог рисса; второе — вюрма. Снеговая линия последнего лежала на 100 м выше снеговой границы первого. В эпоху Тотабэцу наблюдались две фазы: Тотабэцу-I и Тотабэцу-II, разделенные теплым временем.

К. Кобаяси, И. Мори, Т. Харада, С. Кавачи [Kobayashi et al., 1957] считают, что образование морен, наблюдаемых в цирках Центральных Японских Альп, относится к вюрму I-II Европы или Айовской-Тэзуеллской подстадии Северной Америки; наблюдаемая лимонитизация морены — к интерстадиалу Брэди (Сев. Америки), а отложение перекрывающего морену вулканического пепла — к стадии вюрм-III.

В настоящее время в Японских Альпах различаются следы двух позднплейстоценовых оледенений Хида-I и Хида-II [Kanto Loam Research Group, 1961b].

Радиоуглеродные датировки отложений эпохи последнего оледенения (слоев Ханайцуми у Канамори) показали, что они относятся к

вюрму (от 16 050 до 35 000 лет) [Kanto Loam Research Group, 1961a]. Таким образом, на Японских островах к настоящему времени установлены следы по меньшей мере трех оледенений, в том числе двух позднплейстоценовых.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Стратиграфическая схема ледниковых и межледниковых отложений Северной Америки в схематическом виде приведена в табл. V-2, в сравнении с западноевропейской схемой.

Таблица V-2

Оледенения и межледниковья, выделенные на территории Северной Америки, и их сопоставление с европейскими

Северная Америка	Европа
Висконсинское оледенение	Вюрм
Сангамонское межледниковье	Рисс-вюрм
Иллинойское оледенение	Рисс
Ярмутское межледниковье	Миндель-рисс
Канзасское оледенение	Миндель
Афтонское межледниковье	Гюнц-миндель
Небрасское оледенение	Гюнц

Если выделенные в этой схеме крупные стратиграфические подразделения являются официально принятыми, то проблема их более дробного расчленения находится в стадии интенсивного изучения и оживленного обсуждения [Флинт, 1963]. Особенно активна дискуссия о строении висконсина. До 1950 г. было принято деление его на четыре стадии (снизу вверх): айова, тейзуэл, кэри и манкейто. Однако позднее были открыты постсангамонские отложения, залегающие ниже «классического висконсина» [Флинт, 1965], т. е. ниже отложений стадии айова. Впервые они обнаружены М. Лейтоном и Х. Уилманом в виде подстадии фармдейл (лэсс). Впоследствии многие ледниковые отложения, относимые ранее к «классическому висконсину», оказались по радиоуглеродным датировкам древнее его, т. е. постсангамонскими. Р. Ф. Флинт отмечает, что «классический висконсин» в его первоначальном понимании охватывает лишь 25 тыс. лет. Радиоуглеродные датировки ледниковых отложений, падающие между 25 и 66 тыс. лет назад, указывают на наличие оледенения более древнего, чем висконсин, но предположительно постсангамонского возраста (более 30 и, возможно, даже более 40 тыс. лет назад). Отложения этого оледенения, предшествовавшего «классическому висконсину», обнаружены в центральной части Северной Америки, в Новой Англии, в районе Скалистых гор, на Тихоокеанском побережье и на Аляске. Наиболее детальные сведения об этом оледенении получены на юге штата Онтарио [Dreimanis, 1958, Флинт, 1965]. Его отложения обнаружены также в штатах Иллинойс и Айова.

Таким образом, благодаря исследованиям последних лет в Северной Америке вырисовываются контуры еще одного оледенения между сангамоном и «классическим висконсином». Однако Р. Ф. Флинт [1965] пока не считает возможным выделять его в виде самостоятельного оледенения и присваивать ему новое название, полагая целесообразным оставить за ним термин «ранний висконсин».

Отметим, что аналоги этого оледенения уже давно известны в Восточной Азии в виде первого позднплейстоценового оледенения (му-

никанское в Приамурье и Западном Приохотье, анойское в Сихотэ-Алине, чамгинское на Сахалине, зырянское в Сибири, третье на Индо-станском полуострове и т. д.).

На территории Канады выделяются те же ледниковые эпохи, что и перечисленные выше. Отметим лишь, что к настоящему времени довольно детально разработана геохронология позднего плейстоцена канадской части гор Св. Ильи [Denton, Stuiver, 1966]. Здесь наблюдается не менее трех ледниковых эпох, разделенных «неледниковыми интервалами». Возраст отложений датирован по C^{14} . Наиболее древнее оледенение Шаквак (Shakwak) началось более 49 000 лет назад. Осадки следующего затем межледникового Силвер (Silver) также древнее 49 000 лет. Оледенение Айсфелд (Icefield) продолжалось от 49 000 до 37 700 лет назад. Начало и конец межледникового Бутейе (Boutellier) датируются как 37 700—30 100 лет. Оледенение Клуэйн (Kluane) продолжалось от 30 100 до 12 500—9780 лет. Затем следует межстадиал Слимс (Slims): от 12 500—9780 до 2640 лет. Современное оледенение («неогляциальное» время) началось 2640 лет назад и продолжается до сих пор.

По оледенениям Аляски последние сводные работы принадлежат Д. М. Гопкинсу [1965] и Т. Карлstromу [1965]. Компилятивный обзор проблемы четвертичных оледенений этой территории сделан также В. А. Зубаковым [1965].

Как отмечает Т. Карлstrom, на Аляске имеются следы пяти основных оледенений: небрасского (стратотип в районе горы Суситна), канзасского (в районе гор Карибу), иллинойского (в районе Элкатна), айовского (в районе Кник) и висконсинского (в районе Нэптаун). В противоположность Р. Ф. Флинту, объединяющему «ранний висконсин» и «классический висконсин» вместе в единый висконсин, Т. Карлstrom считает необходимым «ранний висконсин» выделить в качестве самостоятельного (айовского) оледенения между иллинойсом и «классическим висконсином». Радиоуглеродные датировки указывают, что в Иллинойсе айовские отложения образовались не после фармдейла, а до него.

Т. Карлstrom [1965] детально разработал четвертичную стратиграфию районов зал. Кука и п-ова Кенай на Аляске. Они расположены в неотектонически активной зоне эпигеосинклинального орогенеза североамериканских Кордильер. Зал. Кука и примыкающие к нему межгорные впадины зажаты между Алеутским и Аляскинским хребтами с северо-запада и севера и Кенайским хребтом и горой Чугач с юго-востока и юга. Т. Карлstrom обнаружил здесь признаки не менее шести оледенений (табл. V-3).

Наиболее древнее оледенение — маунт суситна — было максимальным. Лды выполняли межгорные впадины до абс. отметки 1220 м. Предполагается, что маунт суситна предшествовало еще более древнее оледенение, которое оставило на о. Мидлтон (зал. Аляска) морские ледниковые отложения мощностью 1100 м, содержащие в средней и нижней частях остатки моллюсков плиоцен-раннеплейстоценового возраста (определения Мак Нейла [Miller, 1953]). Размеры следующих за маунт суситна оледенений карибу хиллс и эклатна были меньшими. Хотя лды целиком выполняли межгорные депрессии, но мощность их уменьшается. Еще менее значительной была мощность льдов во время оледенений кник и нэптаун. Ледники не заполняли всю площадь депрессий, выползая из гор на равнины на расстояние 50—100 км. Ледник, спускавшийся по зал. Качемак, перегородил зал. Кука и образовал подпрудное озеро в верхней части зал. Кука и бассейне р. Суситны. Его береговые линии наблюдаются на высотах 16, 40, 90, 150—180, 230 и 305 м. Последнее, аляскинское оледенение было минимальным по размерам. В настоящее время в горных хребтах юго-западной Аляски имеется современное оледенение, относящееся Т. Карлstromом к аляс-

Схема ледниковой истории района зал. Кука на Аляске и ее сопоставление со схемой стратиграфии Северной Америки (по Т. Карлstromу [1965] с некоторыми изменениями и дополнениями)

Этапы и стадии		Датировки абс. возраста (тыс. лет)	Оценка абс. возраста, по Т. Карлstromу (тыс. лет)	Схема стратиграфии Северной Америки
Аляскинское оледенение	Тонел I, II	0,3—1,5*	0—1,5	Современное оледенение
	Тустумена I, II, III	2,4—4*	1,5—,5	
Климатический оптимум		5,8*	4,5—6,5	Альтитермал
Нэптаунское оледенение	Таня	6,4—8,9*	6,5—9	Кочрейн
	Скилак	9—12*	9—12,5	Манкейто
	Киллей	13,5*	12,5—15,5	Кэри
	Мусхорн	—	15,5—19	Тейзуэлл
	Домусхорнские подстадии	39 и более 40*	19—39	Мортон, Фармдейл, Роксана
Межледниковье, Воронцовская трансгрессия	Более 38* 33—48**	39—48	Порт-Толбот	
Оледенение кник	Более 38*	50—65	Айовское оледенение	
Межледниковье	—	Около 85	Сангамонский интергляциал	
Оледенение эклатна	Более 23*	90—110	Иллинойское оледенение	
Межледниковье	—	125—155	Ярмутский интергляциал	
Оледенение карибу хиллс	—	155—190	Канзасское оледенение	
Межледниковье	—	Около 210	Афтонский интергляциал	
Оледенение маунт суситна	—	200—230	Небрасское оледенение	

Примечание. Датировки абсолютного возраста, отмеченные одной звездочкой, определены по C^{14} , двумя звездочками — по U/Ю.

кинской ледниковой эпохе. Каждая из морен сверху несет горизонт выветривания. Т. Карлстром определил, что время выветривания морены кник в 2—3 раза больше, чем для морены нэптаун, оледенения эклатна в 4—5 раз, оледенения карибу хиллс — в 7—8 раз. Приняв возраст морены нэптаун 20—25 тыс. лет, он вычислил возраст морен кник (60 тыс. лет), эклатна (100 тыс. лет) и карибу хиллс (180 тыс. лет).

Расположение зал. Кука в неотектонически активной зоне обуславливает многочисленные нарушения первичного залегания четвертичных осадков. Хейсер [Heusser, 1960] указывает, что 100-метровая терраса имеет возраст по C^{14} 8140 ± 350 лет. Миллер отмечает вдоль Береговых хребтов морские террасы, приподнятые на высоту 100—570 м.

Другим сравнительно хорошо изученным районом Аляски является п-ов Сьюарда, расположенный на продолжении зоны внутригорных плато, депрессий, низкогорья и среднегорного рельефа, протягивающейся между горными системами Кордильер и Скалистых гор (к последней системе относится хр. Брукса). Это менее подвижная зона, чем зона Кордильер, что уже отмечалось при описании неотектонических особенностей Аляски. Амплитуды неотектонических движений в четвертичное время не превышали 100 м. Исследования Д. М. Гопкинса, Ф. А. Мак Нейла, Е. Л. Леопольда и других [Hopkins, 1959b; Hopkins, MacNeil, 1960; Hopkins, MacNeil, Leopold, 1960; Гопкинс, 1965 и др.] выявили на р. Кузитрин гравийные пески кугарок, имеющие плиоцен-раннеплейстоценовый возраст, и на подводной террасе г. Нома (не глубже 6—10 м) и на островах Прибылова верхнеплиоценовые и плиоцен-нижнеплейстоценовые осадки беринговской трансгрессии (табл. V-4). Возраст их по соотношению с лавами, излившимися в эпоху геомагнитной полярности R_2 , определен А. Коксом в 3 млн. лет. Осадки содержат пыльцу темнохвойной тайги с тсугой, пихтой, дубом и остатки моллюсков, типичных для верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Сахалина и Японских островов.

Беринговская трансгрессия сменяется излияниями лав на островах Прибылова в эпоху геомагнитной полярности N_2 . Затем следует оледенение айрон крик, синхронное ледниковой эпохе маунт суситна в зал. Кука. Следы его очень немногочисленны и не позволяют реконструировать палеогеографическую обстановку. Излияния лав на островах Прибылова отмечают новую эпоху геомагнитной полярности R_1 . Затем наступает анвильская трансгрессия. Осадки ее слагают 22-метровую (третью) террасу г. Нома. Выше в разрезах залегают слои зйнахнуто, перекрытые на о. Св. Павла лавами современной геомагнитной эпохи N_1 . Следовавшая затем трансгрессия коцебу оставила осадки IV террасы у г. Нома. По раковинам из них по соотношению радиоактивных изотопов урана и тория Р. Бланшар [Blanchard, 1963] определил возраст трансгрессии в 170—175 тыс. лет. Морены горнодолинного оледенения ном ривер лежат на отложениях коцебу. Пелукская трансгрессия была тепловодной. Затем следовали еще два оледенения: самон лейк и маунт осборн (табл. V-4).

В хр. Брукса различают следы четырех оледенений, возраст которых не определен. Лишь для последнего из них — оледенения итклик — имеются радиоуглеродные датировки 7—13 тыс. лет.

В районе зал. Чагван (юго-западная Аляска) насчитываются следы четырех оледенений. Древнейшее из них, по С. Портеру [Porter, 1965], является предположительно канзасским. Второе оледенение синхронно иллинойсу, третье — раннему висконсину (по C^{14} $40\,700 \pm 5400$ лет). Четвертое оледенение с датировкой 8730 ± 170 лет (по C^{14}) С. Портер ошибочно считает аналогом «классического висконсина». Однако его скорее можно отнести к голоценовому «неогляциалу» [Dep-ton, Stuiver, 1966].

**Схематических событий четвертичной истории п-ова Сьюарда на Аляске
(по Гопкинсу [1965] и др.)**

Этапы и стадии	Абсолютный возраст (в тыс. лет)	Сопоставление с общесу- вероамериканской схемой
Современный этап	0—6*	Современность и поздний висконсин
Крузенштерновская транс- грессия	6—11*	
Оледенение маунт осборн	8,8—13*	
Воронцовская трансгрессия	28—33*, 33—48**	Средневисконсинское меж- ледниковье
Оледенение самон лейк	?	Ранний висконсин
Пелукская трансгрессия	Более 38*, 78—100**	Сангамонское межледни- ковье
Оледенение ном ривер	?	Иллинойское оледенение
Трансгрессия коцебу	170—175**	Ярмутское межледниковье
Слон эйнахнута, лавы	Эпоха геомагнитной по- лярности N_1	Канзасское оледенение
Анвильская трансгрессия	900—1000***	Афтонское межледниковье
Оледенение айрон крик, лавы	Эпоха геомагнитной по- лярности R_1	Небрасское оледенение
Лавы	Эпоха геомагнитной по- лярности N_2	Самый ранний плейстоцен или самый поздний плио- цен
Беринговская трансгрессия	Эпоха геомагнитной по- лярности R_2 ; около 3000***	

Примечание. Датировки, отмеченные одной звездочкой, сделаны по C^{14} двумя звездочками — по U^{232}/Th^{230} , тремя звездочками — по эпохам геомагнитной полярности R_2 , N_2 , R_1 и N_1 .

Из внутренних районов Аляски бассейн р. Небесной, приток р. Тана-нана является стратотипическим регионом развития двух основных оледенений. Одно из них, блэк хиллс, синхронное иллинойсу, отделено от более молодого оледенения лейк ятамунд межледниковьем. Осадки последнего датированы по C^{14} цифрой более чем 42 тыс. лет. Оледенение лейк ятамунд имеет возраст по C^{14} 25,8 тыс. лет (определено для отложений интерстадиального потепления, залегающих внутри морены). Оледенение продолжалось и в послевисконсинское время.

Острова Канадского архипелага испытали три покровных оледенения [Крэг, Файлс, 1965]. Наиболее молодое из них (висконсинское) имело две стадии, разделенные интерстадиалом. Древесина из отложе-

ний последнего показала возраст по C^{14} 26—28 тыс. лет. Ледниковый щит достигал максимума развития 20—15 тыс. лет назад. Слои последнего межледникового датируются по C^{14} более чем 38 тыс. лет.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ ДРЕВНИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Вначале рассмотрим положение снеговой линии на Востоке СССР. Высоты раннечетвертичной снеговой границы неизвестны. Как указывалось выше, на большей части описываемой территории следы этого оледенения отсутствуют, а в других или отрывочны, или подвергаются сомнению. Данные о положении снеговой границы среднечетвертичного оледенения очень отрывочны. Однако они свидетельствуют о ее более низком положении, чем во время позднеплейстоценового оледенения. Снеговая линия на широтах Сахалина повышалась при движении в глубь материка (Охотское побережье Сахалина — 600 м, во внутренних районах острова — 700 м, в Сихотэ-Алине — 900 м, в хр. Эт-киль-Янканском — 800—900 м).

Материалы по снеговой линии во время позднеплейстоценовых оледенений очень многочисленны. Однако во многих районах нет возможности разделить их по двум фазам или стадиям оледенения, и большинство исследователей дает суммарную (среднюю) оценку положения снеговой линии в течение второй половины позднего плейстоцена.

Как указывает О. А. Брайцева [1965], наименьшие высоты снеговой линии были в тех районах, где выпадал максимум осадков: 400—500 м на южной Камчатке, 400 м на побережье Камчатского залива, 550—600 м на Кроноцком полуострове. Снеговая линия располагалась на высотах 600—700 м на севере Срединного хребта, 800 м и более в центральной и западной Камчатке. Депрессия снеговой границы достигала 700—800 м на севере Камчатки, 900—1000 м в Восточном хребте и 1000—1200 м на южной Камчатке. По наблюдению Ю. Ф. Чемякова, на восточном побережье северной Камчатки (у Камчатского перешейка) ледники спускались прямо в море и фирновая линия их располагалась близ уровня моря.

Положение снеговой линии на Сахалине, в Сихотэ-Алине и в Приморье показано, по данным В. В. Соловьева, в табл. V-5.

Таблица V-5

Положение снеговой линии и эпохи четвертичных оледенений на Сихотэ-Алине и Сахалине [Соловьев, 1964]

Оледенения	Возраст	Положение снеговой линии, м над уровнем моря			
		Северный Сихотэ-Алинь	Южный Сихотэ-Алинь и Приморье	Центральный Сахалин	Северный Сахалин
Каровое	Q_{III}^4	1600—1800	1500—1600	1300—1400	?
Анжуйское и чамгинское	Q_{III}^2	1300—1500	1200—1300	900—1000	400
Приморское и нанивское	Q_{II}^2	900	300—600	600—700	?

В материковой части Дальнего Востока снеговая граница последней ледниковой эпохи поднималась с севера на юг от 500—700 м в хр. Джугджуре (57° с. ш.) до 1300—1400 м в хребтах Тыльском и Ям-Алине (53—54° с. ш.) и 1400—1600 м в хребтах Бурейском и Сихотэ-Алине (49° с. ш.). Высота снеговой линии возрастала от периферийных к водораздельным частям, где достигала 1700—1800 м. В последнее время появились данные, свидетельствующие о понижении снеговой границы к югу от широты 49° [Соловьев, 1964] (табл. V-5). Причина этого явления еще не вполне ясна. В табл. V-6 приведены данные по депрессии снеговой линии во время позднеплейстоценового оледенения для муссонной области северо-восточной Азии.

Таблица V-6

Депрессия снеговой линии во время позднеплейстоценового оледенения
(по Чемякову [1961 г.] с дополнениями)

Северная широта, град.	Район	Абс. высота современной снеговой линии, м	Предполагаемая абс. высота современного положения нижней границы хионосферы, м	Средняя абс. высота снеговой линии последнего оледенения, м	Депрессия снеговой линии в эпоху последнего позднеплейстоценового оледенения, м
59—61	Северная Камчатка	1000—1200	1000—1200	500—600	600—700
56—59	Средняя Камчатка	1600	1600	600—700	900—1000
51—56	Южная Камчатка	2500	2500	400—600	1900—2100
51—52	Хребты Приамурья	—	2700	1400	1300
47—49	Сихотэ-Алинь	—	2900—3000	1500	1400—1500

Положение снеговой границы последнего позднеплейстоценового оледенения при движении на юг вдоль восточной окраины Азиатского материка (табл. V-7) имеет отчетливую тенденцию к повышению. Так, например, двигаясь вдоль островных дуг с севера на юг, мы наблюдаем постепенное воздымание нижней границы хионосферы от 500—700 м на Камчатке, 1300—1400 м на Сахалине, 1450—1600 м на о. Хоккайдо до 2000—3000 м на о. Хонсю и 3500—3680 м на о. Тайвань. Такая же картина наблюдается и по материковой части восточной окраины материка. Высота снеговой границы меняется здесь следующим образом: 600—1200 м в хр. Прибрежном и хр. Джугджуре, 1200—1800 м в хр. Ям-Алине, 1200—1700 м в хр. Баджалском, 1400—1600 м в хр. Сихотэ-Алине, 2000—2100 м в массиве Канбо, 2000—2200 м в хребтах Лушань, Дабашань и 3500 м в хр. Дабейшань.

Особенности положения снеговой границы объясняются расположением описываемой территории в муссонной области окраины Азиатского материка и значительным ее протяжением с севера на юг в пределах северного полушария.

В настоящее время в большинстве районов описываемой территории нижняя граница хионосферы расположена выше литосферы. Лишь отдельные наиболее высокие хребты и вершины (на Северо-Востоке, Камчатке и в некоторых других районах) достигают ее, и на них развивается современное оледенение. В эпоху последнего оледенения снеговая линия снижалась весьма значительно (см. табл. V-7) и водораздельные части многих хребтов попадали в хионосферу. Атмосферные осадки в них в течение всего года выпадали в твердом виде. Основная

их масса приносилась летними муссонами, имеющими направление с моря на сушу. Большое значение имел и орографический фактор. Большинство хребтов расположено вдоль береговой линии, поперек или под углом к путям летних муссонов. Идущие с Тихого океана муссоны, достигнув хребтов, преграждающих им путь в глубь материка, оставляли на восточных склонах большую часть осадков, чем на западных склонах. Поэтому на последних снеговая линия располагалась выше, чем на восточных.

Таблица V-7

Положение снеговой линии последнего позднплейстоценового оледенения в муссонной области Восточной Азии

Северная широта, град.	Территория	Абсолютная высота снеговой линии, м
59—61	Северная Камчатка	500—600
56—59	Средняя Камчатка	600—700
51—56	Южная Камчатка	400—600
51—52	Хребты Приамурья	1400
50—51	Сахалин	1300—1400
47—49	Хр. Сихотэ-Алинь	1500
42—44	Хр. Хидака на о. Хоккайдо	1450—1600
42	Корейский полуостров, массив Канбо	2000—2100
35—37	{ Северные Японские Альпы Центральные Японские Альпы Южные Японские Альпы	2300—2800
		2530—2660
		2700—3000
36	Гора Лушань	2000
28—32	Горы низовьев Янцзы	2000
32	Хребет Дабашань	2200
30—32	Хребет Дабейшань	3500
23—24	О. Тайвань	3500—3680

Более низкое положение хионосферы в северных широтах — явление, имеющее характер закономерности для всего земного шара, — обуславливало более низкое положение снеговой линии на севере по сравнению с регионами, расположенными южнее.

Забайкалье по климатическим условиям относится не к Тихоокеанской муссонной, а к Атлантической провинции, для которой характерен западный, северо-западный перенос воздушных масс, несущих осадки. Данные по снеговой границе здесь обобщены В. В. Заморуевым (1967). Общая закономерность проявляется в виде повышения снеговой границы с севера на юг. Так, например, на Байкало-Патомском нагорье она располагается на абс. высоте 1100 м, в хр. Кодар от 1300—1550 (северный склон) до 1450—1750 м (южный склон), в хр. Удокан от 1400—1500 (северный склон) до 1650—1750 м (южный склон), в Хамар-Дабане от 1150—1200 (северный склон) до 1500—1600 м (южный склон), на гольце Сохондо 2000 м, в Буркал-Шебетуйских гольцах 1800—1900 м и в хр. Хентей (уже на территории Монголии) 1900—2000 м.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ

В табл. V-8 сведены имеющиеся данные по абсолютному возрасту ледниковых и межледниковых отложений. Определялся он весьма различными методами. Возраст донных отложений Охотского моря исчислялся по скорости осадконакопления [Чемеков, 1957]. Осадки Тихого океана датированы по распределению U^{238} , Th^{232} , Th^{230} (Jo) и Ra [Романкевич, Баранова, Христианова, 1964], а также методом палеотемпературного анализа в сочетании с измерениями C^{14} и Ra^{231}/Th^{230} [Эми-

лиани, 1966]. Определение возраста морен зал. Кука на Аляске (см. табл. V-3) произведено по степени выветрелости морен [Карлстром, 1965]. Датировки отложений п-ова Сьюард на Аляске (см. табл. V-4) выполнены по C^{14} , соотношению U^{232}/Th^{230} и по эпохам изменения геомагнитной полярности [Гопкинс, 1965].

В табл. V-8 приведены данные также по Атлантическому [Rosholt, Emiliani, Geiss, Koszy, Wangersky, 1961], Северному Ледовитому [Белов, Лапина, 1961; Сакс, Лапина, 1961] и Антарктическому [Thomas, 1959] океанам. Определение возраста производилось методами палеотемпературного анализа, по C^{14} , соотношению Ra^{231}/Th^{230} и скорости осадконакопления.

Вопросы определения возраста ледниковых и межледниковых отложений Северной Америки рассмотрены выше в региональном обзоре следов четвертичного оледенения. Поэтому мы весьма кратко остановимся лишь на стратиграфии донных отложений.

В донных осадках Охотского и Берингова морей А. П. Жузе [1954] обнаружила 5 горизонтов, из которых V, III и I (снизу вверх) характеризуются флорой диатомовых водорослей океанического состава, а IV и II — скудной неритической флорой диатомовых водорослей. Она предположила, что горизонты V и III соответствуют межледниковьям, IV и II — ледниковьям, I горизонт отвечает послеледниковому времени. Ю. Ф. Чемяков [1957] сделал попытку определения абсолютного возраста осадков на основании скорости осадконакопления. Используя данные А. П. Жузе и приняв, что самый верхний горизонт начал формироваться со времени послеледникового климатического оптимума (средний голоцен), т. е. примерно 7000 лет назад, он определил среднюю скорость осадкообразования для изученного разреза в 26,5 см за 1000 лет. Эта цифра близка скорости осадконакопления, вычисленной для данного региона П. Л. Безруковым и А. П. Лисицыным [1957]. Возраст V горизонта (теплая эпоха) оказался равным 99—63 тыс. лет; IV горизонта (холодная эпоха) — 63—40; III горизонта (теплая эпоха) — 40—22; II горизонта (холодная эпоха) — 22—7; I горизонта (средний — верхний голоцен) — 7—0. Эти цифры, конечно, следует рассматривать как ориентировочные, но они дают представление о таксономическом значении рассматриваемых событий.

Наличие горизонтов осадков, отвечающих двум оледенениям, предшествующему и разделяющему их межледниковьям и послеледниковью, было выявлено в результате работ П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына [1957]. В дальнейшем дробная стратиграфия донных осадков разрабатывалась А. П. Жузе и Е. В. Кореневой, Х. М. Саидовой, Е. А. Романкевичем, В. И. Барановым, Л. А. Христиановой и др.

Большую ценность имеет опыт определения абсолютного возраста осадков западной части Тихого океана по соотношению изотопов U^{238} , Th^{232} , Th^{230} (Jo) и Ra [Романкевич, Баранов, Христианова, 1964] и возраста отвечающих им теплых и холодных эпох. Накопившиеся к настоящему времени материалы позволяют обобщить данные по абсолютному возрасту ледниковых эпох Аляски, дальневосточных морей и западной части Тихого океана и сравнить их с данными по Северному Ледовитому [Белов, Лапина, 1961; Сакс, Лапина, 1961], Атлантическому [Rosholt, Emiliani, Geiss, Koszy, Wangersky, 1961], Антарктическому [Thomas, 1959] океанам. Это сопоставление сделано в табл. V-8. Оно показывает, что датировки позднего плейстоцена, выполненные различными методами, весьма близки друг другу. Его длительность составляет около 90 тыс. лет (без голоцена).

Нижняя граница позднего плейстоцена определяется большинством методов цифрой 100 тыс. лет назад. В оценках среднего плейстоцена выявляются существенные различия. Граница среднего и раннего плейстоцена датируется от 155 до 315 тыс. лет назад, а длительность сред-

Сравнение абсолютного возраста ледниковых и межледниковых

Основные геохронологические подразделения	Индексы	Геохронология восточной окраины СССР	Охотское море [Чемяков, 1957]		Тихий океан (Романкевич, Баранов, Христианова, 1964)		Геохронология США	Тихий океан [Эмилиани, 1966]
			Горизонты	Возраст	Горизонты	Возраст		
Голоцен	Q _{IV}	Голоцен	I	0—7 ⁵	I	0—12 ²	Голоцен	0—12 ³
Поздний плейстоцен	Q _{III} ⁴	Оледенение бохапчинское, сартанское, селитканское, каровое	II	7—22 ⁵	II—1	12—26 ²	Поздний и главный висконсин	12—30 ³
	Q _{III} ³	Каргинское межледниковье, 2-й тихоокеанский климатический оптимум	III	22—40 ⁵	II—2	26—48 ²	Порт-Толбот	30—50 ³
	Q _{III} ²	Оледенение эльгинское, зырянское, муниканское, анюйское, чамгинское	IV	40—63 ⁵	II—3	48—75 ²	Ранний висконсин	50—65 ³
	Q _{III} ¹	Казанцевское межледниковье, 1-й тихоокеанский климатический оптимум	V	63—99 ⁵	III	75—150 ²	Сангамон	65—100 ³
Средний плейстоцен	Q _{II} ¹	Оледенение тазовское			IV	150—220 ²	Иллинойс	100—125 ³
	Q _{II} ³	Межледниковье мессовско-ширтинское			V	220—340 ²	Ярмут	125—180 ³
	Q _{II} ²	Оледенение тобычанское, самаровское, приморское, нанивское, алданское			VI	340—610 ²	Канзас	180—210 ³
	Q _{II} ¹	Межледниковье тобольское, сидатунское			VII	610—670 ²	Афтон	210—260 ³
Ранний плейстоцен	Q _I ²	Оледенение дьямянское, киранское (?)			VIII	670—800 ²	Небраска	265—290 ³
	Q _I ¹	Доледниковье						

Примечание. Цифровые индексы у возрастных датировок указывают, что возраст определён: ¹ по эпохам геомагнитной полярности, ² по скорости осадконакопления, ³ по изотопам кислорода, ⁴ по эпохам геомагнитной полярности, ⁵ по скорости осадконакопления, ⁶ по

Эпох (тыс. лет), вычисленных различными методами

Таблица V-8

Аляска				Атлантический океан [Rosholt and others, 1961] ³	Северный Ледовитый океан [Белов, Лапина, 1961] ²	Антарктический океан [Thomas, 1959] ⁵
Зал. Кука [Карлстром, 1956]		П-ов Сьюарда [Гопкинс, 1965]				
Геохронология	Возраст	Геохронология	Возраст			
Аляскинское оледенение и климатический оптимум	0—6,5 ¹	Крузенштерновская трансгрессия	0—11 ¹	0—10	0—9	0—6
Наптаун	6,5—39 ¹	Маунт осборн	8,8—13 ¹	10—30	9—20	6—18
Межледниковье	39—48 ²	Воронцовская трансгрессия	22—33 ¹ (33—48) ²	30—50	20—32	18—32
Кник	50—65 ⁶	Самон лейк		50—65	32—65	32—42
Межледниковье	Около 85 ⁶	Пелукская трансгрессия	78—100 ²	65—100	65—105	42—100
Эклатна	90—110 ⁶	Ном ривер		100—130		
Межледниковье	125—155 ⁶	Трансгрессия коцебу	170—175 ²	130—175		
Карибу хиллс	155—190 ⁶	Слои Эйнахнугто	187—214 ⁴			
Межледниковье	Около 210 ⁶	Анвильская трансгрессия	900—1000 ⁴			
Маунт суситна	200—230 ⁶	Айрон крик				
		Беринговская трансгрессия	3000 ¹			

раст определен: ¹ радиоуглеродным методом, ² по урано-ториевому методу, ³ по изотопам степени выветрелости отложений.

него плейстоцена в оценках различных методов варьирует от 65 до 165 тыс. лет при преобладающих цифрах 75—80 тыс. лет. Датировки раннего плейстоцена резко различаются между собой. Наиболее низкие цифры дают метод палеотемпературного анализа (в сочетании с измерениями радиоактивных изотопов Ra^{231} и Th^{230}) для Тихого океана и метод анализа степени выветрелости морен для зал. Кука на Аляске. Максимальные значения возраста получены путем измерения U^{238} , Th^{232} , Th^{230} (Io) и Ra в Тихом океане и по эпохам изменения геомагнитной полярности в эффузивах западной Аляски (п-ов Сьюарда).

По наиболее вероятным оценкам, которые дают большинство методов определения абсолютного возраста, длительность оледенений составляет: последнего позднплейстоценового — несколько менее 20, первого позднплейстоценового — несколько более 20, среднплейстоценового — около 25 тыс. лет (см. табл. V-8). Межледниковые эпохи имели длительность: второй тихоокеанский оптимум (Q_{III}^3) — немного менее 20; первый тихоокеанский оптимум (Q_{III}^1) — около 30—35; межледниковье среднплейстоценовое (ярмут) — около 40—45 тыс. лет. Эти оценки, конечно, следует считать весьма приблизительными.

Приведенные выше материалы свидетельствуют о самостоятельности обоих позднплейстоценовых оледенений. Они не позволяют считать их фазами единого позднплейстоценового оледенения, как до сих пор полагало большинство исследователей этой проблемы.

МЕТАХРОННЫ ИЛИ СИНХРОННЫ ЛЕДНИКОВЫЕ ЭПОХИ?

Эта проблема имеет два аспекта: а) синхронны ли эпохи похолоданий и б) синхронны ли ледниковые явления, возникающие в результате похолоданий?

На первый вопрос в настоящее время следует дать положительный ответ. Как показало детальное изучение донных осадков Тихого, Атлантического, Антарктического, Северного Ледовитого океанов, Охотского и Берингова морей, а также следов похолоданий в континентальных осадках, они были синхронными в четвертичное время в пределах описываемой территории и акватории (см. табл. V-8).

Древние оледенения восточной окраины Азиатского материка являлись по своему характеру горными, т. е. наиболее быстро и чутко отвечающими на климатические изменения. Имеющиеся материалы позволяют утверждать, что причина оледенений заключалась в периодических снижениях (в эпохи похолоданий) нижней границы хионосферы. Это вызывало появление горного оледенения в тех участках рельефа, которые попадали в хионосферу. В последней осадки (особенно обильные в муссонной зоне в летнее время) круглый год выпадали в виде снега, обуславливая накопление снежных масс и в конечном итоге появление ледников различного типа. Геоморфологические и стратиграфические материалы, а также определения абсолютного возраста говорят о том, что горные оледенения описываемой территории были синхронными (см. табл. V-8).

СООТНОШЕНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЙ И ТРАНСГРЕССИЙ

А. П. Жузе [1954] в результате изучения донных осадков Охотского и Берингова морей установила следы трех трансгрессий, разделенных двумя эпохами похолоданий, совпадающими с регрессиями. Абсолютный возраст осадков в колонках, изученных А. П. Жузе, найден нами по скорости осадконакопления [Чемяков, 1957]. Удалось определить, что осадки, формировавшиеся в эпохи трансгрессий, имеют позднечетвертичный и современный возраст и относятся к первому и второму межледниковьям позднечетвертичной эпохи и послеледниковью.

Залегание морен на морских отложениях наблюдалось в ряде пунктов побережья Корякской горной системы и Чукотского полуострова. Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о приуроченности трансгрессий к межледниковьям, а регрессий к оледенениям. К этому же выводу приводит анализ древних береговых линий и морских террас на берегах дальневосточных морей и северной части Тихого океана [Чемяков, 1961ж].

Имеется и другая точка зрения о приуроченности оледенений к трансгрессиям, высказанная для отдельных участков описываемой территории в последнее время Г. М. Власовым, О. М. Петровым и В. В. Соловьевым. Первый из них наблюдал непосредственный переход морен последнего оледенения в 18—20-метровую морскую террасу на берегах некоторых из островов Курильского архипелага. О. М. Петровым [1965] сделаны аналогичные наблюдения на Чукотском полуострове. По его данным, ранне- и среднечетвертичное оледенения совпадали с морскими трансгрессиями, для эпохи третьего (Q_{III}^2) оледенения характерен более низкий уровень моря, чем теперь, а четвертого (Q_{III}^4) — близкий к современному. В. В. Соловьев [1963] наблюдал переход флювиогляциальных отложений эпохи приморского оледенения (Q_{II}^2) в морские отложения того же возраста в районе зал. Посыет (Южное Приморье). Эти сведения выпадают из установленной закономерности и, по-видимому, отражают наличие специфических условий, в частности наложение тектонического фактора, вызывавшего локальные погружения и локальные «трансгрессии».

Большинство имеющихся материалов свидетельствует о совпадении оледенений с регрессиями, а межледниковий с трансгрессиями. Этот вывод подтверждается данными по морским террасам Атлантического океана, Средиземного моря и побережьям других морей.

Оценивая колебания уровня воды Мирового океана по данным Р. А. Дэли, В. Рамсея, Р. Ф. Флинта, С. В. Калесника и других исследователей, вызываемые консервацией воды в виде льдов в ледниковья и их таянием в межледниковья, автор пришел к заключению, что для Тихого океана они совпадают с высотами соответствующих цикловых морских береговых террас и береговых линий [Чемяков, 1957, 1961ж]; это заставляет признать гляциоэвстатическое происхождение последних. На берегах дальневосточных морей и Тихого океана (его северной части) наблюдаются следующие уровни цикловых террас и береговых линий: Гавайская (+25—30 м), Японская (—70—100 м), Курильская (+15—20 м), Чукотская (+10—15 м), Камчатская (+4—6 м) и Северо-Тихоокеанская (+1,5—3 м).

Как показал анализ морских террас дальневосточных морей и северной части побережья Тихого океана [Чемяков, 1961ж], наряду с цикловыми террасами, прослеживающимися на огромных пространствах, существуют локальные морские террасы, наблюдающиеся на небольших участках побережья. Их образование чаще всего связано с проявлениями неотектонических движений. Не исключена возможность, что в отдельных участках побережья в эпохи оледенения (и, следовательно, эвстатических регрессий) могли происходить неотектонические погружения местного характера, вызывавшие узко локальные трансгрессии тектонического происхождения. Наличие последних можно предполагать для некоторых участков Курило-Камчатской островной дуги, характеризующейся большой тектонической активностью и дифференцированностью тектонических движений.

Завершая главу, необходимо подчеркнуть, что рассмотренные в ней в весьма сжатом виде крупные проблемы еще далеки от окончательного решения. Некоторые из них лишь впервые ставятся для обсуждения, другие только начали изучаться. Предстоит еще большая и упорная работа над ними.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В истории геоморфологического развития описываемой территории выделяются на протяжении четвертичного периода четыре основных этапа: раннечетвертичный, среднечетвертичный, позднечетвертичный и современный (или голоценовый). Характеристике этих этапов предпослано краткое рассмотрение позднеплиоцен-раннечетвертичного этапа или рубежа. Изложение материалов ведется по крупным географическим регионам в такой последовательности: Прибайкалье и Забайкалье, Северо-Восток, Дальний Восток, Восточно-Маньчжурские горы и Большой Хинган со смежными равнинами, п-ов Камчатка, о. Сахалин, Курильские острова, Японские острова, Аляска*.

ПОЗДНЕПЛИОЦЕН-РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Крупные миоценовые трансгрессии на описываемой территории, почти повсеместные по периферии Тихоокеанского подвижного пояса, к концу плиоцена сменились регрессиями. Основными направлениями развития рельефа в это время были разрастание поднятий и увеличение областей континентальной аккумуляции. Эволюция рельефа проходила на фоне прогрессивно ухудшающегося климата. Наибольшие градиенты тектонических движений наблюдались именно в рассматриваемый интервал времени. Эта эпоха характеризовалась максимальным увеличением площади суши.

В арктическом бассейне береговая линия располагалась намного севернее современной. Низменные равнины занимали большую часть полярного шельфа. Северо-восточная Азия соединялась с Американским континентом, в пользу чего говорит широкое развитие на Аляске и в Канаде плиоцен-раннечетвертичной аллювиальной формации бофорт, аналоги которой известны и на Северо-Востоке.

В пределах восточной окраины Азии интенсивно разрастаются альпийские островные дуги. Благодаря осушению Камчатского перешейка Коряжский хребет смыкается с Камчаткой, значительно увеличивается площадь Алеутской дуги и Курил. Судя по палеогеоморфологическим данным, Курильская дуга была представлена двойными горными цепями, разделенными аллювиальными равнинами. Северный Сахалин периодически соединялся с материком, а Корейский полуостров с Японскими островами. Осушились Корейский пролив и большая часть Желтого моря. Японское море сравнительно незначительно уменьшилось в размерах, лишь слегка изменив свою конфигурацию:

* Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ написаны разделы, рассматривающие Северо-Восток, Г. С. Ганешиним — голоцен, Е. И. Корнутовой — Прибайкалье и Забайкалье, В. В. Соловьевым — позднеплиоцен-раннечетвертичное время, Восточно-Маньчжурские горы, Большой Хинган и смежные равнины, Курило-Камчатская область, о. Сахалин, Японские острова и Аляска, Ю. Ф. Чемяковым — Дальний Восток.

некоторые районы Хоккайдо в плиоплейстоцене подверглись трансгрессии и были затоплены морем, а узкая полоса шельфа у побережья Сихотэ-Алиня осушилась.

Во внутренних районах рассматриваемой территории дифференцированные тектонические движения, особенно перемещения блоков по разломам, способствовали усилению контрастности рельефа. Заложившиеся еще в раннем неогене депрессии продолжали углубляться и расширяться. Многие возвышенности превращались в крупные хребты, с которых в депрессии сносился обломочный материал, частично компенсирующий прогибание этих депрессий. На обширных прибрежных равнинах Северо-Востока Азии аккумуляровались мощные толщи аллювиальных осадков. В Забайкалье и Внутренней Монголии также накапливались континентальные фации, но менее мощные и более грубообломочного состава.

Возникшие в это время крупные хребты явились своеобразными климаторазделами между Средней Сибирью и Внутренней Монголией, с одной стороны, и обращенными в сторону Тихого океана районами — с другой. Они служили барьером, разделявшим области с муссонным и континентальным климатами. Климатические различия не замедлили сказаться и на характере отложений.

Горообразование сопровождалось вулканизмом. Во многих районах материка (Сихотэ-Алинь, Прихотье, Северо-Восток и др.) в конце плиоцена — начале плейстоцена происходят трещинные излияния основных эффузивов. Весьма активным вулканизмом (преимущественно центрального типа) характеризовались островные дуги. В них (иногда в подводной обстановке) накапливались мощные толщи андезитовых и базальтовых лав, туфов и агломератов.

Помимо местной перестройки климата, вызванной главным образом орографическими факторами, для позднего плиоцена характерно ухудшение климата, обусловленное планетарными причинами. В соответствии с этим происходят значительные изменения в составе фауны и флоры. Широкое развитие получают хвойные леса с примесью широколиственных пород.

РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ

В раннечетвертичное время в описываемой области наряду со средневысотными горными хребтами были широко развиты низкогорные хребты, плато и плоскогорья, разделенные внутригорными впадинами. Границы оз. Байкал значительно отличались от современных; существовали лишь Южная впадина и небольшая часть Северной [Лут, 1964]. Большинство из наблюдаемых ныне сравнительно мелких озер отсутствовало. На месте Зун-Торейского озерного бассейна протекала крупная река пра-Улдза, впадавшая в р. Онон.

Среднегорные хребты, занимавшие до 20% площади Забайкалья, располагались в областях Восточного Прибайкалья и Южного Забайкалья. Хребты Восточного Прибайкалья имели север-северо-восточное и северо-восточное простирание; они огибали дугой области низкогорья и плоскогорья Западного и Северного Забайкалья. Высоты хребтов достигали 1300—1400 м при глубине эрозионного расчленения до 700 м. Местами на водоразделах сохранялись поверхности выравнивания. По побережью оз. Байкал, в верховьях р. Хара-Мурин, горные хребты переходили в средневысотные плоскогорья, бронированные базальтовыми покровами. Крупнейшие горные хребты разделялись глубокими впадинами байкальского типа, где формировались аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины.

В пределах Южного Забайкалья среднегорные хребты имели северо-восточное простирание и отличались от хребтов Прибайкалья более широким развитием поверхностей выравнивания и меньшей глубиной эрозионного расчленения, по-видимому, не превышавшей 600—700 м. Внутригорные впадины здесь занимали сравнительно небольшую площадь.

Низкие горы (с абс. высотами не более 1000 м, чаще всего 700—800 м) были развиты в Патомском нагорье, Селенгино-Олекминском междуречье и в Восточном Забайкалье и занимали до 60% площади страны. В Патомском нагорье они отличались массивностью очертаний, широким развитием поверхностей выравнивания и небольшими относительными высотами (200—400 м). По краям нагорья они имели четко выраженный концентрически-грядовый характер, обусловленный характером древних складчатых структур, отпрепарированных денудацией.

На Селенгино-Олекминском междуречье низкие горы образовывали серии плосковершинных хребтов большой протяженности, вытянутых в северо-восточном направлении. К северо-востоку от долины р. Витима хребты принимали север-северо-восточное простирание. Хребты разделялись между собой кулисообразно расположенными внутригорными впадинами и аккумулятивными равнинами, составлявшими до 30% площади низкогорья.

В Восточном Забайкалье низкие горы образовывали сравнительно короткие хребты, разделявшиеся более узкими впадинами (по сравнению с Северным и Западным Забайкальем).

В среднем течении р. Витима было расположено Витимское плоскогорье, частично бронированное базальтами. Местами на нем возвышались небольшие вулканические конусы. Сходный рельеф, по-видимому, наблюдался и в верхнем течении р. Джиды. Вулканическая деятельность в этих районах, начавшаяся еще в плиоцене, продолжалась и в раннечетвертичное время, но, по-видимому, уже менее интенсивно. Основным типом излияний базальтовой магмы были трещинные, значительно реже наблюдались извержения центрального типа. В бассейне среднего течения р. Онона и Приаргунье, а также на междуречье Селенги, Чикоя и Хилка к югу от Гусиного озера преимущественным развитием пользовались слаборасчлененные денудационные равнины, простиравшиеся на севере в бассейне р. Онона до рек Аги и Борзи и сливавшиеся на юге с обширными равнинами. В бассейне р. Селенги они доходили до района Гусиного озера. На равнинах были широко развиты красноцветные коры выветривания позднеплиоценового возраста. Небольшими островами среди гор возвышались низкие плосковершинные горы с остатками более древней коры выветривания каолинового состава.

Речная сеть раннечетвертичного времени в Забайкалье отличалась развитием крупных рек, аккумуляровавших песчано-галечные отложения кангильской свиты. По очертаниям и направлению стока она приближалась к современной. Отличия состояли лишь в некотором смещении долин в пределах впадин.

В начале четвертичного времени произошло оживление неотектонических движений, начавшихся еще в позднем плиоцене после окончания формирования красноцветных кор выветривания. Поднятия охватили горные районы, для внутригорных впадин и депрессий монгольского типа (Далайнорская) были характерны погружения и накопление осадков кангильской свиты.

Сводово-глыбовое поднятие имело максимальные величины в области средних гор Восточного Прибайкалья, включая Ипныгинское плоскогорье, и Центрального Забайкалья, где амплитуда их составляла 1000 м. В Восточном Прибайкалье в это время происходили проги-

бания впадин, достигавшие, судя по мощности осадков, 300—350 м (Баргузинская впадина). Несколько отставали в поднятиях, носивших преимущественно глыбовый характер, области развития низких гор, где они составляли, по-видимому, за раннечетвертичное время не более 400—500 м. Области равнин среднего течения р. Онона и Приаргунье поднимались лишь по окраинам Далайнорской депрессии, где амплитуда поднятий не превышала 200—300 м.

Климатическая обстановка раннечетвертичного времени может быть восстановлена по данным спорово-пыльцевого анализа осадков кангильской свиты и составу фауны. В это время преобладала древесная растительность с участием широколиственных пород и хвойных калифорнийского типа. К концу раннечетвертичного времени сокращается роль реликтов плиоценовой растительности до их полного исчезновения. Такой растительности должен был отвечать теплый и влажный климат, сменившийся похолоданием к концу раннечетвертичного времени. В составе фауны в кангильской свите отмечены *Cervus* ex *g. elaphus*, *Bison* sp., *Equus* sp. (*stenonis* ?) и др. Пресноводные моллюски представлены *Planorbis* sp., *Limnaea ovata* D r a p., *Vallonia pulchella* Mull. и др. Приведенные данные позволяют говорить об отсутствии в раннечетвертичное время резкого похолодания и связанного с ним оледенения.

СЕВЕРО-ВОСТОК

С позднего плиоцена на Северо-Востоке начался новый этап активизации неотектонических движений и омоложения рельефа, продолжающийся до среднечетвертичного времени. В этот этап произошло перераспределение речной сети: в результате молодых поднятий в центральной части горной системы Черского и в Селенняхском хребте речные артерии олигоцен-миоценового времени оказались разобщенными на притоки разных речных бассейнов — Яны и Индигирки. Перемещение оси сводового поднятия в Верхоянском хребте привело к перехвату правыми притоками Лены и Алдана верховьев левых притоков Яны. В результате этих изменений бассейн Яны существенно уменьшился и приобрел конфигурацию, близкую к современной. Тогда же изменилось течение р. Яны, прорвавшейся на север через хр. Кулар. В бассейне р. Колымы произошел захват Колымой ее современных верхних притоков: рек Аян-Уряха, Кулу и Берелеха. В Анюйском нагорье, как показал недавно А. И. Садовский [1965], от плиоцен-среднечетвертичного этапа развития рельефа сохранились участки древних долин на водоразделах низкогорья в бассейне р. Китепвеем, на левобережье р. Раучуа, в низовьях р. М. Анюй и в других участках, являющихся фрагментами северо-западной системы рек, перехваченных в позднечетвертичное время системой рек субмеридионального направления.

В равнинном Западном Приверхоянье в это время происходит накопление мощных толщ озерно-аллювиальных отложений. По мнению Н. В. Ревердатто, озерно-аллювиальная равнина отвечает V террасе р. Лены, на поверхности которой проходило древнее русло реки. К этому же времени в пределах древней долины Лены относится накопленные тобычанских галечников и синхронных им аллювиальных отложений ханчалинской свиты в области древней речной сети Лено-Вилуйского междуречья.

В раннечетвертичную эпоху в горной системе Черского чрезвычайно интенсивно проявились локальные поднятия и блоковые движения. К этому времени относятся тектонические поднятия внутренних цепей Черского — ряда гранитных массивов, имеющих выровненные вершины; очевидно, в предшествовавший этап развития эти горы не су-

ществовали и на их месте была единая поверхность выравнивания вместе с аккумулятивными равнинами межгорных впадин. Поднятия позднеплиоцен-раннечетвертичного времени обусловили перераспределение речной сети и формирование современных бассейнов рек Индигирки и Колымы и окончательное орографическое обособление высоких горных сооружений. До этого времени не существовало высоких внутренних хребтов и цепей и на их месте располагалась слаборасчлененная поверхность выравнивания. Доледниковый врез долины Колымы составлял порядка 400—550 м, а долины Индигирки превышал 800 м.

В раннечетвертичное время на Северо-Востоке существовали достаточно благоприятные умеренно теплые климатические условия. На это, в частности, указывает накопление во впадинах красно-бурых галечников, залегающих на миоцен-плиоценовых отложениях.

Признаков позднеплиоценового или раннечетвертичного оледенения, по мнению Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ, Н. А. Шило и ряда других геологов, на Северо-Востоке не установлено. Иной точки зрения придерживается А. П. Васьковский, отстаивающий представление о значительном раннеплейстоценовом оледенении Северо-Востока.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

ПЕРВАЯ ПОЛОВИНА РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Тектонические поднятия, начавшиеся в позднем плиоцене и продолжавшиеся в раннечетвертичное время, имели региональный характер. В горных районах они обусловили процесс восходящего развития рельефа. По периферии горных систем формировались молассоподобные толщи плиоцен-нижнечетвертичных галечников и песков суйфунской, приамурской, усть-амурской, белогорской и аргинской свит [Чемяков, 1961д]. Поднятия охватили и районы депрессий. В Верхне-Зейской и Амуру-Зейской депрессиях начался эрозийный врез в неоген-нижнечетвертичные отложения зейской серии. Другие депрессии Приамурья и Западного Приохотья, хотя и были вовлечены в поднятия, испытывали относительное прогибание, и в них продолжалось накопление аллювиальных, озерных и озерно-аллювиальных отложений. Как поднятия, так и относительные погружения имели колебательный характер, запечатлевшийся в виде серии террас. В восточной части территории преобладали пластические деформации сводового характера, осложненные многочисленными разломами, а в западной части наряду с пластическими деформациями широкое развитие получили разрывные нарушения с образованием блоков горсто-грабенного типа (например, горстовое поднятие хребтов Тукурингра и Джагды).

С крупными разрывами на восточном и западном склонах Сихотэ-Алиня, в Комсомольском районе, Буреинском хребте и Малом Хингане связаны излияния базальтов верхней части совгаванской свиты, образовавших обширные плато в предгорьях и межгорных впадинах (рис. VI-1), а также извержения пирокластического материала, создавшие шлаковые конусы Синдинского, Иманского, Бикинского и других вулканов.

Распределение областей горного и равнинного рельефа в раннечетвертичное время было близким к современному, так как все крупные депрессии в горные поднятия были заложены еще в конце олигоцен — миоцене и в дальнейшем развивались унаследованно в том же направлении. Однако рельеф горных районов отличался меньшей расчлененностью и обилием обширных реликтов поверхностей выравнивания на водоразделах и вершинах возвышенностей.

Первая половина раннечетвертичного времени характеризовалась климатическими условиями более суровыми, чем в плиоцене, но более

теплыми, чем ныне. Они обуславливали интенсивные процессы выветривания, которые в осадочных, метаморфических и вулканических породах приводили к образованию продуктов выветривания монтмориллонит-бейделлитового типа [Животовская, 1956; Соловьев, 1959; Че-меков, 1963].

По данным Г. У. Линдберга [1955], в начале четвертичного периода произошла обширная трансгрессия, разъединившая реки, ранее объединенные крупными системами пра-Амура и пра-Пенжины.

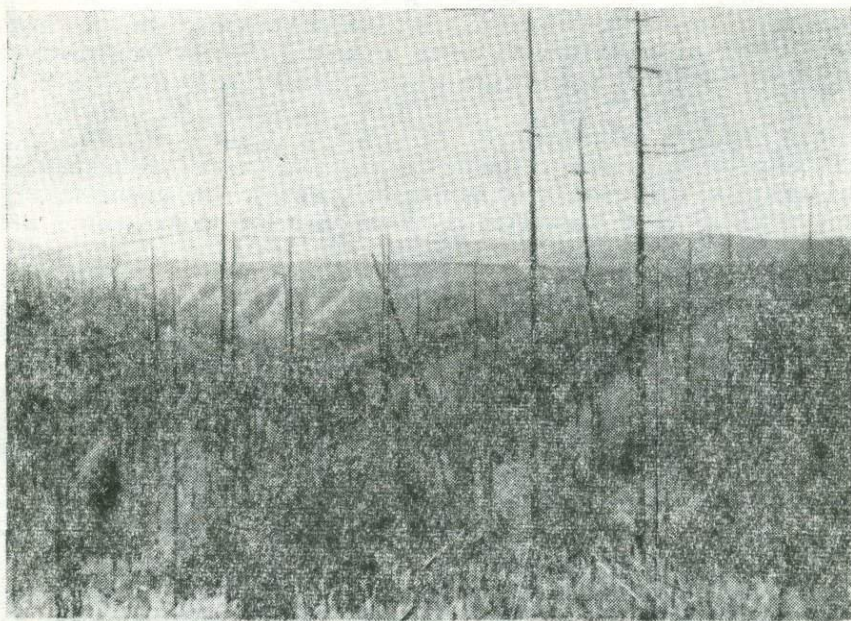


Рис. VI-1. Базальтовое плато на восточном склоне Сихотэ-Алиня. Фото Ю. Ф. Чемекова.

Одной из наиболее сложных проблем, не решенных окончательно, является реконструкция древней речной сети. По мнению ряда исследователей, последняя в описываемое время существенно отличалась от современной. Реки Верхне-Зейской и Амура-Зейской депрессий объединялись единой речной системой пра-Зей, которая продолжала далее свое течение не на юго-восток, в Средне-Амурскую депрессию, а на юг, в пределы Манчжурской равнины, впадая, по-видимому, в Желтое море [Чемеков, 1964в]. Пра-Амур протекал по Средне-Амурской депрессии. Однако до сих пор не выяснено, где находилось его устье. Одни предполагают, что древний Амур впадал в Амурский залив, протекая через Уссурийскую депрессию, другие считают, что его воды находили выход в Татарский пролив через озера Кизи или Кади (рис. VI-2), а третьи полагают, что он тек так же, как и в настоящее время, в Охотское море. Севернее протекали самостоятельные реки пра-Уда в Удской депрессии и пра-Амгунь. Последняя впадала в Охотское море на месте современного устья р. Амура. Водораздел Сихотэ-Алиня располагался значительно восточнее современного [Ганешин, 1958].

Некоторые исследователи предполагают, что в раннечетвертичное время речная сеть уже была близкой к современной и отрицают, в частности, сток пра-Зей на юг [Мурзаева, 1964].



Рис. VI-2. Блок-диаграмма перешейка между р. Амуром и Татарским проливом в районе оз. Бол. Кизи. Составил Г. С. Ганшин.
 1 — пески, галечники, глины четвертичного и неоген-четвертичного возраста; 2 — базальты кизийской свиты (миоцен); 3 — андезиты и андезито-базальты маломихайтовской свиты (верхний мел); 4 — песчаники и конгломераты позднемелового возраста.

Растительность первой половины раннего плейстоцена была близка к существующей в настоящее время на юге Приморья, но несколько более теплолюбивая. Это была тайга уссурийского типа с реликтами палеоген-неогеновой флоры: тсугой, магнолией, ликвидамбаром и др.

ВТОРАЯ ПОЛОВИНА РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Во вторую половину раннего плейстоцена (рис. VI-3) очертания суши значительно изменились в результате обширной регрессии и продолжающихся поднятий восточной окраины Азиатского материка. Береговая линия располагалась на 500—700 м ниже современной. В центральной части Охотского моря существовали острова плоской суши (на месте современных подводных возвышенностей Института океанологии и Академии наук СССР). На месте северной и западной окраин Охотского моря, в пределах современного шельфа, простирались обширные аккумулятивные равнины субэвразального происхождения (аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные) и местами скульптурные поверхности денудационного выравнивания. О. Сахалин соединился с материком и, по-видимому, с о. Хоккайдо. Лишь в южной части Сихотэ-Алиня береговая линия менялась сравнительно слабо, отступив в сторону моря на несколько десятков километров. Береговая линия в целом была сравнительно мало изрезанной.

Продолжающиеся поднятия горных районов и регрессия морей Тихого океана привели к усилению контрастности рельефа и увеличению абсолютных высот, хотя в целом горный рельеф все еще оставался менее расчлененным, чем теперь. Водораздельные части хребтов Баджальского, Буреинского, Ям-Алиня, Эзопа, Станового, Джугджура и других поднимались выше 3000 м и относились к высокогорью. На остальной территории господствовал среднегорный рельеф. Верхне-Зейская и Амуру-Зейская депрессии подвергались слабому поднятию, а депрессии Приамурья и Западного Приохотья были охвачены слабыми прогибаниями. Таким образом, неотектонические движения носили унаследованный характер по отношению к предшествующим.

Климатические условия описываемого времени характеризовались похолоданием, прослеживаемым в опорных разрезах (скважинах) во всех депрессиях юга Дальнего Востока по обеднению спорово-пыльцевых комплексов и исчезновению из них пыльников широколиственных растений и реликтов палеоген-неогеновой флоры.

В описываемое время территория юга Дальнего Востока расчленялась речной сетью крупных систем пра-Зей (Верхне-Зейская, Амуру-Зейская депрессии и их горное окружение), которая, по-видимому, по-прежнему текла на юг, в пределы Маньчжурской равнины, и впадала в Желтое море, и пра-Амура, впадавшего в Охотское море и объединявшего все реки Нижнего Приамурья и Западного Приохотья. На восточном склоне Сихотэ-Алиня и на Сахалине развивались самостоятельные речные системы, из которых наиболее крупными были реки, протекавшие по дну осушенного Татарского пролива и Тымь-Поронайской депрессии Сахалина.

Проблема раннечетвертичного оледенения юга Дальнего Востока еще не решена. До настоящего времени известна лишь одна находка предположительно раннечетвертичной морены на восточном склоне хр. Прибрежного, в устье р. Кирана [Чемекон, 1959б]. Однако некоторые исследователи (В. В. Вихлянец, В. К. Шевченко и др.) считают ее олигоцен-миоценовым (?) аллювием. Других следов раннечетвертичного оледенения неизвестно. Тем не менее, как отмечалось, следы похолодания обнаруживаются в спорово-пыльцевых комплексах в опорных скважинах, пробуренных во всех депрессиях юга Дальнего Востока.

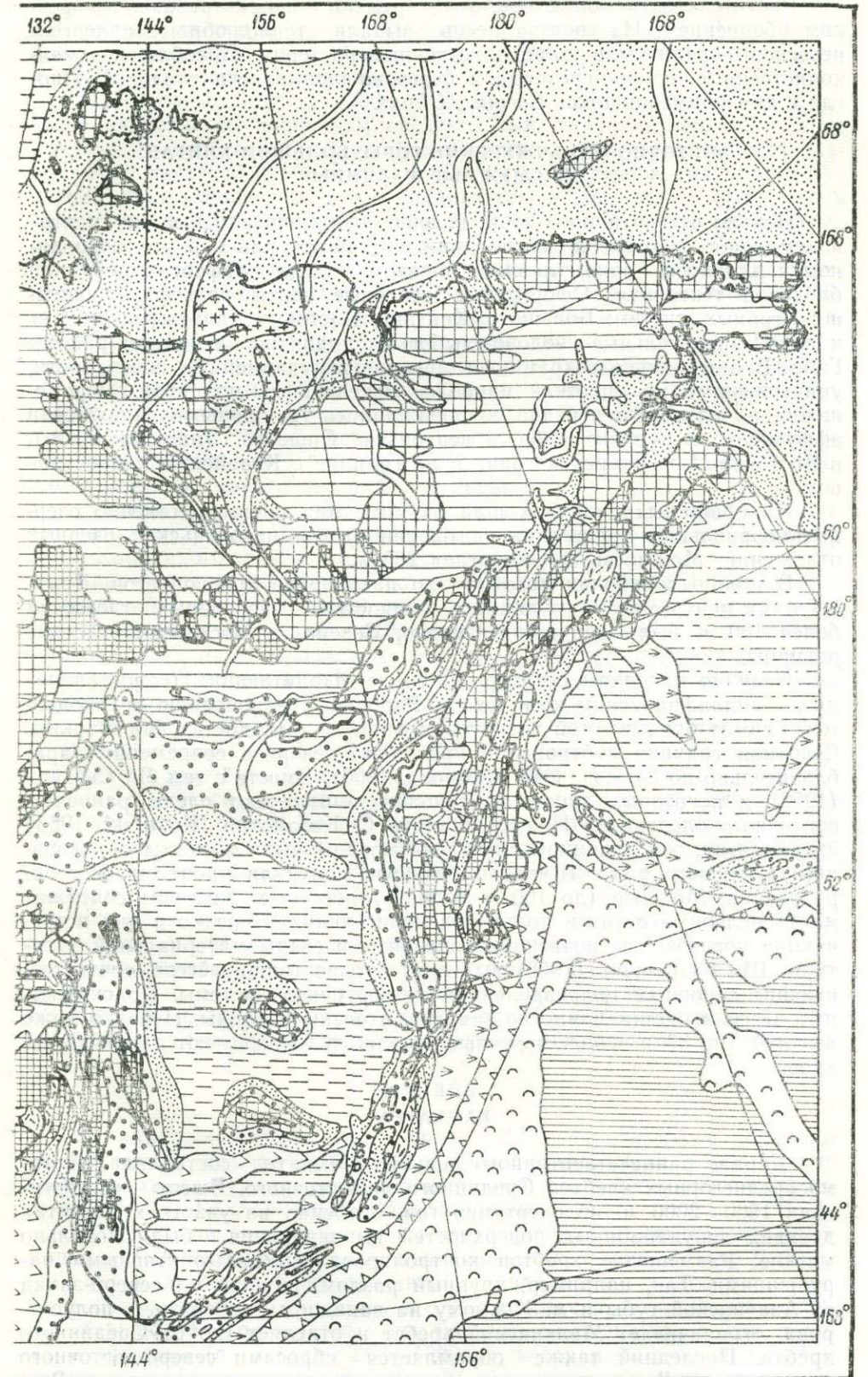
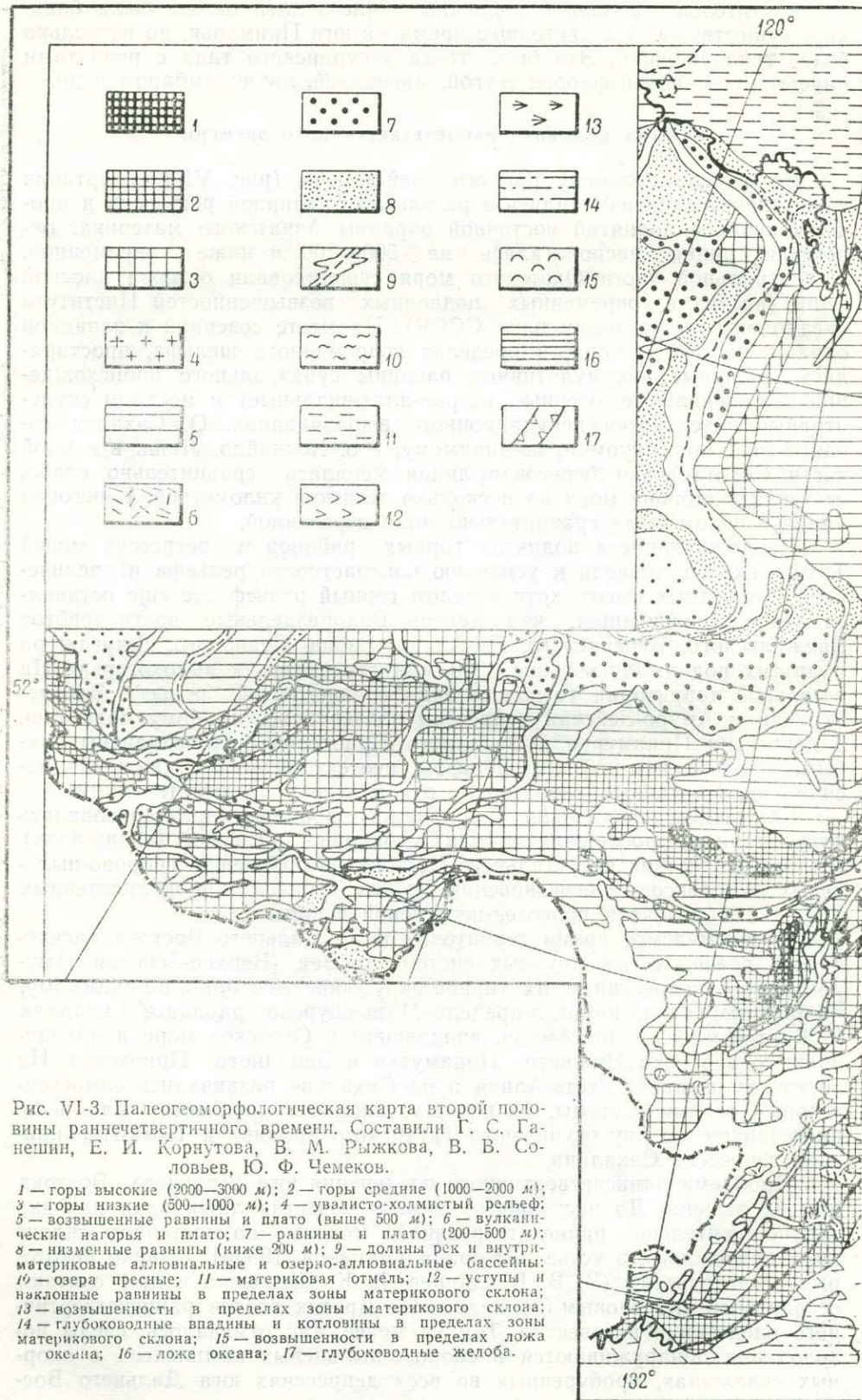


Рис. VI-3. Палеогеоморфологическая карта второй половины раннечетвертичного времени. Составили Г. С. Ганешин, Е. И. Корнутова, В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков.

1 — горы высокие (2000—3000 м); 2 — горы средние (1000—2000 м); 3 — горы низкие (500—1000 м); 4 — увалисто-холмистый рельеф; 5 — возвышенные равнины и плато (выше 500 м); 6 — вулканические нагорья и плато; 7 — равнины и плато (200—500 м); 8 — низменные равнины (ниже 200 м); 9 — долины рек и внутри-материковые аллювиальные и озерно-аллювиальные бассейны; 10 — озера пресные; 11 — материковая отмель; 12 — уступы и наклонные равнины в пределах зоны материкового склона; 13 — возвышенности в пределах зоны материкового склона; 14 — глубоководные впадины и котловины в пределах зоны материкового склона; 15 — возвышенности в пределах ложа океана; 16 — ложе океана; 17 — глубоководные желоба.

Растительность описываемого времени характеризовалась резким обеднением. Из состава лесов выпали теплолюбивые палеоген-неогеновые реликты и широколиственные растения. Преобладали мелколиственные, елово-березовые и березово-еловые леса с ольхой. Иногда к ним примешивались *Corylus*, *Ulmus*.

ВОСТОЧНО-МАНЬЧЖУРСКИЕ ГОРЫ, БОЛЬШОЙ ХИНГАН И СМЕЖНЫЕ РАВНИНЫ

Начало четвертичного периода здесь ознаменовалось высоким стоянием суши. Неотектонические движения проявлялись в унаследованном с плиоцена плане, главным образом в виде дифференцированной блоковой тектоники. Оформились основные черты рельефа крупнейших горных систем: Большого Хингана, Восточно-Маньчжурских гор и др. Незначительные сводово-глыбовые поднятия испытали районы Гоби. В них хорошо сохранились древние денудационные поверхности, уничтоженные на участках наиболее интенсивных поднятий. Перемещения по разломам нередко сопровождались трещинными излияниями эффузивов в пустыне Гоби, в верховьях Сишеохэ (нагорье Жехэ), в Восточно-Маньчжурских горах и на границе с Корейским полуостровом.

На обширных равнинах шла аккумуляция преимущественно озерно-аллювиальных толщ типа свиты саньмын и нихэваньских озерных отложений. Мощность их достигает 200 м.

В аридных районах преобладало накопление красноцветов. Крупнейшими центрами аккумуляции с мощностью четвертичных отложений более 100 м были депрессии Сунляо, Северо- и Восточно-Китайские равнины.

Сидя по находкам остатков фауны млекопитающих (сопоставляемых с виллафранкским комплексом Европы) и накоплению красноцветов, климат описываемой территории вначале был достаточно жарким. Северная граница субтропиков проходила севернее современной приблизительно по 34° с. ш. (Ма Жун-чжи, 1960). Вместе с тем Ли Сы-гуан (1952) и некоторые другие исследователи отмечают следы раннечетвертичного оледенения Поянху. Однако С. Козарский [Kozarski, 1963] предполагал, что в данном случае за морены были приняты образования склонового ряда. Широкое развитие получили процессы лёссовобразования. Мощные (до 100 м и более) лёссовые покровы содержат многочисленные остатки костей млекопитающих. Нередко в них встречаются погребенные почвенные горизонты и следы материальной культуры. Ши Юань-чунь (1958) выделяет четыре толщи лёссов, соответствующие основным подразделениям четвертичной системы. Красноцветные лёссы выполнили многие впадины и речные долины. Нередко даже высокие (до 80 м и более) речные террасы в горах имеют лёссовый покров.

КАМЧАТКА

Каркас раннечетвертичного рельефа Камчатки составляла система среднегорных хребтов Срединного и Восточного. Высоты их достигали 1500—2000 м, но очертания гор, особенно на участках развития древних денудационных поверхностей выравнивания, были довольно мягкие. Размещение хребтов контролировалось дизъюнктивными нарушениями. Так, например, крупный разлом, идущий на северо-запад от Авачинской губы к м. Южному на западном побережье полуострова, ограничивает Малкинский хребет и отделяет его от Срединного хребта. Последний также обрамляется сбросами северо-восточного простирания. Дизъюнктивами предопределена западная граница Вос-

точного хребта. Массивы среднегорья существовали вдоль восточного побережья на полуостровах Камчатском, Кроноцком и Шипунском. Их расчлененность была более значительной вследствие близости к морю — главному базису эрозии.

Низкогорный рельеф (500—1000 м) был распространен на Камчатке значительно шире, чем среднегорный, главным образом в зоне Срединного хребта и на Южной Камчатке. Очаги вулканических извержений тяготели к восточным районам полуострова, на юге Камчатки действующие вулканы в раннечетвертичное время были очень редки; они располагались в районе г. Опалы и на самом юго-востоке, где являлись продолжением вулканической цепи Северных Курил.

Области аккумуляции тяготели к зоне морского побережья и Срединного Камчатского дола. Наиболее крупные площади низких ландшафтных равнин, а также равнин и плато с высотами до 200—400 м располагались вдоль западного побережья полуострова. Эта зона, являющаяся в неогеновое время активно прогибающейся территорией, и в раннечетвертичное время испытывала относительные опускания, так как по сравнению со смежными горными районами она поднималась очень медленно. Только непосредственно вблизи горных сооружений равнины втягивались в более интенсивные поднятия, сменяясь бордюром холмистых предгорий, плато и равнин.

Равнины вдоль восточного побережья Камчатки располагались более фрагментарно, тяготели к осушенному шельфу в районе Авачинской губы, Кроноцкого залива и Камчатского полуострова.

Зона Срединного Камчатского дола, совпадающая с грабен-синклинальной структурой, имела несколько иные, чем ныне, очертания. Эта межгорная депрессия, использовавшаяся долиной р. Камчатки, протягивалась на северо-восток, пересекая территорию, занятую в настоящее время вулканами Ключевской группы. Депрессия открывалась в Берингово море в районе Карагинского залива.

Отделяясь узким проливом от Камчатки, в непосредственной близости от материка располагались Командорские острова, которые соединялись в виде единой островной низкогорной суши.

Наметившееся с конца миоцена похолодание продолжалось и в раннем плейстоцене. Состав древесной растительности изменился от субтропического до умеренно теплолюбивого. На смену вечнозеленой растительности пришли хвойно-широколиственные, а в более северных районах — хвойные и смешанные леса.

Несмотря на общее ухудшение климата, среднегодовые температуры продолжали оставаться выше современных. Резко обедненных спорово-пыльцевых спектров, которые указывали бы на суровые климатические условия, в рассматриваемых районах не установлено. Пока нет и других доказательств, которые могли бы свидетельствовать о проявлении на территории Камчатки раннеплейстоценового оледенения.

САХАЛИН

В раннечетвертичное время (рис. VI-3) среднегорные массивы с высотами от 1000 до 2000 м располагались на Сахалине так же, как и теперь, двумя меридиональными полосами, соответствующими Западно- и Восточно-Сахалинскому антиклинориям.

Несмотря на значительную высоту, горы имели мягкие очертания с широким развитием древних денудационных поверхностей. Долины рек располагались преимущественно продольно, согласно с древними складчатыми структурами и линиями региональных дизъюнктивных нарушений. Среднегорные поднятия были окружены узкой полосой низкогорья (с высотами 500—1000 м), которая на широте пос. Тымовское — г. Александровска-Сахалинского смыкалась, соединяя воз-

вышенные зоны Западного и Восточного Сахалина. Низкогорные возвышенности, по-видимому, простирались далее на северо-запад и сливались с низкогорьем северного Сихотэ-Алиня. Эта полоса низкогорья разграничивала обширную равнину Северного Сахалина и равнину крупной межгорной депрессии, располагавшейся на месте Татарского пролива.

Тектоническая депрессия Татарского пролива дренировалась крупной рекой. Остатками террас этой реки и ее притоков, возможно, являются высокие прибрежные террасовые уровни по западному побережью Сахалина.

В районе п-ова Ламанон, на пересечении меридионального Западно-Сахалинского регионального разлома и серии более мелких дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания, в раннечетвертичное время существовал очаг вулканической деятельности. Излияния базальтовых и андезитово-базальтовых лав начались здесь еще в плиоцене и, по-видимому, были генетически связаны с вулканическим поясом Сихотэ-Алиня в районе г. Советской Гавани. В раннечетвертичное время вулканизм Ламанонского района перешел в заключительную фазу выдавливания вязких дацитовых экструзий, которые прекрасно сохранились до сих пор в виде крупных (до абс. высоты 1000 м) конусовидных вершин. В раннечетвертичное время потоки лавы могли распространяться далеко на запад и в отдельные моменты подпрудживали речные долины, затрудняя их сток в Японское море.

Центральная депрессия Сахалина дренировалась пра-Пороном, который впадал в море значительно южнее, чем теперь, вблизи края материковой отмели. Положение древних затопленных русел Пороны и других более мелких рек на дне зал. Терпения хорошо дешифрируется по батиметрическим картам.

Северная часть Сахалина, между Охинским перешейком и диагональным отрезком долины р. Тыми, в ее нижнем течении, представляла в раннечетвертичное время обширную равнину. Эта денудационная равнина, сформированная на слабоуплотненных отложениях неогена, поднималась на высоту 200—300 м над уровнем моря. Отдельные холмистые и низкогорные возвышенности, нарушающие общую равнинность территории, возникли в результате неотектонических деформаций денудационной поверхности. Судя по изгибам террас в речных долинах, antecedентно пересекающих меридиональные возвышенности, процесс «роста» этих структурных форм продолжается до сих пор. Вследствие роста этих возвышенностей оказался затрудненным сток вод поперечных речных артерий, и в центральной части Северного Сахалина возникли крупные озерные бассейны. Среднегорные возвышенности п-ова Шмидта в раннем плейстоцене занимали большие площади, степень расчлененности рельефа была значительно меньше, так как существенную роль еще играли многочисленные поверхности древнего денудационного выравнивания, придававшие горным возвышенностям мягкие очертания.

Аккумуляция сносимого с горных возвышенностей материала происходила в широких заболоченных продольных долинах, заложенных по тектонически опущенным зонам и депрессиям. Низкие лайденные равнины окаймляли Сахалин главным образом вдоль восточного побережья.

КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Курильские острова, так же как и Сахалин, в раннечетвертичное время занимали значительно большую площадь (рис. VI-3). Исходя из общего высокого стояния суши, можно предположить существование

здесь не одной, как это имеет место ныне, а двух параллельных горных гряд. Срезанные абразией «корни» восточной гряды хорошо вырисовываются в настоящее время в виде подводных возвышенностей на продолжении Малой Курильской гряды.

Курилы в это время были разделены проливом Буссоль на две части. Северная сливалась с Камчаткой, южная — с Хоккайдо. Вблизи древней береговой линии располагалась глубоководная зона океанических впадин.

Наиболее характерными для рельефа Курил являлись вулканические нагорья. Западная гряда представляла собой цепь действующих вулканов центрального типа, которые были насажены на платообразный пьедестал, образованный горизонтально залегающими лавовыми потоками. Только в депрессиях, разделяющих вулканические гряды, происходила аккумуляция аллювиальных осадков, выносимых реками, впадающими в зал. Буссоль. Рельеф горных гряд имел достаточно крупные относительные превышения, которые определялись не степенью их эрозионного расчленения, а вулканическим генезисом возвышенностей. Непрерывно подновлявшийся вулканический рельеф не успевал преобразовываться денудационными процессами. Низменные равнины имели подчиненное значение и располагались узкой каймой вдоль побережья.

ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

В раннечетвертичное время происходит интенсификация поднятий Японских островов наряду с продолжающимися погружениями глубоководных впадин, заложившихся еще в дочетвертичное время. Резко усиливается контрастность рельефа островных дуг. В это время подверглись деформациям и были приподняты на различную высоту олигоцен-миоценовые и позднеэоценовые поверхности выравнивания. Произошло становление основных элементов орографического плана Японских островов — главных цепей горных возвышенностей и разделяющих их депрессий. Депрессии выполнялись мощными (до 3000 м и более) осадочными толщами континентального происхождения (во внутренних районах островов) и морского и лагунного (на побережье).

С эвстатической трансгрессией раннего плейстоцена связывается формирование высокой (200—300 м) террасы, развитой главным образом на северо-восточном побережье и в меньшей мере по другим участкам Тихоокеанского побережья.

Вулканическая деятельность в раннем плейстоцене имела значительно меньшие масштабы, чем в плиоцене. Излияния базальтов и риолитов происходили преимущественно в районе Фосса Магна и на севере Кюсю. Пирокластический материал накапливался в различных частях Японских островов. В центральной части о. Хоккайдо возникли крупные плато и кальдеры.

Анализ ископаемых остатков флоры и фауны указывает на весьма постепенное изменение раннеплейстоценового климата в сторону некоторого похолодания. Теплолюбивые элементы животного и растительного мира китайско-малайского происхождения в раннечетвертичное время все еще были широко распространены на всех Японских островах. Правда, метасеквойевая флора, по сравнению с позднеплиоценовой, стала значительно беднее и в ее составе появились представители более холодного климата. Кратковременные похолодания, связанные с периодическими проникновениями в раннем плейстоцене холодных течений к берегам Японских островов, улавливаются и по фауне морских моллюсков и фораминифер.

АЛЯСКА

Раннечетвертичное время в пределах Аляски ознаменовалось двумя трансгрессиями моря. Первая из них — беринговская — началась еще в позднем плиоцене, вторая — анвильская — имела место во второй половине раннего плейстоцена. По данным Д. И. Гопкина [1965], отложения анвильской трансгрессии, относимой к афтонскому (гюнцминдельскому) межледниковью, перекрывают морены оледенения айрон крик. Во время трансгрессий и регрессий береговая линия Аляски (особенно ее южной части) существенно меняла свою конфигурацию. Наиболее плавные очертания (в плане) приобретало побережье при отступлении моря. В максимум трансгрессий морские воды по речным долинам проникали глубоко в пределы суши, возникали многочисленные прибрежные архипелаги островов.

В зоне Алеутского вулканического пояса продолжались излияния лав. На о. Св. Павла анвильские морские осадки переслаиваются с подушечными лавами и перекрыты пеплами и лавами того же раннечетвертичного вулканического цикла.

Характер рельефа во внутренних частях Аляски в общих чертах напоминал позднеплиоценовый. В связи с продолжающимися движениями крупных блоков земной коры по разломам значительно возросла контрастность рельефа. Интенсивно воздымалась горная цепь Чугач — Св. Ильи по региональному дугообразному разлому Южной Аляски [Миллер, Пейн, Грик, 1961].

В центральной Аляске также преобладали восходящие движения (хребты Брукса, Аляскинский). Наряду с этим относительные опускания испытывали межгорные впадины и депрессии, выполнявшиеся рыхлым материалом, сносимым с окружающих возвышенностей. Абсолютные опускания имели очень ограниченное распространение (отдельные депрессии Северной Аляски и Среднетананский бассейн).

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ

В среднем плейстоцене основные черты рельефа оставались прежними, однако в результате проявления неотектонических движений ко времени оледенения произошли рост гор и глубокое расчленение древних поверхностей выравнивания. По амплитуде эти движения были меньше неоген-четвертичных.

Наиболее значительные поднятия охватили Восточное Прибайкалье и Южное Забайкалье. Амплитуда поднятий здесь достигала 400—500 м, что обусловило увеличение высот средних гор до 1000—1900 м. Внутригорные впадины в это время почти повсеместно погружались. Наибольшие амплитуды погружения были характерны для впадин Прибайкалья. В это время здесь накапливается толща забайкальских песков мощностью более 100 м, а также происходит формирование оз. Байкал в современных его границах.

В Южном Забайкалье (Хентей-Даурское нагорье) погружалась Кыринская впадина, остальные испытывали поднятие вместе с горами и денудировались.

Область низких гор и плоскогорий Северного и Западного Забайкалья характеризовалась меньшими поднятиями (порядка 200 м), и горы поэтому здесь не превышали 1000 м. В бассейне р. Витима и на р. Джиде эти поднятия сопровождалось трещинными излияниями «долинных» базальтов и обуславливали местные небольшие перестройки гидросети. Во впадинах почти повсеместно происходят погружение и заполнение их осадками забайкальской толщи, образованными круп-

ными спокойными реками и в озеровидных расширениях, а также частично временными протоками и склоновыми процессами.

Восточное Забайкалье в это время характеризуется развитием неравномерных глыбовых движений, неравноценных для западной и восточной его частей. В западной части отмечаются некоторые поднятия и врез речной сети. В районе Борщовочного, Ононского и Кукульбейского хребтов эти поднятия, определившие их современные очертания, достигали 200—300 м. По долинам рек формируется IV и V надпойменные террасы (р. Унда и др.). В восточной половине Восточного Забайкалья, ограниченной с юга долиной р. Урулюнгуй, отмечаются отставание в поднятиях и некоторая компенсация их денудационными процессами. На водоразделах сравнительно хорошо сохраняются поверхности выравнивания, а в слабо погружающихся впадинах аккумуляруются склоновые и аллювиальные отложения небольшой мощности.

В Центральном Забайкалье («Агинское поле») поднятия, составлявшие 100—200 м, наблюдаются в Могойтуевском хребте. К югу от него до долины р. Онона территория остается относительно стабильной, а среднее течение р. Онона и Зун-Торейский район испытывают погружение. В это время по р. Онону формируется обширная внутренняя дельта. Вновь возникают Зун-Торейские озера в размерах меньших, чем в плиоцене, но значительно больших, чем современные. Северная граница их располагалась несколько севернее широтного отрезка р. Борзи, впадавшей в это время в озера. На западе озера простирались до меридиана пос. Буэлесым.

В это время происходит резкое похолодание климата, обусловившее оледенение наиболее высоких хребтов Восточного Прибайкалья и Южного Забайкалья (рис. VI-4). Небольшие очаги оледенения отмечались также в Малханском хребте (р-н пос. Бичура). Достоверных следов среднечетвертичных отложений известно немного. Они отмечены геологами ВАГТ в Каларо-Удоканском районе (А. И. Музис, В. С. Шульгина), в Малханском хребте (Е. Б. Хотина) и в Киренгской впадине (Т. А. Руденко). Морены самаровского оледенения формировались во впадинах на абс. высотах 1700 м и ниже. Области их развития в общем совпадают с областями горнодолинного позднечетвертичного (зырянского) оледенения; отличаются от него лишь более низким гипсометрическим положением конечных морен. Это позволяет предполагать для самаровского века горнодолинный характер оледенения, имевшего несколько большие масштабы по сравнению с зырянским.

В перигляциальной зоне к этому времени относится формирование криогенных нарушений в осадках забайкальской толщи.

Растительность этого века характеризуется развитием в Забайкалье холодных степей, а животный мир — расселением хазарской фауны.

СЕВЕРО-ВОСТОК

Среднечетвертичное оледенение в большей части Верхоянской горной страны развивалось в условиях существенно иного рельефа и иной речной сети, чем современное. Ледники в это время занимали долины глубиной 300—400 м, распространялись на приводораздельные участки склонов и образовывали перевальные ледниковые поля. Эвратические валуны, оставленные этими ледниками, располагаются исключительно в придолинных участках и не встречаются на водоразделах, и поэтому говорить о полупокровном среднечетвертичном оледенении нет оснований.

В восточной части массива Сунтар-Хаята среднечетвертичное оледенение развивалось в пределах яруса рельефа с абс. высотами 1500—

1800 м, сопряженного, по-видимому, с миоцен-раннеплиоценовой поверхностью выравнивания.

Горнодолинное оледенение охватило также юго-восточные части Хараулаха и Орулгана.

Характер развития среднечетвертичного оледенения в Полоусненско-Верхнеколымской области определялся распространением островных возвышенностей при средне- и низкогорном рельефе. Здесь существовали ледники как альпийского типа, так и долинные. Среднечетвертичное оледенение получило широкое развитие в горной системе Черского, на восточном склоне и у подножья хр. Сарычева, в пределах Верхнеколымского нагорья и в других районах. Из горной системы Черского ледники выдвигались в район Адычанской впадины. С хребтов Сарычева и Сунтар-Хаята спускались ледники, заполнявшие Оймяконскую впадину.

Среднечетвертичное оледенение, по-видимому, охватывало и Анюйско-Чукотскую область, где оно частично совпадало со среднечетвертичной морской трансгрессией на берегах Чукотского полуострова.

В Охотско-Чукотской области в среднечетвертичную эпоху похолодания климата существовали отдельные очаги оледенения, наиболее значительные в районах, прилегающих к морю (на Анадырском плоскогорье и Чукотском полуострове). На побережье Охотского моря среднечетвертичное оледенение выразилось в образовании довольно мощных долинных ледников, иногда сливавшихся между собой. В ряде межгорных впадин наблюдаются пояса размытых конечных морен, оставленные ледниками этого возраста.

На Чукотском полуострове наиболее четкие следы среднечетвертичного оледенения известны в его юго-восточной оконечности, далее на запад они выражены менее четко. Оледенение здесь имело долинный характер.

В Анадырско-Корякской горной области в среднем плейстоцене оледенение получило широкое развитие, особенно на восточных склонах горных хребтов, обращенных к Охотскому морю. В эпоху среднеплейстоценового оледенения в перигляциальных областях в условиях сурового континентального климата шло образование многолетней мерзлоты и сингенетическое промерзание отлагавшихся осадков с формированием трещинных льдов. Аллювиальные суглинки и супеси в условиях полярного климата и широкого проявления мерзлотных процессов приобрели лёссовидный характер. На горных склонах, свободных от ледяного покрова, широкое развитие получили процессы солифлюкции.

Растительность и фауна второй половины среднечетвертичной эпохи отражают заметное похолодание климата. Исчезают реликты флоры плиоценового времени, лесные ассоциации характеризуются обедненным составом с преимущественным развитием лиственницы, березы, ольхи и очень незначительным участием ели и сосны. В некоторых районах существовали «холодные» степи. Совершенно исчезают представители североазиатского фаунистического комплекса, и получают распространение мамонт и длинноногий бизон.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

ПЕРВОЕ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

Первое среднечетвертичное межледниковье характеризовалось трансгрессией. Воды ее залили большую часть прибрежной низменности, существовавшей на месте современного шельфа северной и западной акваторий Охотского моря. Однако о. Сахалин, по-видимому, оставался соединенным с материком.

Характер рельефа был близок к раннечетвертичному, с тем различием, что увеличилась степень эрозионного расчленения. В горных районах продолжались поднятия, в депрессиях — погружения (за исключением Верхне-Зейской и Амуро-Зейской депрессий, которые оставались почти стабильными).

Описываемое время характеризовалось умеренно теплыми климатическими условиями, вызвавшими деградацию многолетней мерзлоты. Речная сеть значительно изменилась. В среднечетвертичное время произошел перехват пра-Амуром реки пра-Зей через хр. Малый Хинган и образование рисунка речной сети в плане, близком к современному. В результате изменилось направление путей сноса кластического материала. Вся западная часть области денудации и аккумуляции (Верхне-Зейская и Амуро-Зейская депрессии и их горное обрамление) присоединилась к нижнеамурской области денудации и седиментации.

Улучшение климата вызвало заселение большей части территории юга Дальнего Востока смешанными лесами с примесью широколиственных пород. В южном Приморье произрастали хвойно-широколиственные леса типа уссурийской тайги. В пресноводных водоемах развивается богатая диатомовая флора с присутствием теплолюбивых форм (*Navicula perrotettii* G. G. u. p., *Actinella brasiliensis* G. G. u. p.) и наличием редких экзотических форм (оз. Ханка и другие водоемы).

Сведения о животном мире первого среднемежледниковья отрывочны. Известны лишь находки костей *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) в осадках вяземского горизонта (у ст. Вяземская) и *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа в аллювии Амуро-Зейской депрессии. В последней известны также находки палок, обгрызанных бобрами, теперь на Дальнем Востоке вымершими.

В описываемое время в горах формировался комплекс делювиально-коллювиальных отложений. Богатая растительность, обогащающая почвы органическими кислотами, и теплые климатические условия способствовали интенсификации процессов выветривания и образованию отложений, характеризующихся тонким механическим составом. В депрессиях накапливались озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерные суглинки, супеси, пески, глины, галечники, нередко обогащенные растительными остатками или содержащие маломощные линзы и прослои торфа.

ПЕРВОЕ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ЛЕДНИКОВЬЕ

Эпоха первого среднечетвертичного оледенения ознаменовалась эвстатической регрессией (рис. VI-4), в результате которой обнажилась широкая полоса прибрежной полигенетической равнины в пределах современного шельфа северной и западной акваторий Охотского моря и шельфа вокруг о. Сахалин. О. Сахалин соединялся с материком и Японскими островами. В центральной части Охотского моря вновь появились островки плоской суши на месте современных подводных возвышенностей Института океанологии и Академии наук СССР.

Как общий характер рельефа суши (распределение горных хребтов и депрессий), так и направленность неотектонических движений (имеющих прерывистый характер) остались близкими к описанному выше. Увеличились лишь степень и глубина расчленения горных хребтов, сократились в них площади реликтов поверхностей выравнивания. Высоты были близкими к современным, местами несколько превышали их. В центральных частях горы имели высокогорный характер (хребты Баджалский, Буреинский, Ям-Алинь, Эзоп, Становой, Джугджур, Сихотэ-Алинь), однако преобладал среднегорный рельеф, а по периферии горных систем развивалось низкогорье. По окраинам депрессий местами формировались поверхности выравнивания. На днищах депрессий Нижнего Приамурья и Приморья развивались озерные и озер-

но-аллювиальные равнины. Депрессии Верхне-Зейская и Амуро-Зейская на большей площади являлись областями денудации.

Резкое похолодание климата привело к развитию «полупокровного» (алданского, по Ю. Ф. Чемякову [1961д]) оледенения. Следы его обнаружены на водоразделах Алданского нагорья К. К. Абрашевым, В. И. Гольденбергом, в Джугджуре А. И. Юдиным, в Ям-Алине Ю. Ф. Чемяковым [1960], на Сихотэ-Алине Г. С. Ганешиным [1959в] и В. В. Соловьевым [1961б], на Сахалине В. В. Соловьевым [1960] и другими исследователями. На Алданском нагорье развивались «полупокровные» ледники, оставившие после себя эрратические валуны и морены на водоразделах. В Ям-Алине существовало горнодолинное оледенение. Долинные ледники, выходя в предгорья, соединялись местами в ледники подножий, сгладивших предгорное низкогорье. Один из подобных ледников на восточном склоне хр. Ям-Алины оставил морену на вершине сопки высотой 874 м [Чемяков, 1960]. К описываемому времени относятся, по-видимому, древние кары со сглаженными очертаниями, расположенные на абс. высотах 800—1000 м, описанные в хр. Джугдыре В. В. Заморуевым, в хр. Ям-Алине Ю. Ф. Чемяковым, в хр. Сихотэ-Алине Г. С. Ганешиным, В. К. Елисейевой, В. В. Соловьевым, В. А. Ярмолюком, на о. Сахалин Г. С. Ганешиным, В. В. Соловьевым и рядом исследователей в других горных хребтах. Снеговая линия в эпоху алданского оледенения располагалась на абс. высоте в районе Станового хребта и хр. Джугджура 300—400 м и на юге до 800—1000 м.

Во время оледенения в депрессиях юга Дальнего Востока (за исключением Верхне-Зейской и Амуро-Зейской депрессий) располагались обширные озерные бассейны с холодолюбивой флорой диатомовых, в которой преобладали представители североальпийских видов. В этих озерах аккумулировались преимущественно тонкокластические отложения с закисным железом и вивианитом.

Среднеледниковые характеризовались вторжением с северо-запада светлохвойной тайги, а по верхней границе леса в горах и по гольцам — кустарниковой растительности и арктической, высокогорной флоры. Широко распространились березово-лиственничные леса с кустарниковыми видами *Betula* и *Pinus pumila* R g l. В Средне-Амурской депрессии местами располагались участки лиственнично-березовой лесостепи и сухой полярной степи.

Сведений о животном мире первого среднеледниковья почти нет. В суровых климатических условиях животный мир был, по-видимому, значительно обеднен, чем и объясняется бедность органическими остатками и остатками животных отложений, синхронных ледниковым.

В описываемую эпоху формировались преимущественно грубокластические осадки: в горах — морены, флювиогляциальные галечники и пески, делювиально-коллювиальные отложения с преобладанием щебня и глыб, аллювиальные галечники и пески; в депрессиях — толщи озерных глин и суглинков с полиэдрической отдельностью и почти неразличимой макроскопически слоистостью, бедных органическими остатками, спорами и пылью. Аллювий и озерно-аллювиальные осадки во впадинах представлены преимущественно песками, суглинками, супесями и глинами.

ВТОРОЕ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

На юге Дальнего Востока следы этого межледниковья или неизвестны, или отрывочны и неопределенны. Они описаны В. Ф. Морозовой лишь пока в одном разрезе, вскрытом скважиной в Эвороно-Чукчагирской депрессии близ пос. Улагда. В песках и супесях с прослоями суглинков здесь обнаружен спорово-пыльцевой спектр, содержащий пыльцу *Betula*, *Alnus*, *Pinus* подрода *Haploxyylon*, *Picea*, *Ulmus*.

ВТОРОЕ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ЛЕДНИКОВЬЕ

Из-за недостаточной изученности среднечетвертичных отложений в южной части Дальнего Востока в настоящее время нельзя ответить на вопрос: было ли на этой территории среднечетвертичное оледенение. В. Ф. Морозовой в разрезе скважины в Эворано-Чукчагирской депрессии близ пос. Упагда, описано похолодание в конце среднего плейстоцена, которое фиксируется выпадением из спорово-пыльцевых спектров пыльцы широколиственных пород. Осадки этого времени представлены озерно-аллювиальными и аллювиальными песками, супесями с прослоями суглинков мощностью до первых двух десятков метров. В других районах Дальнего Востока осадков, которые могли бы быть отнесены ко второму среднеледниковью, пока не обнаружено.

БОЛЬШОЙ ХИНГАН, ВОСТОЧНО-МАНЬЧЖУРСКИЕ ГОРЫ И СМЕЖНЫЕ РАВНИНЫ

В среднечетвертичное время на описываемой территории происходит дальнейшая скульптурная обработка горных возвышенностей, углубление речных долин, вынос и аккумуляция осадочного материала в депрессиях. Судя по преимущественно грубообломочному составу осадков, продолжают довольно интенсивные восходящие движения областей неотектонических поднятий.

Во второй половине среднечетвертичного времени крупные горные возвышенности были охвачены оледенением Дагу, имевшем горнодолинный характер. Следы его в виде морен и скульптурных форм обнаружены во многих пунктах Большого Хингана и Восточно-Маньчжурских гор. Ян Хуай-жень и Ян Сэнь-юань [1958] указывают на перигляциальные явления даже в нижнем течении р. Янцзы. С этой эпохой связывается образование 60-метровой террасы.

Во многих районах происходит накопление лёссов мощностью до нескольких десятков метров. Среднечетвертичные отложения охарактеризованы палеолитической материальной культурой эпохи Чжоукоудянь [Цзя Лань-бо, 1958].

КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА, САХАЛИН

К среднечетвертичному времени уже были сформированы все основные орографические элементы Камчатки (рис. VI-4). В этих условиях развились мощные ледники «полупокровного типа», которые покрыли большинство вершин Срединного и Восточного хребтов. На широте Петропавловска-Камчатского ледники этих двух зон сливались, образуя обширный ледосборный бассейн. Многие ледниковые языки по долинам рек и понижениям рельефа выходили в предгорья, депрессии и даже спускались в море. Здесь, так же как на Сахалине, происходила агградация долин и существовали обширные водно-ледниковые бассейны. В Централно-Камчатской депрессии в это время возникло приледниковое озеро, занявшее почти все днище депрессии и имевшее сток в море через узкий приледниковый канал, впадавший в зал. Озерный. Эта депрессия в среднечетвертичное время была основным центром аккумуляции флювиогляциальных и озерно-ледниковых осадков на Камчатке.

К концу среднечетвертичного времени основная зона вулканизма переместилась в восточные районы Камчатки. В это время формируется Ключевская группа вулканов. Возобновились извержения и у восточного побережья Южной Камчатки.

По-прежнему существенно отличались от современных Курильские острова. Парамушир продолжал в это время соединяться с Камчаткой, а Кунашир — с Хоккайдо. На большинстве островов су-

ществовало много действующих вулканов, на вершинах которых были развиты ледники (особенно крупные на о. Итуруп).

Благодаря среднечетвертичным тектоническим опусканиям произошло обособление островов Онекотан, Симушир, Урул, Итуруп. Очертания этих островов, однако, существенно отличались от современных. Они нередко состояли из двух параллельных вулканических цепей, внешняя из которых позднее была погружена под уровень моря.

Для территории Сахалина соотношение основных орографических категорий осталось прежним, однако рельеф Западно- и Восточно-Сахалинских гор стал более расчлененным. В долинах крупнейших рек Сахалина (Тыми, Пороная, Набиль) в это время шла аккумуляция огромных масс обломочного материала, мощность которого вблизи пос. Боюклы более 100 м. Агградация долин была связана с суровыми условиями, которые господствовали на всей рассматриваемой территории (следы криотурбаций обнаружены даже на Южном Сахалине). Ледники располагались в наиболее возвышенных частях Западно- и Восточно-Сахалинских гор, не выходя в предгорья. Сильно разрушенные ледниковые цирки до сих пор встречаются в Набильском, Луньском и Камышовом хребтах. Наиболее оледенелыми были восточные склоны Восточно-Сахалинских гор [Соловьев, 1961а]. Ледники этого района питали приледниковые потоки, которые оставили толщи флювиогляциальных песчано-галечных отложений в Набильской, Луньской и Пограничной внутриворонных депрессиях.

Равнинные пространства Северного Сахалина были свободны от льда. Только в районе пос. Рыбновска ледниковый язык, спускавшийся на восток с горных возвышенностей Нижнего Приамурья, по-видимому, надвигался на увалы Северного Сахалина и в районе г. Камышове (абс. высота 122 м) оставил мореноподобные валунные суглинки мощностью до 10 м [Соловьев, 1960]. Петрографический состав валунов свидетельствует о материковом происхождении «морены» (?). Центральная пониженная зона Северного Сахалина, где в раннечетвертичное время существовало несколько озерных бассейнов, в рассматриваемый отрезок времени была полностью занята озерными водами. Громадный озерный бассейн протягивался через весь Северный Сахалин в меридиональном направлении и продолжался далее на север к устью палео-Уды. Сток на восток из этого бассейна был затруднен из-за влияния растущих антиклинальных возвышенностей. Озерные воды, по-видимому, спускались в море через систему рек Аскасай—Эвай—Даги (на юго-востоке).

Климатическая обстановка второй половины среднечетвертичного времени повсеместно на рассматриваемой территории была крайне суровой. Судя по спорово-пыльцевым комплексам, даже в южных районах Сахалина господствовали лесотундровые ландшафты. Следы криогенных явлений, запечатленные в виде нарушения первичной слоистости осадков, указывают на широкое распространение в эту эпоху многолетней мерзлоты. Наиболее низкое положение снеговой границы (нередко почти до уровня моря) отмечается по восточным склонам горных возвышенностей, что связано с влиянием влажных морских муссонов, являвшихся основным поставщиком питающих ледники осадков.

ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

В среднечетвертичное время интенсивность неотектонических движений Японских островов значительно уменьшилась. В начале среднего плейстоцена произошла небольшая трансгрессия моря, с которой связывается формирование 70—100-метровой террасы Тама и ее аналогов. Поверхность этих террас полого поднимается в глубь островов до 200—300 м.

В зонах депрессий продолжалось накопление осадочных толщ умеренной мощности (100—200 м). У подножья горных массивов аккумуляровались делювиально-пролювиальные шлейфы, а в предгорьях происходило выполнение рыхлым материалом речных долин, выработанных еще в раннем плейстоцене. Морские отложения низов среднего плейстоцена содержат большое количество ископаемых остатков брахиопод, кораллов и моллюсков теплого типа.

Во второй половине среднего плейстоцена намечается резкое изменение климатической обстановки. В прибрежно-морских и эстуарных отложениях этого времени широко распространены холодолюбивые моллюски и фораминиферы. В отложениях формации Лабу найдены остатки *Palaeotoxodon namadiscus naumani* [Minato, Gorai, Hanahashi, 1957].

В горах Хоккайдо и Японских Альпах появились горнодолинные ледники оледенения Поросири, скульптурные и аккумулятивные следы которого сохранились до сих пор.

Во вторую половину среднечетвертичного времени вновь активизировалась вулканическая деятельность. Весьма широкое распространение получили отложения вулканических пеплов, объединенные в так называемую формацию «глин Тама». Возникло большое количество стратовулканов. Среди среднечетвертичных эффузивов преобладали лавы базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава.

АЛЯСКА

В начале среднего плейстоцена на Аляске произошла довольно значительная трансгрессия коцебу, условно сопоставляемая Д. И. Голкинсом [1965] с ярмутским межледниковьем. С этой трансгрессией связывается формирование IV морской террасы, хорошо изученной в районе г. Нома. Климатическая обстановка того времени была близкой к современной. Во второй половине среднего плейстоцена возникло крупное оледенение ном ривер, оставившее помимо скульптурных форм рельефа целый комплекс моренных, водно-ледниковых и озерно-ледниковых образований. Оледенение ном ривер сопоставляется с иллинойским оледенением общесевероамериканской шкалы. Широкое развитие ледников способствовало перестройке гидросети почти во всех речных бассейнах Аляски.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ

Первая половина позднечетвертичного времени (рис. VI-5) характеризуется повсеместным проявлением глыбовых неотектонических движений. В Восточном Прибайкалье и Южном Забайкалье в это время шло формирование хребтов с высотами более 2400 м.

В пределах Селенгино-Олекминского междуречья поднятия достигали амплитуды 400—500 м и обуславливали формирование в этой области средневысотных гор и плоскогорий. Судя по характеру сохранности осадков кангильской свиты и забайкальской толщи, наиболее интенсивно поднималась в этом районе область Витимо-Олекминского междуречья. Поднятия вызвали врезание речной сети и связанные с ним небольшие ее перестройки — смещение речных долин (Хилка, Чикоя, Ингоды, Унды, Онона и др.) и местные перехваты.

Для гор Восточного Забайкалья амплитуда поднятий, охвативших всю его территорию, по-видимому, не превышала 300—350 м. Слабо поднимающимися и частично погружающимися по-прежнему являются впадины и депрессии.

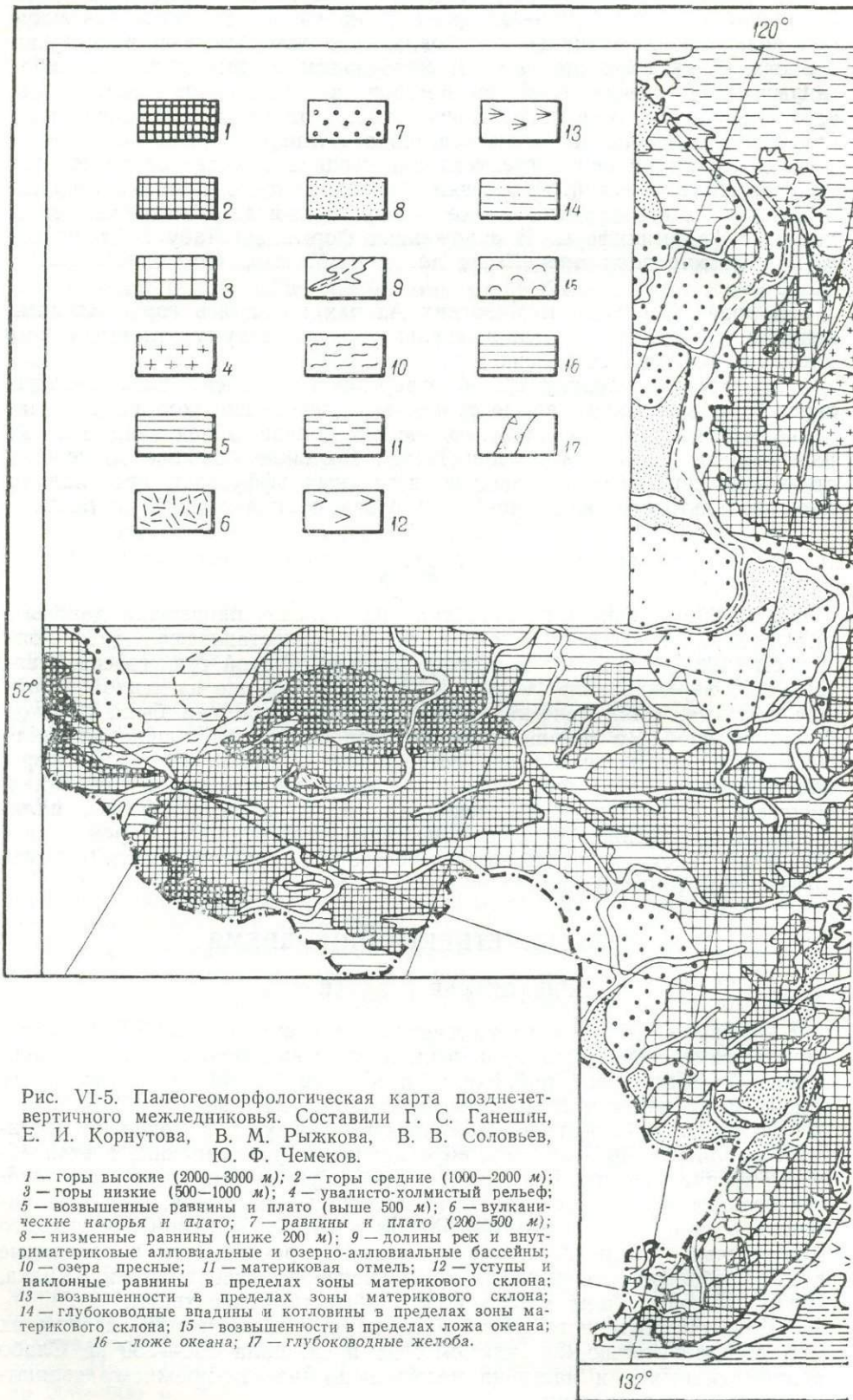
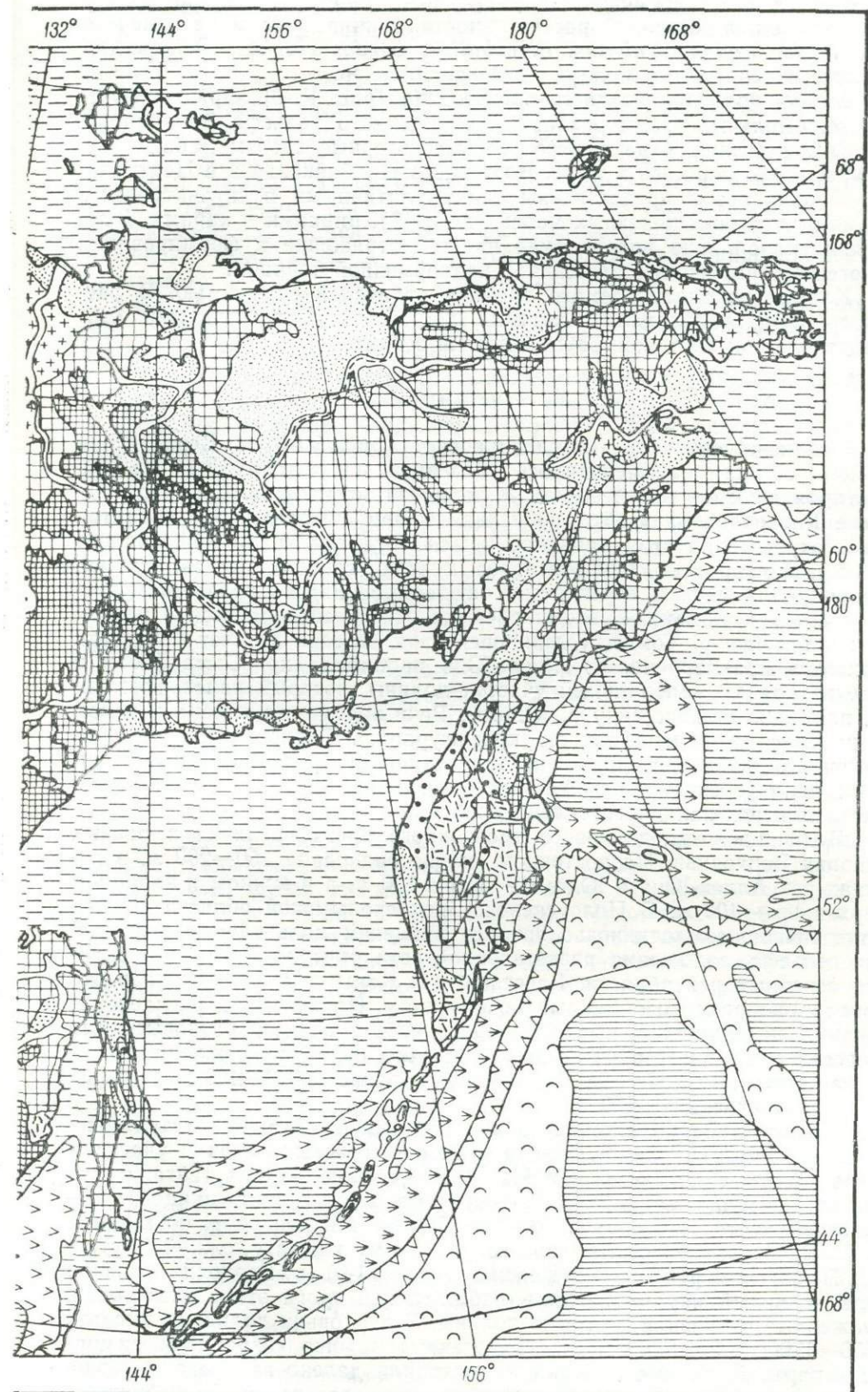


Рис. VI-5. Палеогеоморфологическая карта позднечет-
вертичного межледникового. Составили Г. С. Ганешин,
Е. И. Корнута, В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев,
Ю. Ф. Чемяков.

1 — горы высокие (2000—3000 м); 2 — горы средние (1000—2000 м);
3 — горы низкие (500—1000 м); 4 — увалисто-холмистый рельеф;
5 — возвышенные равнины и плато (выше 500 м); 6 — вулкани-
ческие нагорья и плато; 7 — равнины и плато (200—500 м);
8 — низменные равнины (ниже 200 м); 9 — долины рек и внут-
риматериковые аллювиальные и озерно-аллювиальные бассейны;
10 — озера пресные; 11 — материковая отмель; 12 — уступы и
наклонные равнины в пределах зоны материкового склона;
13 — возвышенности в пределах зоны материкового склона;
14 — глубоководные впадины и котловины в пределах зоны ма-
терикового склона; 15 — возвышенности в пределах ложа океана;
16 — ложе океана; 17 — глубоководные желоба.



Климат этого времени был умеренный, способствовавший развитию лесной и лесостепной растительности. В животном мире отмечено присутствие *Equus hemionus*, *E. caballus*, *Cervus elaphus*, *Ovis* и др., а также пресноводные моллюски *Margaritana* sp.

Вторая половина позднего плейстоцена (рис. VI-6) характеризуется окончательным формированием современного рельефа Забайкалья. Следы оледенения, охватившего все высокогорные хребты Забайкалья, прекрасно сохранились в горах Восточного Прибайкалья и в Центральном Забайкалье и представлены аккумулятивными и скульптурными формами: грядами конечных морен (до 5—7), цирками и карами. В ледниковой зоне похолодание нашло отражение в формировании криогенных нарушений аллювия I надпойменной террасы.

Климат рассматриваемого времени отличался суровостью. В растительности преобладали холодные лесостепи. Животный мир был представлен мамонтовой фауной позднего типа.

СЕВЕРО-ВОСТОК

Позднечетвертичное межледниковье (рис. VI-5) в Верхоянской горной области ознаменовалось усилением неотектонических процессов, проявившихся в повсеместном поднятии территории. Сводовое поднятие Верхоянского хребта происходило при миграции оси поднятия к востоку, но при этом западное крыло мегантиклинали поднималось с большей скоростью, чем восточное. В этих условиях массовое развитие получили речные перехваты, осуществлявшиеся правыми притоками Лены и Алдана. К этому времени относится перестройка речной сети в бассейне р. Томпо, удлинившей свой бассейн за счет перехвата верховьев пра-Дербена. Р. Аллах-Юнь пропилила хр. Сэтэ-Дабан и перехватила меридиональный участок долины, который ранее, возможно, принадлежал бассейну р. Юдомы. Реки восточного склона в целом сократились и изменили свою конфигурацию. Верховья древних рек восточного склона с широко разработанными трогообразными долинами были перехвачены и оказались причлененными к молодым участкам долин рек западного склона хребта.

Величина межледникового эрозионного вреза различна в разных районах Верхоянья. На восточном склоне она равна 150—200 м, в долинах рек Аллах-Юнь и Юдомы — всего 100 м, а в южном и западном Верхоянье — 400 м. В Полоусненско-Верхнеколымской области позднечетвертичное межледниковье явилось временем дальнейшего усложнения рельефа, заложения разветвленной сети притоков, углубления долин основных рек области. Бассейны рек Колымы и Индигирки в это время приобрели современные очертания. Происходило расчленение древних поверхностей выравнивания с образованием разновысотных столовых гор. В горной системе Черского величина межледникового вреза составляет 250 м, в Дарпирской впадине — 300—400 м, а в бассейне р. Омuleвки — 500 м.

Растительность Верхоянья в межледниковье, судя по остаткам растений, состояла из лиственных и ольхово-березовых лесов с участием сосны. В бассейне Колымы и Индигирки господствовала тайга, состоявшая преимущественно из елово-сосновых лесов с лиственницей, с заметным участием березы и ольхи. Климат этих районов, по мнению А. П. Васильевского, был близок современному климату южной Якутии.

Позднечетвертичное оледенение (рис. VI-6) в Верхоянье носило горнодолинный характер. Здесь наблюдаются трог этого оледенения, вложенные в древние троговые долины. В верховьях долин на высотах 1500—1700 м отмечаются многочисленные хорошо сохранившиеся цирки и кары. Долинные ледники не выходили далеко за пределы горна Приверхоянскую равнину. Масштабы этого оледенения были меньше,

чем среднеплейстоценового. Отступление ледников было неравномерным, что послужило причиной образования трех или четырех поясов конечных морен.

В Полоусненско-Верхнеколымской области позднечетвертичное оледенение также было горным, но не повсеместным; оно приурочивалось к господствующим в рельефе горным массивам и возвышенностям. Это оледенение развивалось в условиях новой долинной сети, возникшей в межледниковье, и поэтому по своему рисунку отличалось от среднетчетвертичного оледенения. Ледники этого возраста оставили четко выраженные в современном рельефе краевые образования. Хорошо выраженной зоной краевых ледниковых образований широкой полосой опоясывает южный берег оз. Джека Лондона.

В Верхоянском хребте конечные морены лежат в долинах на абс. высотах 350—400 м. В этой области позднечетвертичное оледенение имело две стадии развития.

Многочисленные следы позднечетвертичного оледенения известны в Анойском нагорье и далее на восток до восточного побережья Чукотского полуострова. Мощность ледников в этом районе составляла 200—250 м, а их протяженность достигала нескольких десятков километров.

На Чукотском полуострове оледенение имело также горнодолинный характер. В Приохотском районе существовало большое число самостоятельных изолированных друг от друга очагов оледенения, развивавшихся даже на сравнительно невысоких горах, абсолютные отметки которых едва превышали 500—600 м. Долинные ледники не только выдвигались на побережье, но и в ряде случаев спускались на шельф.

Горные сооружения Анадырско-Камчатской области подверглись также горнодолинному оледенению. Ледниковые формы хорошей сохранности имеют широкое развитие как в горах, так и на равнинах. В это время ледники сползали вниз по долинам в межгорные впадины. На поверхностях лавовых плато образовывались ледниковые шапки. Ледники достигали мощности 300—400 м. При выходе из горных долин формировались ледники подножий. Во время наибольшего развития оледенения ледниковые массы выдвигались на север, в пределы Нижне-Анадырской низменности, а также в область шельфа Берингова моря. В это время на значительной части Корякского побережья и западного берега п-ова Говена, подобно Чукотскому побережью Берингова моря, возникли многочисленные трюги, имеющие подводные продолжения, прослеживающиеся в виде широких ложбин на материковой отмели. На Корякской прибрежной отмели в подводном рельефе выявляются гряды конечных морен, знаменующие этапы развития позднечетвертичного оледенения.

Все эти данные свидетельствуют о том, что позднечетвертичное оледенение охватило прибрежные районы шельфа Берингова моря.

В области перигляциальных равнин Приверхожья во время позднечетвертичного оледенения (и особенно в период его деградации) происходило формирование озерно-аллювиальных равнин в условиях резко континентального климата, существования многолетней мерзлоты и сильной обводненности. В это время возникли толщи солифлюкционно-делювиальных покровных лёссовидных супесей и суглинков с трещинными льдами.

В Полоусненско-Верхнеколымской области особенное развитие получили морозно-солифлюкционные процессы как в горных районах, так и на равнинах.

В пределах Чаунской и Велькорайской низменностей шла аккумуляция озерно-аллювиальных отложений, пронизанных сингенетическими жилами подземных льдов. Суровые климатические условия спо-

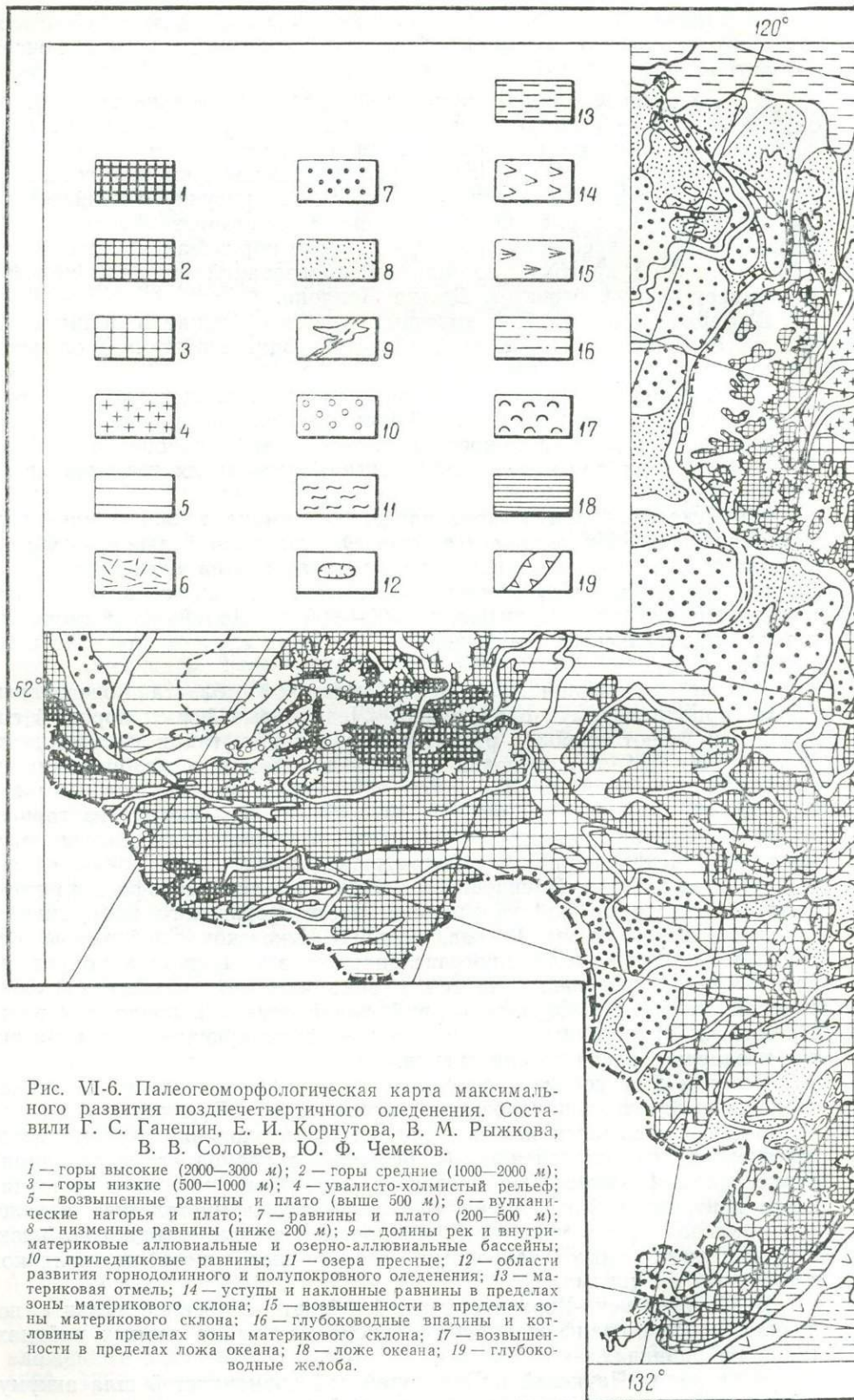
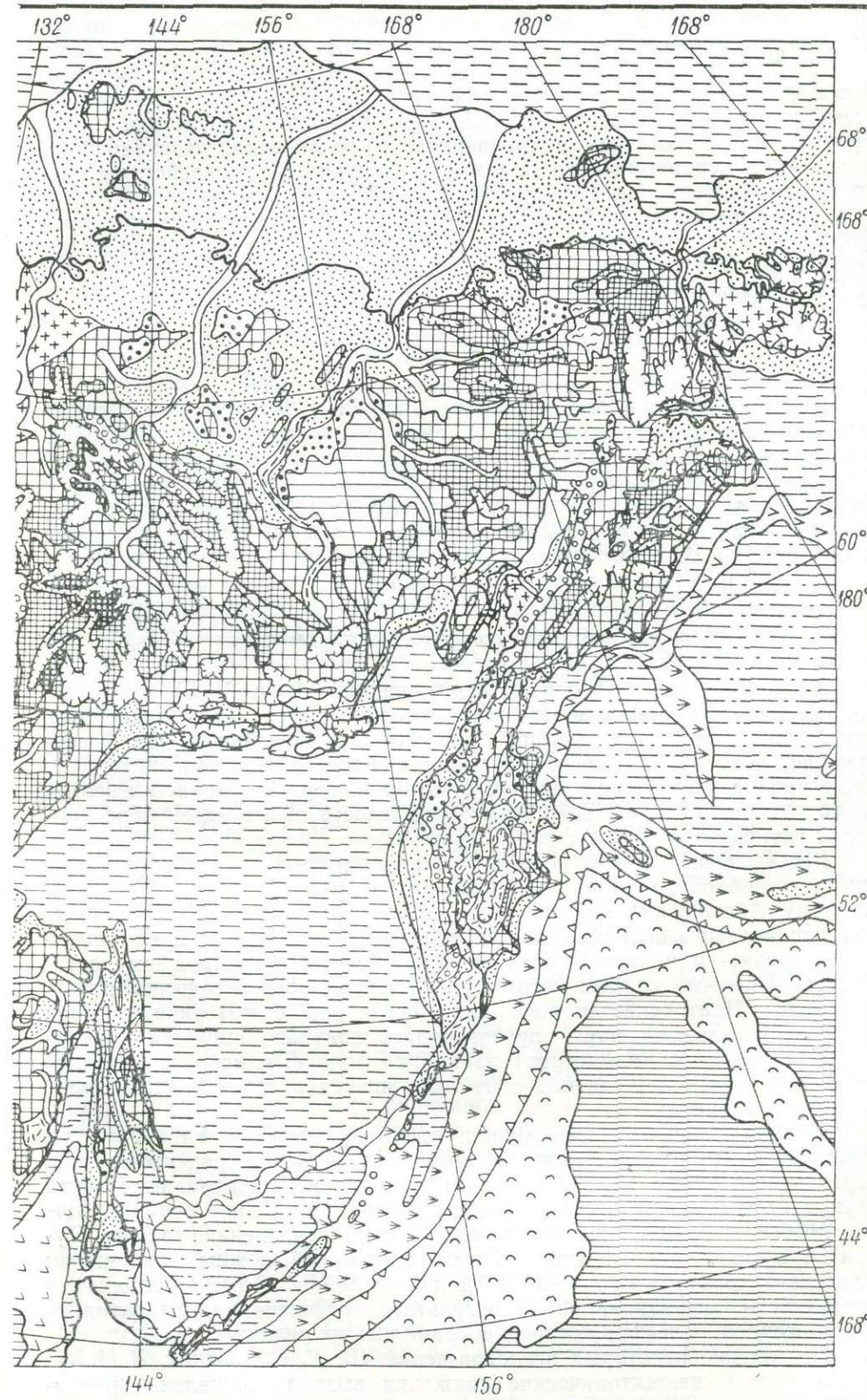


Рис. VI-6. Палеогеоморфологическая карта максимального развития позднечетвертичного оледенения. Составили Г. С. Ганешин, Е. И. Корнутова, В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков.

1 — горы высокие (2000—3000 м); 2 — горы средние (1000—2000 м); 3 — горы низкие (500—1000 м); 4 — увалисто-холмистый рельеф; 5 — возвышенные равнины и плато (выше 500 м); 6 — вулканические нагорья и плато; 7 — равнины и плато (200—500 м); 8 — низменные равнины (ниже 200 м); 9 — долины рек и внутри-материковые аллювиальные и озерно-аллювиальные бассейны; 10 — приледниковые равнины; 11 — озера пресные; 12 — области развития горнодолинного и полупокровного оледенения; 13 — материковая отмель; 14 — уступы и наклонные равнины в пределах зоны материкового склона; 15 — возвышенности в пределах зоны материкового склона; 16 — глубоководные впадины и котловины в пределах зоны материкового склона; 17 — возвышенности в пределах ложа океана; 18 — ложе океана; 19 — глубоководные желоба.



способствовали сохранению многолетней мерзлоты и энергичному морозному выветриванию в окружающих низменности горных сооружениях.

На формирование рельефа и тип осадконакопления Юкагирского, Алазейского и Кондаковского плоскогорий, возвышенных участков Новосибирского архипелага, хр. Улахан-Тас большое воздействие имели процессы выветривания и эрозионного расчленения, развивавшиеся в условиях неравномерного поднятия и постоянного воздействия многолетней мерзлоты. На Алазейском плоскогорье, на возвышенных участках о-вов Котельного и Большого Ляховского в это время завершилось формирование нагорных террас, а также происходило образование столбообразных денудационных останцов-кигиляхов (хр. Улахан-Тас, о. Бол. Ляховский).

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Долгое время на юге Дальнего Востока в позднем плейстоцене выделялось одно межледниковье и одно ледниковье. Лишь в 1957 г. появились сведения о наличии двух межледниковий и двух ледниковий [Чемеков, 1957]. Позднее следы двух позднечетвертичных оледенений (муниканское и селитканское) были обнаружены в хр. Ям-Алине [Чемеков, 1959а], в Учуро-Майском районе, в Сихотэ-Алине (анюйское и каровое, по В. В. Соловьеву [1961б]), на Сахалине (чамгинское и каровое, по В. В. Соловьеву [1960]).

ПЕРВОЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

Первое позднечетвертичное межледниковье (рис. VI-5) ознаменовалось эвстатической трансгрессией, отделившей о. Сахалин от материка. Однако эта трансгрессия была менее значительной, чем последующие, поэтому ее береговая линия в настоящее время находится ниже уровня моря. Лишь на юге Приморья морские террасы высотой до 20 м появляются на побережье, свидетельствуя, что здесь море наиболее глубоко проникало в глубь суши.

Рельеф суши по абсолютным и относительным высотам, морфологическому облику, степени и глубине расчленения был близок к современному. Абсолютные высоты лишь в немногих водораздельных участках гор превышали 2500—2800 м; горные районы имели преимущественно средне- или низкогорный рельеф. Депрессии по-прежнему оставались областями слабых погружений и озерно-речной и речной седиментации. Шантарские острова были соединены с материком. Вдоль берегов Охотского моря протягивалась довольно широкая (до нескольких десятков километров) равнинная полоса, однако значительно суживающаяся по сравнению с наблюдавшейся в эпоху среднечетвертичного оледенения.

В горных районах происходили прерывистые поднятия небольшой амплитуды, которые, возможно, компенсировались трансгрессивным повышением уровня моря. Они охватили не только центральные части горных систем, но предгорья и прилегающие к ним зоны развития поверхностей выравнивания (например, в зоне сочленения хребтов Турана и Буреинского с Амуру-Зейской депрессией, в зоне сочленения Станового хребта с Верхне-Зейской депрессией и т. д.). Приподнятые поверхности выравнивания в результате расчленения превратились в низкогорный рельеф, в котором сохранились их реликты.

По мнению некоторых исследователей (В. Г. Плахотник, К. М. Худoley и др.), неотектонические движения вызвали оживление разломов, через которые произошли излияния лав, образовавших верхний покров плато-базальтов. Языки их в долинах легли на речные террасы

(в Сихотэ-Алине). Другие исследователи (И. И. Берсенеv и др.) считают, что излияния базальтов прекратились в раннечетвертичное время.

В описываемое время господствовали умеренно теплые климатические условия, весьма близкие к современным. Они способствовали развитию обильной растительности и появлению в осадках органогенных фаций (торфяники, озерно-болотные горизонты, обогащенные растительными остатками).

Речная сеть по степени развития, типам расчленения горного рельефа в плане и на глубину была подобна современной. Лишь в пределах депрессий прихотливо извивавшиеся русла рек постоянно меняли свои очертания. Во впадинах периодически существовали пресноводные озера. Акватории Охотского и Японского морей были несколько меньше, чем современные (особенно Охотского моря). Судя по характеру ископаемых остатков моллюсков, режим морских бассейнов был подобен современному.

Областями денудации являлись горные районы. Аккумуляция осадков происходила в межгорных впадинах и в пределах морских акваторий. Преобладающими типами континентальных осадков являлись аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, делювиальные и колювиальные отложения. На дне дальневосточных морей, по П. Л. Безрукову и А. П. Лисицыну [1957], отлагались глинистые илы, содержащие до 10% CaCO_3 и до 6% аморфного кремнезема, что свидетельствует об их образовании в более благоприятных климатических условиях, чем в эпохи оледенения.

Умеренно теплые климатические условия вызвали распространение на юге теплолюбивой растительности типа уссурийской тайги с участием *Juglans*, *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*. В спорово-пыльцевых комплексах отложений, формировавшихся в это время, обнаружена пыльца берез только древесных видов *Betula manshurica* (Rgl.) Nakai и *B. dahurica* Pall. В Приамурье произрастали смешанные леса с примесью широколиственных пород, а в Учуро-Майском районе — темнохвойные и березово-лиственничные леса с примесью широколиственных пород.

К сожалению, сведения о характере животного мира очень немногочисленны. Они говорят о распространении в описываемую эпоху мамонта раннего типа, представителей семейств бычьих (*Bison* sp., *Bos* sp.), бобровых (*Castor fiber* L.), оленей (*Alces* sp.), лошадиных (*Equus* sp.).

ПЕРВОЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ЛЕДНИКОВЬЕ

Со временем первого позднечетвертичного ледниковья (рис. VI-6) связана эвстатическая регрессия дальневосточных морей и Тихого океана. Следы ее находятся в настоящее время под уровнем моря. В эту эпоху Шантарские острова и о. Сахалин были соединены с материком. Вдоль западного побережья Охотского моря располагалась сравнительно узкая полоса равнинной суши.

Рельеф юга Дальнего Востока в описываемую эпоху по абсолютным высотам, степени и характеру расчлененности как в плане, так и в глубину был подобен современному. В горных областях продолжались слабые прерывистые поднятия, в депрессиях — погружения. Неотектонические движения, таким образом, носили унаследованный характер. Речная сеть была подобна современной.

Климатические условия были суровыми, что вызвало понижение нижней границы хионосферы до абс. высот 300—400 (на севере) — 800—1000 м (на юге). Снеговая граница, кроме того, повышалась с востока на запад в связи с уменьшением атмосферных осадков в том же направлении.

Похолодание вызвало возникновение горнодолинного оледенения, охватившего водораздельные части всех крупных горных хребтов юга

Дальнего Востока. В Приамурье это оледенение получило название муниканского [Чемеков, 1960], в Сихотэ-Алине — анюйского [Соловьев, 1961б], на Сахалине — чамгинского [Соловьев, 1960]. Наряду с каровыми ледниками длиной до 2—4 км существовали долинные ледники протяженностью от нескольких до 30—40 км (рис. VI-7). Они оставили боковые и конечные морены мощностью до 100 м. Особенностью позднечетвертичного оледенения Дальнего Востока являлось то, что оно питалось летними муссонными осадками, которые задерживались хребтами и выше нижней границы хιονосферы выпадали в твердом виде [Чемеков, 1961г] даже в летнее время.

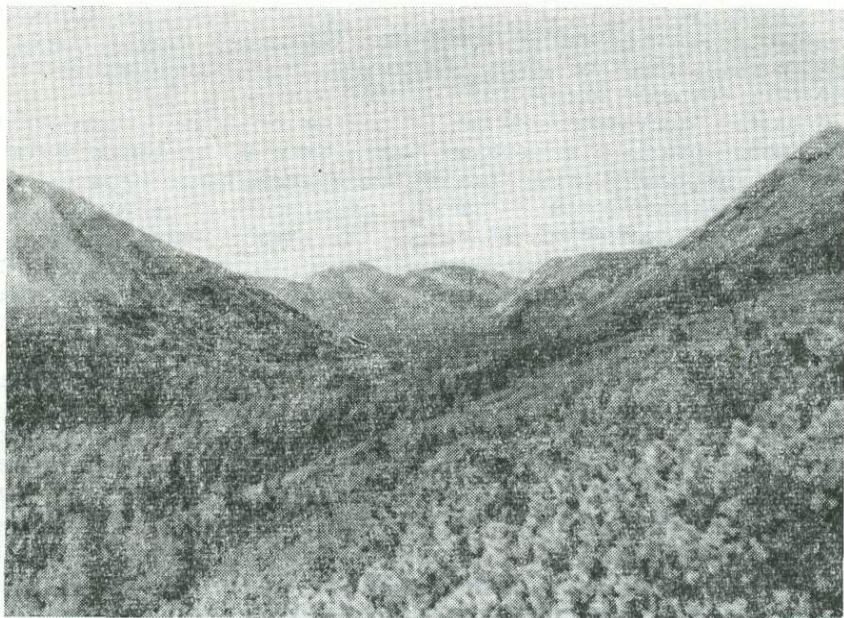


Рис. VI-7. Троговая долина р. Сэги в хр. Ям-Алине (Дальний Восток).
Фото Ю. Ф. Чемекова.

В эпоху описываемого оледенения на дне Охотского моря отлагались глинистые и мелкоалевритовые илы с прослоями вулканического пепла. Содержащаяся в них диатомовая флора имеет неритический состав с господством арктических и арктобореальных видов. Мощность этих отложений не превышает 2,5—7 м.

На юге материковой части Дальнего Востока в это время были распространены березово-лиственничное редколесье и тундра, сменяющиеся в Южном Приморье смешанными лесами. В горах развивались горные тундры.

ВТОРОЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

Имеющиеся данные о втором позднечетвертичном межледниковье немногочисленны и дискуссионны. В это время в Нижнем Приамурье и Западном Прихотье формировались аллювиальные галечники, пески, суглинки и супеси 8—15-метровых террас, содержащих в бассейне р. Уды споры *Cyclophorus* и единичную пыльцу *Carpinus*, а в долине рек Амура и Амгуни спорово-пыльцевой комплекс ольхово-березовых лесов с примесью *Picea*, *Pinus* и широколиственных пород *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fagus* с небольшим количеством пыльцы разнотравья и спор *Bryales*, *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Местами формировались

торфяники, погребенные в настоящее время в толще осадков 8—15-метровых террас.

В Охотском море отлагались глинистые и алевритовые илы, местами обогащенные амфорным кремнеземом и содержащими до 9% CaCO_3 , что свидетельствует об отложении их в теплых климатических условиях. В них содержится пыльца темнохвойных и широколиственных пород и экзотических сосен, споры *Bryales*, *Sphagnum* и *Polypodiaceae* и богатая по составу океаническая диатомовая флора с участием неритических видов и присутствием тихоокеанической флоры.

Мощность континентальных отложений не превышает 15—20 м, а морских — 2—7 м.

В описываемое время происходила эвстатическая трансгрессия дальневосточных морей и Тихого океана [Чемеков, 1961ж], оставившая местами низкие морские террасы. В Западном Приохотье ее следы перекрыты в настоящее время морем. Климатические условия характеризовались как умеренно теплые.

ВТОРОЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ЛЕДНИКОВЬЕ

Эпоха второго позднечетвертичного оледенения ознаменовалась регрессией дальневосточных морей. Следы ее обнаружены, в частности, А. А. Аксеновым, А. С. Иониным и Ф. А. Щербаковым [1964] в Северном Приохотье, где на глубине до 30 м в Охотском море под морскими голоценовыми галечниками и песками обнаружены пресноводные илисто-алевритовые отложения позднечетвертичного возраста. В это время Шантарские острова и о. Сахалин были присоединены к материку.

Рельеф юга Дальнего Востока в описываемую эпоху по абсолютным и относительным высотам, характеру и степени расчленения в плане и на глубину был подобен современному. Как и прежде горные районы испытывали слабые воздымания, а депрессии (за исключением Верхне-Зейской и Амуро-Зейской) — погружения небольшой амплитуды.

Наступившее похолодание имело своим следствием снижение нижней границы хionoсферы, которая располагалась на севере на абс. высоте до 700 м, а на юге — до 1400—1500 м. Она повышалась также с востока на запад (по широте 56° от 600—700 до 1500—1600 м). Площадь оледенения составляла примерно 60 000 км². Преобладали ледники следующих типов: каровые, висячие, долинные простые и сложные. Длина долинных ледников достигала 40—50 км. Они оставили конечные морены мощностью до нескольких десятков метров. Описываемое оледенение называется в Приамурье селитканским [Чемеков, 1960], в Сихотэ-Алине и на Сахалине каровым [Ганешин, 1959в; Соловьев, 1960, 1961б].

Моренные отложения связаны с низкими надпойменными террасами (обычно с I террасой), сложенными флювиогляциальными и аллювиальными галечниками, песками, реже супесями, суглинками и глинами. В депрессиях продолжали формироваться озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерные пески, суглинки, супеси и глины. Мощность этих отложений не превышает 10—20 м.

На дне Охотского моря отлагались глинистые илы с прослоями алевритов и вулканического пепла. Они содержат спорово-пыльцевой комплекс с верхним максимумом пыльцы *Betula* и *Alnus* (с преобладанием кустарниковых видов *Betula*), споры *Bryales* и диатомовую флору неритического состава. Мощность этих отложений 3—8 м.

Растительность второго позднечетвертичного ледниковья была аналогична описанной в первом ледниковье (березово-лиственничное редколесье, заболоченные тундры и горные тундры местами хвойно-лиственные леса).

БОЛЬШОЙ ХИНГАН, ВОСТОЧНО-МАНЬЧЖУРСКИЕ ГОРЫ И СМЕЖНЫЕ РАВНИНЫ

В позднечетвертичное время произошла заметная активизация неотектонических движений. Относительные поднятия испытали даже крупнейшие впадины страны. В связи с усилением подвижек земной коры по разломам в ряде пунктов излились молодые базальтовые лавы. Особенно энергичные излияния произошли в окрестностях г. Байтоушань, в районах Чанбойшань и Ляодун (Региональная стратиграфия Китая, 1963). Пористые оливковые базальты заполнили здесь некоторые речные долины.

В позднем плейстоцене (век Лушань) была сформирована 20-метровая речная терраса и произошла заметная перестройка плана многих речных долин. После некоторого перерыва возобновилось накопление лёссов, так называемой «эпохи лёсса» (Цзя Лань-бо, 1958). В лёссовых горизонтах обнаружены многочисленные остатки позвоночных и памятники верхнепалеолитической культуры.

В конце позднего плейстоцена горные районы подверглись горнодолинному оледенению, оставившему достаточно четкие следы в виде экзарационных и аккумулятивных форм рельефа.

КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА И САХАЛИН

ПЕРВАЯ ПОЛОВИНА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Первая половина позднего плейстоцена (рис. VI-5) ознаменовалась дальнейшим развитием морской трансгрессии, достигшей максимума в конце позднечетвертичного межледниковья. Сахалин в это время впервые становится островом. Происходит обособление Курильских островов, внешняя гряда которых погрузилась под уровень моря. От нее сохранился только о. Шикотан и несколько мелких островков Малой Курильской гряды. Камчатка полностью отделилась от Курил.

Важно подчеркнуть, что, несмотря на то, что позднплейстоценовая трансгрессия была максимальной, она охватила только прибрежные участки низменной суши и во многих районах имела характер ингрессии.

На Сахалине морем были залиты низкие прибрежные равнины в северной части острова. До широты пос. Матросово распространялся зал. Терпения. Были отделены от остальной территории острова м. Терпения и Тонино-Анивский полуостров. На Камчатке наиболее значительно трансгрессировало море по южному побережью Карагинского залива и по северо-западному побережью Кроноцкого залива. Отделены были от полуострова м. Южный и возвышенности Камчатского полуострова.

Охотское море в целом приобрело свои современные очертания. Оказались затопленными ранее существовавшие острова на месте подводных возвышенностей Академии наук СССР и Института океанологии.

Освободившиеся от льда и многолетней мерзлоты территории начали энергично эродироваться. Этому в немалой степени способствовали дифференцированные неотектонические движения. В этих условиях на Сахалине произошла существенная перестройка бассейна р. Лангери и других рек. В результате многоступенчатых перехватов р. Лангери изменила свое направление на обратное и стала впадать не в залив Терпения, а в Охотское море. В районе пос. Тымовское благодаря опусканию блока палеозойского фундамента сформировался сквозной Тымь-Поронайский дол.

На п-ове Камчатка наиболее существенная перестройка гидросети была в низовьях р. Камчатки. Если в раннечетвертичное время р. Камчатка на всем своем протяжении текла в северо-восточном направле-

нии и впадала в Карагинский залив, то после мощных излияний вулкана Шивелуч, преградивших ей путь на север, она от широты пос. Ключи резко изменила свое направление на восточное и, по-видимому, в результате ряда перехватов нашла выход к морю в Камчатский залив. Приледниковые бассейны были спущены. Небольшое подпрудное озеро могло существовать, по-видимому, только при впадении р. Еловки в Камчатку.

Распределение основных орографических элементов сохранилось прежним, но степень расчлененности рельефа стала большей, сократились площади реликтов древних поверхностей денудационного выравнивания. В позднечетвертичное время вновь активизировались вулканические извержения. Извергались вулканы Курил, Восточной и даже Западной Камчатки. Особенно крупные извержения происходили на Восточной Камчатке. По сравнению с предыдущими эпохами зона активного вулканизма сдвинулась здесь еще далее к востоку, в прибрежные районы, занятые ранее низкогорным и холмисто-увалистым рельефом. Продолжались извержения и Ключевской группы вулканов. На западе Камчатки излияния базальтовых лав происходили главным образом в районе северной половины Срединного хребта.

Судя по палинологическим данным, климат первой половины позднего плейстоцена был близким к современному, а в ряде случаев (о. Сахалин) даже теплее.

Характер растительности в это время резко изменился. Лесотундровые и тундровые ассоциации остались только в наиболее северных районах и отдельными пятнами по среднегорным массивам. Склоны возвышенностей были покрыты хвойными лесами, а на юге — хвойными лесами с примесью широколиственных пород.

ВТОРАЯ ПОЛОВИНА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Новое похолодание климата, сопровождавшееся оледенением и небольшой регрессией моря, наступило во второй половине позднего плейстоцена [Соловьев, 1961а]. В это время произошло незначительное сокращение площади акватории за счет осушения узких полосок шельфа (рис. VI-6).

Сахалин, по-видимому, вновь соединился с материком, однако эта связь существовала на очень ограниченном пространстве. В это же время частично осушался зал. Терпения и Анивский залив, увеличилась площадь п-ова Терпения и довольно значительно отступила береговая линия вдоль восточного побережья Сахалина, обнажив прибрежный шельф. Осушенная полоса шельфа начала прорезаться долинами рек. Следы позднечетвертичных отрезков долин (Тыми, Пороная, Сусун и др.) до сих пор хорошо различимы на дне моря.

Направленность тектонических движений и распределение основных областей сноса и аккумуляции для всей территории Сахалина остались прежними. В горах продолжалось расчленение возвышенностей, в межгорных депрессиях — аккумуляция материала. Существенное влияние на характер осадков оказало оледенение. Преобладание процессов физического выветривания способствовало образованию преимущественно грубообломочных и крупнозернистых отложений.

Позднечетвертичное оледенение по масштабам было значительно меньше среднечетвертичного и носило горнодолинный характер. Основные ледосборные центры располагались в Восточно-Сахалинских горах. Небольшие цирки эпохи этого оледенения установлены также в Западно-Сахалинских горах, Сусунайском хребте и на п-ове Шмидта.

Физическое выветривание и проходящие на его фоне деструктивные процессы способствовали увеличению контрастности форм горного рельефа (появлению разнообразных останцов, уступов и пр.).

Курилы несколько увеличили свою площадь за счет осушившегося вокруг некоторых островов (Кунашир, Итуруп, Уруп) шельфового мелководья. Небольшие ледники располагались на наиболее крупных вулканических аппаратах, продолжавших в это время извергаться. Самый северный из Курильских островов — о. Парамушир — находился в соединении с Камчаткой.

Рельеф Камчатки не претерпел существенных изменений. Ледники вновь получили широкое развитие в горах. В предгорьях и в Центральной Камчатской депрессии возникли приледниковые разливы, в которых аккумуляровались флювиогляциальные галечники. Средняя часть Камчатского дола была занята озерным бассейном, питавшимся главным образом за счет талых ледниковых вод.

По мнению ряда исследователей последнее оледенение Камчатки состояло из двух самостоятельных ледниковых эпох, которые сопоставляются с зырянским и сарганским оледенением Сибири [Мокроусов, Садовский, 1964], другие считают эти ледниковые эпохи фазами единого позднечетвертичного ледниковья [Брайцева и др., 1968].

Климатическая обстановка на всей рассматриваемой территории была довольно суровой. Однако похолодание климата было менее значительным, чем в среднечетвертичное ледниковье. Это хорошо подтверждается характером растительности того времени. Судя по палинологическим данным, тундровые и лесотундровые растительные ассоциации доминировали на Камчатке, Курилах и Северном Сахалине. Средний и Южный Сахалин характеризовался хвойно-лиственной растительностью, с особенно высоким процентом листопадных форм и отдельными представителями теплолюбивых растений на крайнем юге острова.

ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

Позднечетвертичное время началось с трансгрессии симосюёси, охватившей обширные прибрежные площади всех островов Японского архипелага. В позднем плейстоцене сформировалось несколько террасовых уровней и шло накопление маркирующих покровных пепловых слоев «суглинков Канто» (Kanto Loam). Японские исследователи подразделяют поздний плейстоцен на три стадии: симосюёси, мусасино и тачикава.

В стадию симосюёси, совпадающую с первым позднечетвертичным межледниковьем, была сформирована 40-метровая терраса. В стадию мусасино произошла регрессия моря и на осушившихся участках побережья возникла обширная равнина, состоящая из отложений пролювиальных конусов и пепловых горизонтов. В 20—35-метровых террасах, соответствующих уровню равнины мусасино, содержатся холодные флористические комплексы, состоящие главным образом из хвойных пород.

На стадию тачикава (наиболее молодую стадию позднего плейстоцена), условно сопоставляемую с главной ледниковой стадией в Евразии, приходится максимальная фаза эвстатического понижения уровня моря и оледенение высоких вершин Японских Альп на Хонсю и в горах Хидака на Хоккайдо.

В это время произошла существенная перестройка гидросети, особенно в пределах прибрежных равнин. Были сформированы низкие 5—10-метровые террасы. Из террасовых отложений собраны остатки *Mammuthus primigenius*, *Megaceros* и *Bison priscus*, а также остатки холодолюбивых растений, имеющие по данным радиоуглеродного метода возраст от 20 000 до 30 000 лет.

Благодаря низкому стоянию уровня моря многие речные и морские террасы формировались на уровнях, залитых в настоящее время

морем. Так, в Токийском заливе установлены две террасы, вырезанные в неогеновых отложениях, на глубине 95 и 80 м. Проливы Тсугару и Цусима окаймлены подводными террасами на глубинах около 130 м. Пролив Лаперуза осушался в стадию тачикава полностью, а Цусимский и Таугару если и существовали, то были настолько мелководны, что не являлись преградой для расселения сухопутной фауны вплоть до конца позднеюрмской стадии.

Резкое похолодание климата в позднем плейстоцене привело к возникновению горнодолинных оледенений: Хида в Японских Альпах и Тотабэцу на Хоккайдо. Максимальное понижение снеговой линии составило 1500 м. Вулканическая деятельность позднечетвертичного времени была довольно умеренной. Формировались отдельные стратовулканы и шло локальное накопление пемзовых потоков.

АЛЯСКА

В рисс-вюрмское (сангамонское) межледниковье берега Аляски испытывают новую так называемую пелукскую трансгрессию, с которой связано возникновение 12-метровой террасы. Во внутренних районах страны в это время накапливались аллювиальные, озерные, эоловые и коллювиальные образования. Произошла активизация вулканических процессов. На о-вах Прибылова и Алеутском хребте наблюдалось излияние базальтов и андезито-базальтов.

Во вторую половину позднечетвертичного времени наиболее существенным событием было висконсинское оледенение. На северо-востоке Аляски ледниковые образования связываются с Лаврентьевским ледяным щитом [Крэг, Файлс, 1965]. Во внутренних районах центра оледенения являлись наиболее крупные горные хребты — Брукса, Аляскинский, Румянцева. Ледяные поля местами спускались в море. В позднем плейстоцене Южной Аляски различают два оледенения — кник и нэптаун, которым соответствуют местные оледенения в других частях региона. На побережье моря моренные комплексы этих оледенений разделены отложениями воронцовской трансгрессии. Воронцовская трансгрессия началась в конце оледенения кник и продолжалась в средневисконсинском интерстадиале. В позднечетвертичное время на Аляске широкое распространение получили покровные полигенетические суглинки.

ГОЛОЦЕН

Геоморфологические условия на большей части рассматриваемой территории за короткое послеледниковое время (10—12 тыс. лет назад) изменились незначительно. Только в районах молодого вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Японские острова, Алеутские острова) продолжалось формирование вулканических конусов и лавовых и пелловых покровов. Тектонически активными также являлись Курило-Камчатский, Японский и Алеутский желоба и глубоководные котловины окраинных морей Тихого океана.

На Японских островах к раннему голоцену относится вспышка вулканизма. Наиболее мощные пемзовые потоки имеют датировку по C^{14} $10\,300 \pm 400$, $10\,650 \pm 25$ лет. В среднем голоцене (4—5 тыс. лет назад) вулканическая деятельность практически прекратилась. Новое усиление вулканической активности началось 1000—2000 лет назад.

Формирование мощных агломератовых потоков в районе Авачинского вулкана на Камчатке по C^{14} произошло 5555 ± 45 , 5480 ± 70 лет, а дацитовых туфов вулкана Менделеева на о. Кунашир 4220 ± 50 лет назад.

Развитие рельефа горных районов происходило в условиях преобладания поднятий. По линиям разрывных нарушений происходят неравномерное воздымание отдельных блоков и погружение некоторых впадин.

Рельефообразование в бассейнах рек Яны, Индигирки и Колымы происходило в условиях неотектонической мобильности и резко континентального климата. Величина послеледникового эрозионного вреза определяется в 40—70 м. Наличие многолетней мерзлоты и морозное выветривание в областях среднегорного и низкогорного рельефа обусловили широкое развитие в этих районах солифлюкционных форм.

Сходные условия существовали и на Аляске. На низменностях в первую половину голоцена получили широкое распространение термокарстовые процессы, с которыми связано формирование на месте позднечетвертичных озерно-аллювиальных равнин холмистых, останцово-аласных и аласных равнин.

В горных районах Приамурья, Приохотья, в Сихотэ-Алине, в хр. Большой Хинган и других также продолжались поднятия. Депрессии Нижнего Приамурья напротив испытывали погружения. В Верхне-Зейской и Амуро-Зейской депрессиях, судя по слабому развитию пойм, преобладали поднятия. Обширными областями голоценового осадконакопления являются бассейны рек Сунгарь, Хуанхэ и Янцзы.

К началу голоцена на большей части территории уже была сформирована гидрографическая сеть. Существенные преобразования речной сети наблюдались только в районах, освободившихся от позднечетвертичных ледников, и в молодых вулканических областях. Повсеместно в долинах рек шло формирование пойменных террас.

На протяжении голоцена климат не оставался постоянным. На основании палинологических данных удается выделить три климатические фазы. По материалам, полученным из различных районов Северо-Востока Азии, четко выявляется послеледниковый (тихоокеанский) климатический оптимум, во время которого существовали климатические условия, благоприятствовавшие миграции относительно теплолюбивых видов растительности далеко на север.

На Аляске голоцен подразделяется на три стадии: первую, охватывающую раннее послеледниковье (10,5—7 тыс. лет назад), вторую — время климатического оптимума (7—4 тыс. лет назад) и последнюю прохладную и влажную, начавшуюся 4 тыс. лет назад и продолжающуюся до современности [Heusser, 1960].

В голоцене на берегах окраинных морей Тихого океана повсеместно произошла трансгрессия, следами которой являются низкие прибрежные равнины и террасы. Трансгрессия, по-видимому, имела гляциоэвстатическую природу. В условиях расчлененной суши трансгрессия привела к образованию рiasовых берегов (Шантарское море, зал. Петра Великого в Японском море, Японские острова и др.).

На Аляске в среднеголоценовое время произошло незначительное повышение уровня моря, получившее название круизштерновской трансгрессии. С этой трансгрессией связано возникновение береговых валов и низких террас вдоль побережья Аляски. Однако в районах, наиболее неотектонически мобильных (южное и юго-восточное побережье), эти террасы приподняты на высоту более 100 м.

На Японских островах трансгрессия оставила после себя серию низких террас; некоторые из них за счет неотектонических движений оказались приподнятыми на высоту до 25 м.

В голоцене в наиболее приподнятых северных районах существовали многочисленные центры горного и предгорного оледенения, по размерам приближавшиеся к современному. Наиболее оледенелым был Аляскинский хребет. Значительные площади были заняты ледни-

ками в бассейнах рек Колымы и Индигирки (хр. Сунтар-Хаята и Буордахский массив), в Корякском нагорье, на Камчатке.

В эпоху послеледникового климатического оптимума произошло сокращение площади оледенения и в некоторых районах ледники, по-видимому, исчезли. Похолодание, наступившее в эпоху после климатического оптимума, вызвало новое оживление ледниковых явлений. Остается дискуссионным вопрос о природе голоценового оледенения: является ли оно реликтом позднечетвертичного оледенения или же самостоятельным. По мнению О. А. Брайцевой и др. [1968], основанном на тефрахронологических данных и абсолютных датировках по C^{14} , на Камчатке после окончания позднечетвертичного оледенения наступила теплая фаза, сменившаяся новым похолоданием и развитием голоценового оледенения.

Т. Карлстром [Karlstrom, 1964] на Аляске выделяет самостоятельное аляскинское оледенение, отделенное от позднечетвертичного нэптунаунского временем климатического оптимума. Аляскинское оледенение имеет две фазы: тонел (0,3—1,5 тыс. лет назад) и тустумена (2,4—4 тыс. лет назад).

Современные ледники в большинстве случаев в настоящее время отступают.

В окраинных морях Тихого океана голоценовое осадконакопление протекало в условиях интенсивных неотектонических движений, вулканизма и сейсмичности. Этим объясняется большая изменчивость послеледниковых отложений в отношении как генезиса, так и мощности. В Беринговом море и в северной части Охотского моря в связи со значительным сокращением или полным исчезновением ледников на суше резко сократился вынос терригенного материала. В глубоководных впадинах Берингова и Охотского морей шло отложение диатомовых илов, наибольшая мощность которых у подножья материкового и островных склонов достигала 3—5,5 м.

Вблизи Камчатки и островных дуг среди донных голоценовых осадков существенную роль играют вулканогенные и терригенно-вулканогенные отложения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше материалы убедительно свидетельствуют о несомненном прогрессе в геоморфологическом изучении Северо-Восточной Азии. Вместе с тем существует еще много спорных и нерешенных проблем, относящихся к истории геоморфологического развития как всей территории, так и ее отдельных частей.

Для решения вопросов истории развития рельефа большое значение имеют стратиграфические материалы, так как этапы геоморфологического развития очень тесно связаны с этапами осадконакопления. В стратиграфическом расчленении четвертичных отложений описываемой территории также много неясного.

Предлагаемые схемы стратиграфического расчленения ледниковых отложений все еще мало обоснованы главным образом из-за недостатка материалов по межледниковым отложениям. Наиболее важной задачей в связи с этим является всемерное расширение стратиграфического изучения четвертичных отложений с созданием стратиграфических схем сначала для отдельных районов, затем для всей описываемой территории. Особое внимание при этом следует обратить на выявление межледниковых отложений и обоснование самостоятельности оледенений палеонтологическими методами. Большое значение для разработки стратиграфической шкалы четвертичной системы имеет изучение донных отложений окраинных морей Азии и Тихого океана. Эти исследования следует всемерно расширять.

Необходимо также продолжить работы по геоморфологическому изучению центров наиболее значительного четвертичного оледенения, изучению связей ледниковых образований с террасами рек во внеледниковых областях и с морскими террасами по берегам окраинных морей Северо-Восточной Азии. Для определения возраста оледенений и корреляции ледниковых явлений различных районов необходимо скорее внедрить в практику геологических и геоморфологических исследований методы определения абсолютного возраста отложений. Имеющиеся данные в этом отношении совершенно недостаточны.

Следует продолжать и неотектонические исследования в пределах описываемой территории с целью еще более углубленного познания проблем региональной неотектоники, построения типологической классификации неоструктур, построения теоретических основ неотектогенеза. В этом отношении описываемая территория с примыкающими к ней акваториями окраинных морей и Тихого океана чрезвычайно благоприятна как зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану со всем разнообразием структурных форм.

В настоящее время большое значение приобретают палеогеоморфологические исследования, и прежде всего изучение погребенного рельефа, очень важные для решения научных и практических задач. Важность анализа погребенного рельефа для выяснения ранних этапов истории геоморфологического развития очевидна. Только таким путем

можно подойти к выяснению особенностей палеозойского, мезозойского и раннекайнозойского рельефа, следы которого в современном рельефе или вовсе не сохранились, или встречаются изредка в виде реликтов. Важно также, что в погребенном состоянии рельеф сохраняет свои первоначальные черты, будучи изолирован от воздействия экзогенных процессов. Изучение погребенного рельефа приобретает большое значение и для поисков полезных ископаемых: погребенных россыпей, угля, месторождений нефти и газа.

Чрезвычайно интересной и крайне перспективной областью геоморфологических исследований является изучение форм рельефа, новейших структур и осадков, развитых на дне окраинных морей Азии и Тихого океана. Выше отмечалось, что для рассматриваемой территории достигнута комплексность в изучении суши и примыкающих к ней акваторий с целью оценки их как единого целого в отношении геоморфологической и структурно-тектонической позиций.

Будучи расположена в зоне перехода от континента к океаническим впадинам, рассматриваемая территория характеризуется крайне напряженной неотектонической и молодой вулканической деятельностью. Важнейшими задачами геоморфологических исследований в связи с этим являются изучение новейших тектонических структур и выяснение степени выражения их в современном рельефе дна морей. Следует при этом учитывать, что развитие донных морфоструктур в зоне материкового склона и глубоководных впадин происходило преимущественно без воздействия процессов субаэральной денудации, и поэтому для крупных форм донного рельефа характерна в наибольшей степени морфолого-тектоническая согласованность, которая, однако, в некоторых случаях несколько затушевывается аккумуляцией осадков.

Изучение донных морфоструктур может оказать пользу и для объяснения возникновения и эволюции материковых морфоструктур, в развитии которых с момента их образования огромную роль играли денудационные процессы, и тем самым способствовать развитию общей теории морфотектогенеза.

К числу важнейших геолого-геоморфологических проблем, решение которых возможно только путем совместных усилий геологов суши, геофизиков, геоморфологов суши и геоморфологов и геологов моря, являются проблемы «Древней Охотии», «Древней Берингии» — выяснение структурной позиции и происхождения донного рельефа впадин Охотского и Берингова морей, а также и других окраинных морей восточной Азии. Помимо огромного научного интереса эти исследования могут оказать большое влияние на выяснение перспективности шельфовых областей указанных морей в отношении нефтегазоносности.

Можно наметить еще целый ряд других проблем, для решения которых прекрасным объектом является территория северо-западной и северной частей Тихоокеанского подвижного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А. Новые данные о строении толщ современных прибрежных отложений.—Океанология, 1964, т. IV, вып. 5.
- Александров С. М. Особенности новейшей тектоники и морфоструктуры о-ва Сахалин.—«Сов. геология», 1962, № 2.
- Александрова А. Н., Белецкая С. В. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии Поронойской депрессии.—В кн.: Сб. ст. по геол. и гидрогеол. М., 1965, вып. 5.
- Александрова А. Н., Морозова В. Ф., Соколова П. Н. Палеоботаническая характеристика и стратиграфия четвертичных отложений юга Дальнего Востока и о. Сахалин.—В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., 1966.
- Алексейчик С. Н. Новейшие тектонические движения острова Сахалина.—ДАН СССР, 1952, т. 83, № 2.
- Алексейчик С. Н. Геоструктурная схема Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней острова Сахалина.—«Сов. геология», 1962, № 12.
- Алексейчик и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л., 1963.
- Ананьев Г. С. О четвертичном оледенении Центрального Забайкалья.—Вестн. МГУ, 1962, № 4, сер. 5.
- Анисимов В. Р. Четвертичные оледенения хр. Эзоп.—«Сов. геология», 1958, № 4.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.—Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1968, № 9.
- Афанасьев А. Н. Вопросы современной подвижности берегов Байкала.—В кн.: Проблемы неотектоники. М., 1964.
- Афонский М. Н. Некоторые результаты структурно-геоморфологических работ при оценке перспектив нефтегазоносности Зей-Бурейнской впадины по данным изучения новейших отложений.—Тр. НИЛЗарубежгеологии, 1967, вып. 15.
- Ахметьев М. А. Выявление молодых разрывных тектонических зон с помощью дешифрирования аэрофотоснимков.—В кн.: Сб. ст. по геол. и гидрогеол. М., 1965, вып. 5.
- Баженов Б. П. К вопросу о древних оледенениях в бассейне р. Зей.—В кн.: Сб. ст. Всесоюз. заоч. политехн. ин-та. М., 1954, вып. 6.
- Базаров Д. Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968.
- Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, 1966.
- 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., Бискэ С. Ф. Опыт геоморфологического районирования Северо-Востока Сибири.—Сибир. географ. сб., 1962, 1.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., 1964.
- Барановская З. К вопросу о колебаниях береговой линии Амурского залива.—Изв. ГГО, М.—Л., 1934, т. 16, вып. 6.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время.—Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, 1957, т. 13.
- Безруков П. Л. и др. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды.—Тр. лабор. вулканологии. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Белов Н. А., Лапина Н. И. Донные отложения Арктического бассейна. Л., 1961.
- Белова М. Б. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., 1961.
- Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов.—Бюл. МОИП, Мат.-лы, 1970, нов. сер., т. 75, отд. геол., т. 45, вып. 4.

Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья.— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Д. Востока, 1956, вып. 1. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.).

Берман Л. Л. Современное оледенение верховьев р. Индикирки.— *Вопр. географии*, 1947, № 4.

Беспалый В. Г. Геоморфология и история развития бассейна р. Лангери.— *Информ. сб. ВСЕГЕИ*, 1962, № 57.

Беспалый В. Г. К вопросу о четвертичных трансгрессиях моря в районах о. Сахалина и Курильской островной дуги.— *Докл. по геоморфологии и палеогеографии Д. Востока*, 1964, вып. 1. (Географ. о-во СССР).

Бискэ С. Ф. Неотектоника Крайнего Северо-Востока СССР. В кн.: *Тектонические движения и новейшие структуры земной коры*. М., 1967.

Брайцева О. А. Некоторые особенности последнего оледенения Камчатки. *Вопросы географии Камчатки, Петропавловск-Камчатский*, 1965, вып. 3.

Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Четвертичные оледенения Центральной Камчатской депрессии и их значение для расчленения молодых вулканогенных пород Камчатки.— В кн.: *Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки*. М., 1966.

Брайцева О. А. и др. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., 1968.

Буданов В. И. и др. Современные вертикальные движения берегов морей Советского Союза. *Морская геология. Докл. сов. геол.; XXI сес. МГК*, 1960.

Быков Г. Е. К геоморфологии восточной части хр. Тукурингра.— *Изв. ВГО*, 1935, т. 67, № 5.

Валпетер А. П., Карташов И. П. Реликты пенепленизированного рельефа на Северо-Востоке СССР и проблема определения их возраста.— В кн.: *Проблемы поверхностей выравнивания*. М., 1964.

Валпетер А. П., Лебедев С. А. История развития поверхностей выравнивания в области мезозойд Северо-Востока СССР.— В кн.: *Вопросы региональной геоморфологии. (Тезисы докладов)*. Уфа, 1966.

Варфоломеева Э. Н. Древнее оледенение хребта Тардоки-Яни (Северный Сихотэ-Алинь). *Изв. ВГО*, 1957, т. 89, вып. 6.

Васьковский А. П. Современное оледенение Северо-Востока СССР.— В кн.: *Мат-лы по геол. и полез. ископ. С.-В. СССР*, Магадан, 1955, вып. 9.

Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индикирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн.: *Ледниковый период на территории европ. части СССР и Сибири*. М., 1959.

Ващилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур.— *«Сов. геология»*, 1963, № 4.

Веллман Г. В. Четвертичная тектоника Новой Зеландии.— В кн.: *Живая тектоника*. М., 1957.

Венус Б. Г. Основные этапы формирования рельефа Амуро-Зейской и Средне-Амурской депрессий Дальнего Востока.— *Доклады по геоморфологии и палеогеографии Д. Востока*, вып. 1. Л., 1964. (Географ. о-во СССР).

Вершицкий С. А. Палеогеоморфология хребта Тукурингра-Джагды.— В кн.: *Вопросы региональной геоморфологии. (Тезисы докладов)*. Уфа, 1966.

Веснин В. В., Вийра В. И., Карташов И. П. История формирования ледникового рельефа в районе озера Джека Лондона.— *ДАН СССР*, 1962, т. 147, № 3.

Виноградов А. П. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1969, № 10.

Вихлянцев В. В., Морозова В. Ф. Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Эворно-Чукчагирской депрессии.— В кн.: *Сб. ст. по геол. и гидрогеол.*, вып. 5. М., 1965.

Власов Г. М. Движения береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время.— В кн.: *«Вопросы географии Д. Востока»*, сб. 3. Хабаровск, 1957.

Власов Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности.— *«Сов. геология»*, 1958а, № 5.

Власов Г. М. Четвертичные оледенения Северных Курильских островов.— *Географ. сб. Географ. о-ва СССР*, вып. 10. Геоморфология и палеогеография. М.—Л., 1958б.

Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— В кн.: *Мат-лы по четверт. геол. и геоморфол. СССР*, вып. 2. Л., 1959а. (Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер.).

Власов Г. М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. В кн.: *Мат-лы второго геоморфол. совещ.* М., 1959б.

Власов Г. М. Геоморфология Курильских островов.— В кн.: *Геология СССР*, т. 31. М., 1964а.

Власов Г. М. Тектоника.— Там же, 1964б.

Власов Г. М., Кленов Е. П. История геологического развития. Там же.

Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Четвертичные оледенения Камчатки.— В кн.: *«Вопросы географии Д. Востока»*, Хабаровск, 1949, сб. 1.

Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки и его геоморфологическое районирование.— Изв. ВГО, Л., 1950, т. 82, № 3.

Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-тектонические районы Камчатки.— ДАН СССР, т. 127, № 1, 1959.

Волчанская И. К. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений верхнекайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки. Автореф. дис. М., 1965.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., 1962.

Галкин В. И. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал.— В кн.: Мат-лы по геол. мезокайнозойских отложений В. Сибири, вып. 3. Иркутск, 1961.

Гальцев-Безюк С. Д. О роли новейших тектонических движений в формировании локальных структур северо-восточного побережья Сахалина.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1962, № 2.

Гальцев-Безюк С. Д. О подводных долинах северо-восточного побережья Сахалина.— Изв. ВГО, 1964а, т. 96, вып. 1.

Гальцев-Безюк С. Д. О соединении Сахалина с материком и о. Хоккайдо в четвертичное время. Изв. АН СССР, сер. географ., 1964б, № 1.

Гальцев-Безюк С. Д., Соловьев В. В. О Тымском диагональном разломе на Сахалине.— «Геол. и геофизика», 1965, № 5.

Ганешин Г. С. Основные этапы истории развития рельефа Приморья.— В кн.: Мат-лы по четверт. геол. и геоморфол. СССР, вып. 1. М., 1956а. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.).

Ганешин Г. С. О скорости регрессии береговой линии Амурского залива. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3. Л., 1956б.

Ганешин Г. С. Происхождение Шантарских островов. «Природа», 1956в, № 4.

Ганешин Г. С. Основные вопросы изучения верхнетретичных и четвертичных отложений южной части Дальнего Востока.— «Сов. геология», 1957, сб. 55.

Ганешин Г. С. О причинах речных перехватов в хребте Сихотэ-Алинь.— Изв. ВГО, 1958, т. 90, вып. 4.

Ганешин Г. С. Вопросы геоморфологии Сахалина.— В кн.: Мат-лы второго геоморфол. совещ. М., 1959а.

Ганешин Г. С. Материалы по геоморфологии и четвертичной геологии острова Сахалина. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15. Л., 1959б.

Ганешин Г. С. Четвертичное оледенение Сихотэ-Алиня.— В кн.: Мат-лы по четверт. геол. и геоморфол. СССР, вып. 2. Л., 1959в. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.).

Ганешин Г. С. Принципы построения легенд сводных геоморфологических карт масштаба 1 : 500 000—1 : 1 500 000. Л., 1963. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 90).

Ганешин Г. С., Эпштейн С. В. Современное состояние вопросов геоморфологического картирования в средних масштабах и основные пути их решения.— В кн.: Мат-лы второго геоморфол. совещ. М., 1959.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Отв. ред. Л. И. Красный. М., 1966.

Геология Кореи. М., 1964.

Геология СССР, т. 31, Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. Ред. Г. М. Власов. М., 1964.

Гептнер А. Р., Скиба Л. А., Лупкина Е. Г. Попытка корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки.— В кн.: Корреляция и антропогенные отложения Сев. Евразии. М., 1965.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., 1959.

Гершанович Д. Е. Рельеф основных рыбопромысловых районов (шельф, материковый склон) и некоторые черты геоморфологии Берингова моря.— Изв. ТИПРО, т. 50. М.—Л., 1963. (Тр. ВНИРО, т. 48).

Голота Е. В., Рим Квон Мук. Основные черты геоморфологического строения.— В кн.: Геология Кореи. М., 1964.

Гопкинс Д. И. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске. М., 1965. (Тр. НИИГА, т. 143).

Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— «Сов. геология», 1960, № 10.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., 1966.

Готванский В. И. Четвертичное оледенение хребта Ям-Алинь.— В кн.: Вопросы географии Д. Востока, вып. 4. Хабаровск, 1960.

Гричук М. П., Соколова Н. С. Новые материалы о развитии природы южной части о. Сахалина в четвертичный период.— Науч. докл. высшей школы. Геол.-географ. науки, 1959, № 2.

Дамперов Д. И., Елисеев Б. Н. О четвертичных отложениях Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах.— Тр. II Международ. конф. АИЧПЕ, вып. 3. Л.—М., 1932.

- Даценко В. А., Куликов Н. П. Четвертичные отложения юго-восточной части Анадырской низменности и прилегающего склона Корякского хребта.— Информ. бюл. НИИГА, Л., 1957, вып. 1.
- Двали М. Ф. Граница третичного и четвертичного периодов на северо-востоке Азии.— В кн.: Унифицированные стратиграф. схемы СВ СССР, М., 1961.
- Дегтяренко Ю. П. Древнее оледенение Корякской горной страны.— В кн.: Проблемы четвертич. олед. СВ и ДВ СССР, Л., 1961. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64).
- Дегтяренко Ю. П. Новейшие тектонические движения Корякской горной страны и их связь со структурным планом области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры, М., 1967.
- Дегтяренко Ю. П., Баранова Ю. П. Основные этапы развития Корякской горной системы и Анадырской низменности.— В кн.: Мат-лы второго геоморфол. совещ. М., 1959.
- Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965.
- Деньгин Ю. П. Следы оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас.— Изв. ГГО, 1930, т. 12, вып. 2.
- Думитрашко Н. В. К вопросу об оледенении Байкальской горной области (ответ на статью Яценко).— В кн.: Вопросы географии, 1950, сб. 21.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области, М., 1952. (Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 55).
- Думитрашко Н. В. Идеи Обручева В. А. о древнем темени Азии и происхождении Байкала. Их развитие и значение.— В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии, М., 1955.
- Дундо О. П. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна р. Великой, Л., 1959. (Тр. НИИГА, т. 105).
- Дьяков Б. Ф. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тагильского района Западной Камчатки, Л., 1957. (Тр. ВНИГРИ, вып. 102).
- Дэвис В. М. Геоморфологические очерки, М., 1962.
- Егизаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В кн.: Геология Корякского нагорья, М., 1963.
- Животовская А. И. О «бурых» глинах Южного Приморья и третично-четвертичной границе.— В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сибири и Д. Востока, М., 1956. (Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., геол. и полезн. ископ., вып. 1)
- Жузе А. П. Сопоставление результатов диатомового анализа отложений Охотского и Берингова морей.— ДАН СССР, 1954, т. 98, № 1.
- Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана, М., 1962.
- Заморуев В. В. Древнее оледенение Буркал-Шебетуйских гольцов (Южное Забайкалье).— Изв. Забайк. фил. Географ. о-ва СССР, т. 2, вып. 1, 1966а.
- Заморуев В. В. Основные проблемы древнего оледенения Забайкалья. В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1966б.
- Заморуев В. В. Некоторые вопросы палеогляциологии Забайкалья в эпоху позднечетвертичного оледенения.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1967, № 6.
- Заморуев В. В., Сей И. И. О древнем оледенении Верхне-Зейской депрессии и хребта Тукурингра-Джягды.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 6, 1963.
- Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В кн.: Океанологические исследования, № 3, М., 1961.
- Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна северо-восточной части Тихого океана, М., 1961. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 45).
- Золотарев А. Г. Следы древнего оледенения в бассейнах рек Малая Кункудери и Додыхта (восточная часть Северо-Байкальского нагорья).— В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. В. Сибири. Иркутск, 1958.
- Золотарев А. Г. Некоторые вопросы геологии и палеогеографических условий формирования кайнозойских отложений северных нагорий Байкальской горной области.— В кн.: Тез. докл. к Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода. Секция палеогеографии. Новосибирск, 1964.
- Зорин Ю. А., Сизиков А. И. Схема неотектоники Забайкалья (в пределах Читинской области).— Изв. Забайк. отд. Географ. о-ва СССР, 1965, т. I, № 1.
- Зубаков В. А. Ледниковая история Аляски в свете проблем геохронологии плейстоцена.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1965, № 3.
- Иваньков П. А. Оледенение Камчатки.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1958, № 2.
- Казакова Н. М. Некоторые данные о древнем оледенении Китая.— В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии, М., 1955.
- Канаев В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах, М., 1959. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32).
- Канаев В. Ф. Новые данные о рельефе дна западной части Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования, № 2, М., 1960.

Канаев В. Ф. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной гряды.— В кн.: Мат-лы совещ. по изуч. четверт. периода, т. I. М., 1961.

Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение донного рельефа дальневосточных морей. Таллин, 1961. (Тр. Ин-та геологии АН Эст. ССР, т. 8).

Каплин П. А. Фиордовые побережья Советского Союза. М., 1962.

Карлстром Т. Данные о четвертичном оледенении в северной части Тихого океана и планетарные изменения климата. М., 1965. (Тр. НИИГА, т. 143).

Карлстром Т. История оледенения Аляски и ее значение для теории палеоклимата.— В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., 1966.

Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. М., 1959.

Карташов И. П. Мощность аллювия и морфологические особенности террас как показатель неотектонических движений.— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. СВ СССР, вып. 14. Магадан, 1960.

Карташов И. П. Количество и возраст оледенений Северо-Востока СССР.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966.

Кашменская О. В., Хворостова З. М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей. Новосибирск, 1965.

Ким Су Ван. Очерки физической географии Кореи (автор. канд. дис.). МГУ, 1958.

Кобаяси Т. Современные вертикальные движения в Японии.— В кн.: Живая тектоника. М., 1957.

Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. Пер. с англ., М., 1959.

Кожемяка Н. Н. О высокой выровненной поверхности центральной части Срединного Камчатского хребта.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1963, № 4.

Козлов В. В., Артемов А. В. Аэрометоды при изучении новейшей тектоники Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.

Козловская С. Ф., Краснов И. И. Существуют ли поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье? — Изв. АН СССР, сер. географ., 1962, № 2.

Колбин М. Ф. О следах оледенения на Самурском хребте (Приморский край).— Сообщения ДВ фил. СО АН СССР, вып. 12. Владивосток, 1960.

Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М., 1947. (Тр. Горно-геол. управления ГУСМП, вып. 30).

Корина Н. А., Чичагов В. П. Остатки верхнемезозойского рельефа в Центральной Забайкалье.— В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. (Тезисы докладов). Уфа, 1966.

Корнилов Б. А. Геоморфологические районы юго-восточной окраины Алданского нагорья.— В кн.: V конференция молодых ученых Ин-та географии АН СССР. (Тезисы докладов). М., 1957.

Корнилов Б. А. О следах древнего оледенения в южной части Тимптоно-Учурского междуречья. М., 1959. (Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 78).

Корнутова Е. И. О древнем оледенении гор юга Забайкалья. Л., 1961. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64).

Корнутова Е. И., Хотина Е. Б. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии, вып. 6. М., 1967. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 145).

Корнутова Е. И., Хотина Е. Б., Заморюев В. В. Геоморфологическое строение Забайкалья.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей. Мат-лы Всес. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и ДВ, т. 2. Новосибирск, 1968.

Корсунская Г. В. Курильская островная дуга. М., 1958.

Красный Л. И. Схема структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— ДАН СССР, 1956, т. 107, № 1.

Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М., 1960.

Красный Л. И. Тектоника.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1966.

Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 3.

Кропоткин П. Н. Основные черты неотектоники Камчатки, Корякского хребта, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1965.

Крэг Б., Файлс Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады. М., 1965. (Тр. НИИГА, т. 143).

Куприна Н. П. Стратиграфия четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена Камчатки.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 1.

Куприна Н. П., Скиба Л. А. К палеогеографии верхнеплейстоценового межледниковья Камчатки.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1964.

Курушин Р. А., Павлов О. В., Хилько С. Д. Активизированные разломы.— В кн.: Живая тектоника, вулканизм и сейсмичность Станового нагорья. М., 1966а.

Курушин Р. А., Павлов О. В., Хилько С. Д. Главные неотектонические структуры.— Там же, 1966б.

Кушев С. Л. К геоморфологии Буреинского хребта и бассейнов рек Сулук и Бурей. М., 1934. (Тр. СОПС АН СССР, сер. дальневосточ., вып. 2).

Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. М., 1940. (Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 32).

Ладохин Н. П. О древнем оледенении Баргузинского хребта.— В кн.: Мат-лы по изуч. произв. сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 1. Улан-Удэ, 1954.

Ладохин Н. П. К вопросу о древнем оледенении Прибайкалья. Иркутск, 1959. (Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., вып. 2).

Ламакин В. В. К стратиграфии четвертичных отложений и истории растительности в Байкальской впадине.— В кн.: Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 3. М., 1961.

Ламакин В. В. Ледниковые отложения в береговой полосе Байкала.— Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, вып. 21. М., 1963.

Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., 1968. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 187).

Лапшин Л. И. О древнем оледенении Камчатки.— В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 1. Петропавловск-Камчатский, 1963.

Лебедева Л. Д. Основные факторы рельефообразования в золотоносных районах Охотско-Колымской области.— Науч. докл. высшей школы, геол.-географ. науки, 1959, № 1.

Лебедева Н. А. Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника западной части южного Приморья (Приханкайский район).— Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, вып. 13. М., 1957.

Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. Изд-во АН СССР, 1955.

Лисицын А. П., Удинцев Г. Б. О древних береговых линиях на дне моря.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 1. 1953.

Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., 1952.

Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 4.

Лунгерсгаузен Г. Ф. О геологическом возрасте Верхоянских гор (методы исследования и выводы).— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Казмин Ю. Б. Молодая тектоника восточной части Станового хребта. Там же.

Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала.— В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., 1964.

Лю Дун-шэнь, Хуан Вань-бо, Ван Тин-мэй. Неотектонические движения, проявленные в свите Саньмэнь.— Тр. первого совещ. по неотектонике Китая. М., 1960.

Максимов Е. В. Единый характер сокращения вюрмских ледников в горах Средней Азии, Восточной Сибири и Камчатки.— ДАН СССР, 1965, т. 164, № 3.

Максимов Е. В. Стадии отступления позднплейстоценового оледенения на Камчатке.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 4.

Малаева Е. М. Верхнеплиоценовые — плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии.— Автореф. дисс. М., 1965.

Малашин А. П. О тектоническом районировании Сахалина в свете данных геофизических исследований.— «Геол. и геофизика», Новосибирск, 1960, № 9.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Под ред. Я. С. Эдельштейна. М., 1948.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, № 1. М., 1958.

Медведев В. С. Некоторые черты строения и динамики западного побережья о. Сахалина. М., 1961. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 8).

Мелекесцев И. В., Краевая Т. С. Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке.— В кн.: Современный вулканизм, т. 1. М., 1966.

Мерклин Р. Л. и др. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 10.

Миллер Дж., Пейн Т. Г., Грик Д. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. М., 1961.

- Мирчинк С. Г. Кайнозойская история развития рельефа и формирования россыпных месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Мат-лы Второго геоморфол. совещ. М., 1959.
- Мирчинк С. Г., Шер С. Д. при участии Григорьевой А. И. Геология, геоморфология и золотоносные россыпи центральной части Баргузинской тайги. М., 1955. (Тр. НИГРИЗОлото).
- Мокроусов В. П. Геоморфология Камчатского полуострова.— В кн.: Геология СССР, т. 31, ч. 1. М., 1964.
- Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки.— В кн.: Мат-лы совещ. по разраб. унифици. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Командорских островов. М., 1961.
- Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР, т. 31, ч. 1. М., 1964.
- Мурзаева В. Э. О направлении стока пра-Амура и пра-Зей.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1964, № 5.
- Наймак А. А. Схема неотектоники крайнего Северо-Востока СССР.— ДАН СССР, 1966, т. 170, № 4.
- Наймак А. А. Основные моменты истории новейших тектонических движений на территории крайнего Северо-Востока СССР. В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.
- Наймак А. А., Резанов И. А., Зарудный Н. Н. Новейшая тектоника Северного Приохотья.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1963, т. 38 (4).
- Наймак А. А., Шер А. В. Основные моменты палеогеографии четвертичного периода на территории крайнего Северо-Востока СССР.— В кн.: Тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода. Новосибирск, 1964.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.
- Никольская В. В. Геоморфологическое районирование Дальнего Востока. М., 1961а. (Оргкомитет Конфер. по разведке производит. сил Д. Востока).
- Никольская В. В. О роли древнего оледенения в перестройке гидрографической сети бассейна верхней Зей.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1961б, № 1.
- Никольская В. В., Чичагов В. П. Древние перигляциальные явления в бассейне Амура. В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., 1962.
- Никольская В. В., Щербаков И. Н. Признаки древнего оледенения хребта Тукурингра-Джагды.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1956, № 2.
- Никольский В. М. Стратиграфия Курильских островов.— В кн.: Совещ. по разраб. унифици. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, 25/V—4/VI 1959 г. Л., 1959.
- Никонова Р. И. и др. К вопросу о геоморфологии и неотектонике Северо-Восточной Кореи.— «Геол. и геофизика». Новосибирск, 1962, № 4.
- Никонова Р. И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М., 1966.
- Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода. М., 1931, № 3.
- Обручев С. В. Древнее оледенение и четвертичная история Чукотского округа.— Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., 1939, № 2.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. Особенности геоморфологии Среднего хребта Камчатки и его геоморфологическое районирование.— В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., 1965.
- Олюнин В. Н. Некоторые вопросы геоморфологии Камчатки, связанные с геоморфологическим районированием.— В кн.: Природные условия и районирование Камчатской области. М., 1963а.
- Олюнин В. Н. Основные особенности геоморфологического строения Хамар-Дабана и южного побережья Байкала.— Зап. Забайк. отд. Географ. о-ва СССР, вып. 22. Чита, 1963б.
- Олюнин В. Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1965, № 1.
- Основы тектоники Китая. Перев. с китайск. под ред. Н. В. Тупицына. М., 1962.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М., 1948. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99, № 31).
- Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. М., 1955.
- Панасенко В. И. Вопросы истории формирования хребта Джагды в связи с поисками россыпного золота.— В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966.
- Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова.— Бюл. МОИП, 1963, № 28.
- Петров О. М. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде. М., 1965. (Тр. НИИГА, т. 143).

- Петрушевский Б. А., Резанов И. А. О некоторых особенностях новейших тектонических движений Верхоянско-Колымской области.— ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области.— «Сов. геология», 1938, № 6.
- Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина. Л., 1956. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99).
- Подкаминер О. С. Строение Южно-Тукурингского разлома в районе проектируемой Зейской ГЭС.— Информ. сб. ЛенГИДЭП, № 8. Л., 1959.
- Поздняков А. В., Зарембский Е. П. Палеогеоморфологические условия формирования золотосысыпных россыпей в бассейнах рек Ула Орельского и Бекчи (Нижнее Приамурье).— В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966.
- Постоленко Г. А. Древние денудационные и аккумулятивные уровни Юго-Восточного Забайкалья.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., 1964.
- Преображенский В. С. Современное оледенение гор северо-востока Азии.— В кн.: XIX Междунар. географ. конгресс в Стокгольме. М., 1961.
- Ратновский И. И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Л., 1960. (Тр. ВНИГРИ, вып. 146).
- Региональная стратиграфия Китая. Вып. 2. М., 1963.
- Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., 1964.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., 1962.
- Резанов И. А., Кочетков В. М. Новейшая тектоника и сейсмическое районирование Северо-Востока СССР.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 12.
- Резанов И. А., Мелекесцев И. В. Этапы развития рельефа и новейшей тектоники бассейна верхнего течения Колымы.— В кн.: Мат-лы по региональной тектонике СССР. М., 1964.
- Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана.— МГК, XXII сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16. Геология дна океанов и морей. М., 1964.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., 1962а.
- Рудич Е. М. Современные движения Сахалина.— ДАН СССР, т. 141, № 2. М., 1962б.
- Рудич Е. М., Скиба С. И. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина.— Вестн. МГУ, сер. геол.-географ., 1959, № 3.
- Саврасов Н. П. О следах древнего оледенения в южной части Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы географии Д. Востока, сб. 1. Хабаровск, 1949.
- Садовский А. И. История геологического развития и тектоническое строение Аюкского мегантиклинория. «Сов. геология», М., 1965, № 3.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л., 1948. (Тр. Арктич. НИИ, т. 201).
- Сакс В. Н., Лапина Н. Н. Новые данные по истории геологического развития Северного Ледовитого океана.— В кн.: Мат-лы по Арктике и Антарктике, вып. 1. Л., 1961.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., 1967.
- Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина.— В кн.: Сб. ст. по геол. и гидрогеол., вып. 5. М., 1965.
- Святловский А. Е. Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Камчатской островной гряды. В сб.: Молодой вулканизм СССР. М., 1958. (Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13).
- Святловский А. Е. Атлас вулканов СССР. М., 1959.
- Святловский А. Е. Тектоника и четвертичный вулканизм Камчатки. М., 1961.
- Сей И. И. Материалы по стратиграфии рыхлых отложений Верхне-Зейской депрессии.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25, Л., 1960.
- Синюгина Е. Я. О четвертичных отложениях бассейна р. Бодайбо. М., 1960. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 30).
- Смехов Е. М. Геологическое строение о. Сахалина и его нефтегазоносность. Л.—М., 1953.
- Смехов Е. М., Дьяков Б. Ф. О проявлениях альпийской складчатости на Сахалине и Камчатке.— «Сов. геология», 1940, № 11.
- Соловьев В. В. Коры выветривания базальтов Южного Приморья.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15. Л., 1959.
- Соловьев В. В. Четвертичное оледенение о-ва Сахалина.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 29. Л., 1960.
- Соловьев В. В. Геоморфологическое строение о. Сахалина.— В кн.: Мат-лы по четверт. геол. и геоморф. СССР, 1961а, вып. 3. (Мат-лы ВСЕГЕИ).
- Соловьев В. В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в Южном Приморье.— В кн.: Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Д. Востока. Л., 1961б. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64).
- Соловьев В. В. Морские четвертичные отложения Приморского края. Л., 1963. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 90).

Соловьев В. В. Проблема четвертичного оледенения Сихотэ-Алиня и Сахалина.— В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Д. Востока. Географ. о-во СССР, вып. 1. Л., 1964.

Соловьев С. Л. Сейсмичность Сахалина и ее связь с неотектоническим развитием острова.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.

Спрингис К. Я. Некоторые признаки проявления новейших тектонических движений в Верхоянско-Колымской складчатой области.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961.

Спрингис К. Я. О формах структур, создаваемых новейшими тектоническими движениями.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964.

Степанов О. А. Опыт применения палеогеоморфологических исследований в Приамурской части Малого Хингана.— В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966.

Стрелков С. А. О двух принципиальных направлениях в геоморфологическом картировании и о понятии общих геоморфологических карт.— «Геол. и геофизика», 1960, № 5.

Тектоника Евразии (Объяснит. зап. к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). М., 1966.

Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания Алдано-Олекминского междуречья (Южная Якутия).— Землеведение, нов. сер. 1963, т. (46).

Тихонов В. И. Тектоника Южной Камчатки по новым данным геологии, геофизики и батиметрии.— Бюл. МОИП, т. 65, отд. геол., М., 1960, т. 35, вып. 3.

Треварта Г. Япония. ИЛ, 1949.

Труды первого совещания по неотектонике Китая. М., 1960.

Трушков Ю. Н. Основные черты геологии колымских россыпей.— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. СВ СССР, вып. 4. Магадан, 1949.

Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. М., 1955. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 12).

Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. М., 1957. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22).

Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— «Океанология», 1961, т. 1, вып. 3.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океанов.— Вестн. АН СССР, 1966, № 9.

Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., 1961.

Уфимцев Г. Ф. и др. Характер проявления неотектоники в различных структурно-фациальных зонах Центрального Забайкалья.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.

Фаворская М. А. и др. Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., 1965.

Федорченко В. И., Шилов В. Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Курильских остров.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966.

Физико-географический атлас мира. М., 1964 (Тр. ГУГК).

Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., 1963.

Флинт Р. Ф. Характеристика висконсинского яруса плейстоцена центральной части Северной Америки. М., 1965. (Тр. НИИГА, т. 143).

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., 1960. (Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. 19).

Флоренсов Н. А., Олюнин В. Н. Рельеф и геологическое строение.— В кн.: Предбайкалье и Забайкалье. М., 1965.

Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк о-ва Карагинского. М.—Л., 1941. (Тр. Камчат. компл. эксп. 1936—1937 гг., вып. 3).

Хворостова З. М. Четвертичное оледенение горной части бассейнов рек Колымы и Индигирки.— В кн.: Тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, сентябрь, 1964, секция палеогеографии. Новосибирск, 1964.

Хотина Е. Б. Основные черты неотектоники Западного Забайкалья.— Изв. Забайк. фил. Географ. о-ва СССР, 1966, т. 2, вып. 4.

Хуан Цзи-цин. Некоторые типы молодых тектонических движений Китая. М., 1960. (Тр. Первого совещ. по неотектонике Китая).

Худяков Г. И. О современных блоковых движениях в центральной части хребта Ям-Алинь.— В кн.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Д. Востока. Владивосток, 1965.

Худяков Г. И. Палеогеоморфология поверхностей выравнивания в южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии (тезисы докладов VI пленума ГК ОНЗ АН СССР). Уфа, 1966.

- Худяков Г. И. Основные черты геоморфотектоники южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., 1968.
- Худяков Г. И., Кулаков А. П., Короткий А. М. Основные закономерности формирования гидросети Приморья и Приамурья.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Чемяков Ю. Ф. Особенности четвертичного оледенения хребта Сихотэ-Алиня.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., 1955.
- Чемяков Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря.— Изв. ВГО, 1957, т. 89, № 3.
- Чемяков Ю. Ф. Основные этапы развития рельефа Приамурья и Западного Прихотья. Мат-лы второго геоморфологического совещания. М., 1959а. (ОГГН АН СССР).
- Чемяков Ю. Ф. Следы древнейшего оледенения на Дальнем Востоке.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959б, № 15.
- Чемяков Ю. Ф. Четвертичные оледенения муссонной области Дальнего Востока СССР.— ДАН СССР, 1959в, т. 127, № 2.
- Чемяков Ю. Ф. Древние оледенения Дальнего Востока СССР.— В кн.: Мат-лы по четверт. геологии и геоморфол. СССР, вып. 3. Л., 1960. (ОНТИ ВСЕГЕИ).
- Чемяков Ю. Ф. Неотектоника Дальнего Востока СССР.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961а.
- Чемяков Ю. Ф. Неотектоника Приамурья и смежных территорий (Дальний Восток СССР).— ДАН СССР, 1961б, т. 137, № 3.
- Чемяков Ю. Ф. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.— В кн.: Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л., 1961в. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 64).
- Чемяков Ю. Ф. Снеговая линия последнего верхнечетвертичного оледенения на юге Дальнего Востока СССР.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1961г, № 6.
- Чемяков Ю. Ф. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока СССР.— В кн.: Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 3. М., 1961д.
- Чемяков Ю. Ф. Четвертичные отложения и основные фазы развития растительности Дальнего Востока СССР.— В кн.: Мат-лы по четверт. геол. и геоморф. СССР, вып. 4. М., 1961е. (Тр. ВСЕГЕИ).
- Чемяков Ю. Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей и северной части Тихого океана. Таллин, 1961ж. (Тр. Ин-та геологии АН Эст. ССР, VIII).
- Чемяков Ю. Ф. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока СССР. Л., 1963. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 90).
- Чемяков Ю. Ф. Геоморфологические циклы.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1964а, № 4.
- Чемяков Ю. Ф. Значение археологических находок для стратиграфии голоцена Приамурья и Сихотэ-Алиня. (Дальний Восток СССР).— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. Востока СССР. Л., 1964б. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 107).
- Чемяков Ю. Ф. История развития речной сети в бассейне р. Амура.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 1. 1964в.
- Чемяков Ю. Ф. Происхождение и развитие поверхностей денудационного выравнивания в складчатых областях.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., 1964г.
- Чемяков Ю. Ф. Базисы денудации и аккумуляции.— В кн. Мат-лы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений», вып. 2. Л., 1965а (Тр. ВСЕГЕИ).
- Чемяков Ю. Ф. Геоморфологические циклы геосинклинальных, складчатых, платформенных областей и областей эпиплатформенного орогенеза. Там же. 1965б.
- Чемяков Ю. Ф. Геоморфологические циклы (на примере Сибири и Дальнего Востока).— В кн. Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, 1967.
- Чемяков Ю. Ф. Базисы денудации и аккумуляции.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 1.
- Чемяков Ю. Ф. Интерпретация структурных несогласий и стратиграфических перерывов при палеогеоморфологических исследованиях.— В кн. Проблемы палеогеоморфологии. М., 1970.
- Чжан Вень-ю. Х-образные системы разломов в Китае и их связь с неотектоническими движениями.— В кн.: Труды первого совещания по неотектонике Китая. М., 1960.
- Чичагов В. П. Опыт определения генезиса рыхлых отложений по морфологии песчаных зерен.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1959, № 1.
- Чичагов В. В. Геоморфология и палеогеография равнин юго-восточного Забайкалья и сопредельных территорий Китая и Монголии. В кн.: Тезисы докл. Совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Д. Востока (V пленум геоморф. комис.). Новосибирск, 1965.
- Чичагов В. П., Корина Н. А. О предгорном типе оледенения Центрального Забайкалья.— Изв. Забайк. отд. Географ. о-ва СССР, 1965, т. 1, вып. 4.

- Шевченко В. К. Влияние разрывных нарушений на формирование рельефа Нижнего Приамурья.— В кн.: Мат-лы по региональной тектонике СССР. М., 1964.
- Шевченко В. К. Древнее оледенение хребтов Дуссе-Алинь, Ям-Алинь и Тыльский.— В кн.: Сб. ст. по геол. и гидрогеол., вып. 5. М., 1965.
- Щербатов А. В. Геологические исследования по маршруту с. Кирганик — с. Халактырка. М., 1941. (Труды Камчатской комплексной экспедиции АН СССР 1936—1937 гг., вып. 3).
- Шило Н. А. Этапы формирования отложений молодых впадин Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Магадан, 1957. (Тр. ВНИИ-1, вып. 25).
- Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока и их влияние на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса. Магадан, 1959. (Тр. Всес. НИИЗолота и редких металлов, вып. 63).
- Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Магадан, 1961. (Тр. ВНИИ-1, вып. 66).
- Шило Н. А., Орлова З. В. Верхне-Нерская впадина и возраст ее отложений.— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. СВ СССР, вып. 12. Магадан, 1958.
- Эдельштейн Я. С. Северный и средний Сихотэ-Алинь.— Изв. импер. Русск. географ. ова. СПб., 1905, вып. 2.
- Эльянов М. Д. Опыт изучения проявлений неотектоники в долине р. Индигирки геолого-геоморфологическими методами.— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. СВ СССР, вып. 12. Магадан, 1958.
- Эльянов М. Д. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы и Индигирки.— В кн.: Тр. Межведомств. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. схем СВ СССР. Магадан, 1959.
- Эмилиани Ч. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций.— В кн.: Солнечная активность и изменение климата. Л., 1966.
- Ян Цинь-шан. Ледниковый рельеф в районе Большого Хингана.— В кн.: Вопросы географии, сб. 35. М., 1954.
- Varnes F. F. Cook inlet — Susitna lowland.— In: Landscapes of Alaska, Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958a.
- Varnes F. F. Talkeetna mountains.— In: Landscapes of Alaska, Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958b.
- Black R. F. Copper river plateau.— In: Landscapes of Alaska, Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958a.
- Black R. F. Lowlands and plains of interior and western Alaska.— In: Landscapes of Alaska, Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958b.
- Black R. F. Wrangell mountains.— In: Landscapes of Alaska, Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958c.
- Blanchard R. L. Uranium decay series disequilibrium in age determination of marine calcium carbonates. A dissertation. S. Louis, Washington Univ., 1963.
- Bubnoff S. Die Tektonik Japans und der Bau des pazifischen Raumes von Ostasien.— Naturwissenschaften, 1942, 30, H. 38/39.
- Cady W. M. e. a. The central Kuskokwim region, Alaska.— Washington, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1955, 268.
- Capps S. R. Glaciation in Alaska.— Washington, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1932, 170.
- Chapman R. M. Interior highlands of eastern Alaska.— In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Chiu S. W., Liu H. H., Wang C. M. Preliminary notes on Quaternary glaciation in Tongmoushan, Liaotung.— Geogr. Knowledge, 1959, 12, (in Chinese).
- Coats R. R. Geology of northern Canada island, Alaska.— Washington, U. S. Government Printing Office, Geol. Surv. Bull., 1956a, 1028-D.
- Coats R. R. Reconnaissance geology of some western Aleutian islands, Alaska.— Washington, U. S. Government Printing Office, Geol. Surv. Bull., 1956b, 1028-E.
- Cockfield W. E. Sixtymile and Ladue rivers area, Yukon.— Ottawa, Canad. Geol. Surv. Memoir, 1921, 123.
- Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Quaternary paleomagnetic stratigraphy.— In: The Quaternary of the United States. Princeton, Princeton Univ. Press, 1965.
- Dawson G. Geological notes on some of the coasts and islands of Bering sea and vicinity.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1894, vol. 5.
- Deep sea drilling project: a summary.— Geotimes, 1969, vol. 14, № 10.
- Denton G. H., Stuiver M. Neoglacial chronology, north-eastern St. Elias mountains, Canada.— Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, № 8.
- Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, vol. 200, № 4779.
- Dreimanis A. Wisconsin stratigraphy at Port Talbot on the north shore of lake Erie, Ontario.— Ohio J. Sci., 1958, vol. 58.
- Fenneman N. M. Physiography of the western United States. N. Y., McGraw-Hill Book Co., 1931.

- Flint G. M. Islands of the Bering sea.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Fraser G. D., Snyder G. L. Geology of southern Adak island and Kagalaska island, Alaska.—Washington, U. S. Government Printing Office, Geol. Surv. Bull., 1959, 1028-M.
- Fukai S. The formation on high erosion surfaces in the north Japanese Alps and their geomorphological development. 1964.
- Geology and mineral resources of Japan, Tokyo, 1956.
- Gryc G. Arctic slope.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles, Univ. Calif. Press, 1958a.
- Gryc G. Brooks range.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958b.
- Hall R. B., Watanabe A. Landforms of Japan.—Michigan Acad. Sci. Papers, 1933, 18.
- Hamilton W. Origin of the gulf of California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, № 9.
- Hanzawa S. Topography and geology of the Riukiu islands.—Tokyo, Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 1935, vol. 17, ser. 2.
- Hatori K. e. a. Quaternary tectonic map of Japan.—Sokuchi gakkaiishi. J. Geol. Soc. Japan, 1964, vol. 10, № 3—4.
- Hess H., Maxwell J. C. Major structural features of the south-west Pacific: a preliminary interpretation of H. O. 5484, bathymetric chart, New Guinea to New Zealand.—Proc. 7th Pacific Sci. Congr., New Zealand, 1953, 2.
- Hess H. H. History of the ocean basins.—In: Petrologic studies. A volume in Honor of A. F. Buddington, ed. by A. E. J. Engle, H. L. James and B. L. Leonard. N. Y., Geol. Soc. Amer., 1962.
- Heusser C. J. Late Pleistocene environments of north Pacific America.—Amer. Geogr. Soc., spec. publ., 1960, № 35.
- Hicks Sreacy D., Shofnos W. The determination of land emergence from sea level observations in south-east Alaska.—J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, № 14 or Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, vol. 46, № 1.
- Hopkins D. M. Cenozoic history of the Bering land bridge.—Science, 1959a, vol. 129, № 3362.
- Hopkins D. M. History of Imuruk lake, Seward peninsula, Alaska.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1959b, vol. 70, № 8.
- Hopkins D. M., Mac Neil F. A. A marine fauna probably of Late Pliocene age near Kivalina, Alaska.—Washington, Geol. Surv., Prof. Paper, 1960, 2400-B.
- Hopkins D. M., Mac Neil F. S., Leopold E. L. The coastal plain at Nome, Alaska: a Late Cenozoic type section for the Bering strait region.—In: Int. Geol. Congr., Report of XXI sess., Norden, pt. 4, Copenh., 1960.
- Hopkins D. M. e. a. Quaternary correlations across Bering strait.—Science, 1965, vol. 147, № 3662.
- Hopkins J. P., Hopkins D. M. Seward peninsula.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Imamura G. Past glaciers and the present topography of the Japanese Alps.—Sci. Rep., Tokyo Bunrika Daigaku, 1937, sect. C, vol. 2, № 7.
- Imamura G., Sekiguti T. Elevated shorelines and precise levelings in determining the gradients of crustal deformation.—Tokyo, Bull. Earth. Res. Inst., Tokyo Imp. Univ., 1939, vol. 17.
- Imamura G. The eustatic theory in the northern Hemisphere.—Wellington, Proc. 7th Pacific Sci. Assoc., 1949, vol. 2, 1953.
- Inoue E. Land deformation in Japan.—Bull. Geogr. Surv. Inst., 1960, 6, pt. 2—3.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.—J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, № 18.
- Kanto loam research group. On the geological age of the Hanaizumi Bed, mammalian deposits of the glacial age, north-east Japan.—Earth Science (J. Assoc. Geol. Collabor. Japan), 1961a, № 53.
- Kanto loam research group. The Kanto loam and the Quaternary chronology of the Kanto district, Japan.—Earth Science (J. Assoc. Geol. Collabor. in Japan), 1961b, № 54.
- King L. C. Canons of landscape evolution.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, № 7.
- Kobayashi K. e. a. Glacial and postglacial deposits in some cirques of central Japan Alps, with reference to their historical significance.—J. Geol. Soc. Japan, 1957, vol. 63, № 736.
- Kobayashi K. Problems of Late Pleistocene history of central Japan.—Geol. Soc. Amer., 1965, Spec. Paper No 84.
- Kobayashi T. Geological structure of Shikoku island, typical of the outer zone of south-west Japan.—Wellington, Proc. 7th Pacific Sci. Congr., 1953, 2.
- Kobayashi T. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands.—J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 1941, sec. 2, vol. 5, pt. 7.

- Kobayashi T. The insular arc of Japan, its hinter basin and linking with the Peri-Tungshai arc.—Proc. 8th Pacific Congr., 1956, 2-A.
- Koto B. An orographic sketch of Korea.—J. Sci. Coll. Imp. Univ. Tokyo, 1903, vol. 19, pt. 1.
- Kozarski S. Fossil congelifluction covers in the northern part of Lushan (Central China).—Bull. Acad. Polonaise Sci., 1960, sér. géol., géogr., vol. 8.
- Kozarski S. Problem of pleistocene glaciations in the mountains of east China.—Z. Geomorphol., 1963, 7, № 1.
- Kuo W. K., Yeh C. C. Preliminary note on the Quaternary glaciation in north-eastern Yunnan.—Bull. Geol. Soc. China, 1944, vol. 24.
- Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press. 1958, vol. 1, pt. 4, Geology and geography.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.—J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, № 12.
- Li C. S., Kuo L. C. Notes on glacial features from Kangting to Taofu, western Szechuan.—Geol. Review, 1939, vol. 1 (in Chinese).
- Li C. S. e. a. Quaternary glacial remnants on the eastern flank of the southern part of Lungmenschan and its foreland, NW Szechuan (in Chinese, msc), 1961.
- Makiyama J. The occurrence of *Elephas trogontherii* in Japan.—J. Geol. and Geogr., 1924, vol. 3, № 2.
- Makiyama J. Boundary of the Pliocene and Pleistocene deposits in Japan.—Proc. 3rd Pan-Pacific Congr., 1928, vol. 2.
- Mertie J. B., Jr. Mountain building in Alaska.—Amer. J. Sci., 1930, 220.
- Miller D. J. Late Cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton island, Alaska.—J. Geol., 1953, vol. 61.
- Miller D. J. Gulf of Alaska area.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Moffit F. N. Geology of the Nome and Grand Central quadrangles Alaska.—U. S. Geol. Surv., 1913, bull. 553.
- Nakano T. The transgression of Early Alluvial age of Japan.—Actes IV Congr. Intern. Quatern., Rome-Pise, Août—Sept., 1953, 2, 1956.
- Nelson W. H. Geology of Segula, Davidof and Khvostof islands, Alaska.—Geol. Surv. Bull., 1959, 1028-K (U. S. Government Printing Office).
- Ogawa T. On the Pleistocene glaciation of central Japan.—Tokyo, Proc. Imp. Acad., 1932, vol. 8, № 1.
- Ogawa T. On a type of glacial topography in the northern foothills of Tateshinayama, Shinana province.—Tokyo, Proc. Imp. Acad., 1933, vol. 9, № 5.
- Porter S. C. Multiple glaciation of Chagvan bay area, south-western Alaska.—Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 1955, № 82.
- Powers H. A. Alaska peninsula—Aleutian islands.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Powers H. A., Coats R. R., Nelson W. H. Geology and submarine physiography of Amchitka island, Alaska.—Geol. Surv., 1960, bull. 1028-P. (U. S. Government Printing Office).
- Raff A. D. Further magnetic measurements along the Murray fault.—J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, № 1.
- Reed J. C. South-eastern Alaska.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Reed J. C., Williams H. Introduction.—In: Landscapes of Alaska. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Rosholt J. N. e. a. Absolute dating of deep sea cores by the Pa ²³¹/Th²³⁰ method.—J. Geol., 1961, vol. 69, № 2.
- Sadako T. Palynological studies of the Pleistocene sediments of Ipponisugi in the northern part of Sendai city, Japan.—Sci. Papers Tohoku Univ., 1962, ser. 2, spec. vol., № 5.
- Sakaguchi V. The crustal movement of Hokkaido in the latest.—Geogr. Rev. Japan (Chirigaku—Hyoron), 1959, vol. 32, № 8.
- Sasa Y. Geomorphology of the Japanese high mountains (3rd report), glaciated topography in the Hidaka mountain range, Hokkaido.—Tokyo, Proc. Imp. Acad., 1934, vol. 10, № 4.
- Sasa Y. Geomorphology of the Japanese high mountains (9th report), glacial topography in the Niitaka massif, Taiwan (Formosa).—Tokyo, Proc. Imp. Acad., 1936, vol. 12, № 1.
- Sasa Y., Tanaka K. Glaciated topography in the Kanbo massif, Tyosen (Korea).—J. Faculty Sci., Hokkaido Imp. Univ., 1938, ser. 4, vol. 4, № 1—2.
- Schrader F. C. A reconnaissance in northern Alaska in 1901.—Washington, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1904, 20.
- Schwind M. The extension of the Diluvial glaciers in the Japanese North Alps.—J. Geol. Soc. Japan, 1936, vol. 43.
- Shikama T. On the chronology of the Japanese Quaternary.—Actes du IV Congr. Int. Quaternaria, Rome—Pise, 1953, 2, Rome, 1956.

- Smith P. S., Mertie J. B. Geology and mineral resources of north-western Alaska.— Washington, U. S. Geol. Surv., 1930, bull. 815.
- Snyder G. L. Ocean floor structures north-eastern Rat islands, Alaska.— Washington, U. S. Geol. Surv., 1959, bull. 1028-G (U. S. Government Printing Office).
- Spencer A. C. Pacific mountain system in British Columbia and Alaska.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1903, vol. 14.
- Sun T. C., Hsu Y. C. Preliminary notes on Quaternary glaciation in Kwangsi.— Geol. Review, 1945, vol. 9 (in Chinese).
- Sun Tien-ching, Yang Huai-jen. The Great ice age glaciation in China.— Report Vith Int. Congr. Quaternary, Warsaw, 1961, vol. 3, Łódz, 1963.
- Takai F., Matsumoto T., Toriyama R. Geology of Japan.— Tokyo, Univ. Tokyo Press, 1963.
- The geologic development of the Japanese islands. Tokyo, 1957.
- Thomas C. W. Lithology and zoology of an Antarctic ocean bottom core.— Deep sea research, 1959, vol. 6, № 1.
- Thornbury W. D. Regional geomorphology of the United States. N. Y., John Wiley and Sons, 1965.
- Tokiniko M. Crustal deformation and igneous activity in the south Fossa Magna, Japan.— In: The crust of the Pacific basin. Geophys. monogr., No 6 (10 Pacific Sci. Congr., Honolulu, 1961), 1962.
- Tsuboi Ch. Deformations of the earth's crust as disclosed by geodetic measurements.— *Ergebn. kosmisch. Physic*, vol. 4, 1939.
- Vine F. J. Spreading of the ocean floor: new evidence.— *Science*, 1966, vol. 154, No 3755.
- Vine F. J., Wilson J. T. Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver island.— *Science*, 1965, vol. 150, No 3695.
- Wahrhaftig C. Physiographic history of southern Alaska; a hypothesis.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1950, vol. 61.
- Wahrhaftig C. The Alaska range.— In: *Landscapes of Alaska*. Berkeley and Los Angeles. Univ. Calif. Press, 1958.
- Wahrhaftig C. Physiographic divisions of Alaska.— Washington, U. S. Geol. Surv., 1965, Prof. Paper 482 (U. S. Government Printing Office).
- Wang C. Y. Vestiges of Quaternary ice action in Naomeishan, W. Szechuan.— *Science. Acad. Sinica*, vol. 2 (in Chinese), 1951.
- Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.— *Nature*, 1965, vol. 207, № 4995.
- Yabe H. Geological age of the latest continental stage of the Japanese islands.— Tokyo, Proc. Imp. Acad. Japan, V, 1929.
- Yabe H., Tayma R. Bottom relief of the seas bordering the Japanese islands and Korean peninsula.— *Bull. Earth. Res. Inst.*, 1934, vol. 12, № 3.
- Yang H. J. Glacial features along the Nome river, eastern slope of the Great Khingan range.— *Bull. Nanking Univ.*, 1955, № 1 (in Chinese).
- Yang H. J., Yang S. Y. Periglacial features in Lower Yangtze valley.— *Acta Quatern. Sinica* (in Chinese), 1958, № 1.
- Yen C. S. Glacial features in the Great Khingan range.— *Acta Geol. Sinica*, 1950, vol. 32 (in Chinese).
- Yoshikawa T. Continental shelves around the Japanese islands.— *Actes IV Congr. Int. Quatern.*, Rome—Pise, Aout—Sept., 1953, 2, 1956.
- Yoshikawa T., Kaizuka S., Ota Y. Crustal movement in the Late Quaternary related with coastal terraces on the south-east coast of Shikoku, south-western Japan.— *Sokuchi gakkaiishi, J. Geol. Soc. Japan*, 1964, vol. 10, № 3—4.
- Yuan P. L. Some Pleistocene glacio-fluvial deposits in Sikang.— *Sci. Report Tsinghua Univ.*, 1941.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
Предисловие к I—IV томам (<i>Л. И. Красный</i>)	5
Введение (<i>Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемяков</i>)	9
Глава I. Основные черты геоморфологического строения (<i>Г. С. Ганешин</i>)	11
Рельеф суши	13
Горы и нагорья	—
Равнины и плато	22
Берега морей	25
Рельеф дна окраинных морей Тихого океана и прилегающей части Северного Ледовитого океана	28
Окраинные моря Тихого океана	—
Море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря	30
Глава II. Неотектоника и рельеф (<i>Ю. Ф. Чемяков</i>)	32
Северо-Восток	—
Дальний Восток	35
Забайкалье	39
Северо-Китайская и Восточно-Китайская равнины и их горное окружение	42
Корейский полуостров	44
Курило-Камчатская область	45
Корякское нагорье	—
Камчатка	47
Курильские острова	48
Сахалин	50
Японские острова	51
Аляска	53
Интенсивность вертикальных движений	55
Проблема горизонтальных движений	58
Основные выводы	62
Глава III. Проблема поверхностей денудационного выравнивания (<i>Ю. Ф. Чемяков</i>)	66
Северо-Восток	67
Дальний Восток	68
Забайкалье	71
Гоби, Большой Хинган и Восточно-Маньчжурские горы	72
Корейский полуостров	73
Курило-Камчатская область	—
Сахалин	74
Японские острова	75
Аляска	76
Основные выводы	77
Глава IV. Закономерности в развитии речной сети (<i>Г. С. Ганешин</i>)	82
Зависимость речной сети от геологического строения и тектоники	—
Значение вулканических явлений в развитии речной сети	84
Особенности древней речной сети	85
Роль речных перехватов	86
Заключение	90
Глава V. Проблемы четвертичного оледенения (<i>Ю. Ф. Чемяков</i>)	93
Северо-Восток	—
Дальний Восток	96
Курило-Камчатская область	104
Сахалин	109
Забайкалье	110

	С.
Корейский полуостров	111
Большой Хинган, Восточно-Маньчжурские горы, бассейны рек Хуанхэ и Янцзы	112
Японские острова	115
Северная Америка	117
Снеговая линия древних оледенений	122
Абсолютный возраст ледниковых эпох	124
Метахронны или синхронны ледниковые эпохи?	128
Соотношение оледенений и трансгрессий	—
Глава VI. История развития рельефа (Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, Г. С. Ганешин, Е. И. Корнутова, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков)	130
Позднеплиоцен-раннечетвертичное время	—
Раннечетвертичное время	131
Прибайкалье и Забайкалье	—
Северо-Восток	133
Дальний Восток	134
Первая половина раннечетвертичного времени	—
Вторая половина раннечетвертичного времени	137
Восточно-Маньчжурские горы, Большой Хинган и смежные равнины	140
Камчатка	—
Сахалин	141
Курильские острова	142
Японские острова	143
Аляска	144
Среднечетвертичное время	—
Прибайкалье и Забайкалье	—
Северо-Восток	145
Дальний Восток	148
Первое среднечетвертичное межледниковье	—
Первое среднечетвертичное ледниковье	149
Второе среднечетвертичное межледниковье	150
Второе среднечетвертичное ледниковье	151
Большой Хинган, Восточно-Маньчжурские горы и смежные равнины	—
Камчатка, Курильские острова, Сахалин	—
Японские острова	152
Аляска	153
Позднечетвертичное время	—
Прибайкалье и Забайкалье	—
Северо-Восток	156
Дальний Восток	160
Первое позднечетвертичное межледниковье	—
Первое позднечетвертичное ледниковье	161
Второе позднечетвертичное межледниковье	162
Второе позднечетвертичное ледниковье	163
Большой Хинган, Восточно-Маньчжурские горы и смежные равнины	164
Камчатка, Курильские острова и Сахалин	—
Первая половина позднечетвертичного времени	—
Вторая половина позднечетвертичного времени	165
Японские острова	166
Аляска	167
Голоцен	—
Заключение (Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемяков)	170
Литература	172

Министерство геологии СССР
Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т

*Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, Г. С. Ганешин, Е. И. Корнутова,
В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков*

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Том I

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Редакторы издательства *М. И. Федотова* и *Г. М. Рагина*

Переплет художника *И. Г. Школьникова*

Технический редактор *А. Б. Ящуржинская*

Корректор *М. И. Витис*

Сдано в набор 6/IV 1972 г. Подписано к печати 22/VIII 1972 г.
М-38207. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 11³/₄+2 вкл.
Усл. л. 17,5. Уч.-изд. л. 17,72. Тираж 1000 экз.
Заказ № 322/782. Цена 2 р. 12 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская картфабрика ВАГТ.

2 p. / 2 r.

376

HEIPN-1972