

Морфоструктура
и морфоскульптура

платформенных
равнин СССР
и
дна омывающих его
морей



• Наука •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

5389

Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР И дна омывающих его морей

Ответственные редакторы

академик И. П. ГЕРАСИМОВ

доктор географических наук А. А. АСЕЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1986



Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих морей. М.: Наука, 1986. — 192 с.

В книге дается монографическое описание рельефа платформенных равнин суши и дна морей на основе их картографирования методом отдельного показа морфоструктуры и морфоскульптуры. Книга комментирует впервые созданную в СССР Геоморфологическую карту СССР масштаба 1:2,5 млн.

Табл. 2. Ил. 11. Библиогр. 231 назв.

Рецензенты:

А. И. Спиридонов, Д. А. Тимофеев

ПРЕДИСЛОВИЕ

Широкое развитие в СССР геоморфологических исследований, быстрое накопление новых сведений приводят к необходимости периодического картографирования и монографического обобщения всех новейших данных. Поэтому уже через 15 лет после издания (в 1961 г.) первых обзорных геоморфологических карт СССР масштаба 1:4 млн и 1:5 млн неотложной задачей геоморфологов стало создание новой обзорной карты укрупненного масштаба с использованием при ее составлении морфоструктурно-морфоскульптурного метода картографирования, основой которого являются теоретические разработки И. П. Герасимова (1946, 1959)¹.

Составление такой карты было завершено в 1980 г. Благодаря более крупному масштабу (1:2,5 млн) и применению указанного метода картографирования она обладает повышенной информативностью по сравнению с ранее изданными картами. В ее создании участвовал большой коллектив геоморфологов разных учреждений и ведомств, обеспечивший обобщение всех новейших результатов изучения рельефа СССР, берегов и дна омывающих его территорию морей. Их работа объединялась и координировалась Отделом геоморфологии Института географии АН СССР.

Новая Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2,5 млн принадлежит к категории общих геоморфологических карт, поскольку на ней отражены все основные характеристики рельефа — генезис, морфология и возраст. Она относится к типу синтетических карт, на которых картировочными категориями являются сложные интегральные геоморфологические комплексы. Однако ее можно рассматривать и как аналитическую, так как различные особенности рельефа отражены на ней разными изобразительными средствами.

Как синтетическая карта, она объединяет характеристики морфоструктуры и морфоскульптуры. Ее основу, показанную главным изобразительным картографическим средством — цветным фоном, составляют геотектуры, включающие набор типов морфоструктуры (показанных оттенками цвета). На втором "слое" карты воспроизведены типы морфоскульптуры, переданные цветной штриховкой.

Как аналитическая карта, она отражает благодаря использованию определенной густоты тона и рисунка штриховки характерные высотные ступени, особенности и глубину расчленения территории, а не разделение рельефа на генетически однородные поверхности и склоны, как это обычно принято. Таким образом, ее аналитичность понимается не в традиционном смысле.

Одновременно эта обзорная геоморфологическая карта является типологической, поскольку типологический принцип четко проходит через все таксономическое

¹Первым картографическим опытом воплощения этих идей явились мелкомасштабные геоморфологические карты мира и отдельных материков в Физико-географическом атласе мира (1964 г.), построенные методом раздельного изображения морфоструктуры и морфоскульптуры.

деление ее легенды, и она может служить основой для всякого рода региональных обобщений и составления карт районирования разного целевого назначения.

Легенда карты разработана Отделом геоморфологии Института географии. Принципы ее составления были опубликованы в 1975 г. (Асеев и др., 1975); в том же году карта обсуждалась на Всесоюзном совещании по разномасштабному геоморфологическому картированию, а также на XI заседании Международной комиссии по геоморфологической съемке и картированию во время XXIII Международного географического конгресса, состоявшегося в 1976 г. (Asyev et al., 1976; Асеев и др., 1978). В тот же период были разработаны другие рабочие документы (программа, методические указания к составлению), сформирован авторский коллектив, насчитывавший более 180 специалистов, представляющих 55 учреждений Академии наук СССР и союзных республик, Министерств высшего и среднего специального образования, просвещения, геологии и охраны недр и других ведомств, а также редакционно-составительская группа во главе с А.А. Асеевым, И.Э. Веденской и Е.А. Финько. Разработка легенды для отображения дна морей, омывающих территорию СССР, и типов берегов, а также редактирование макетов морфоструктуры и морфоскульптуры морского дна выполнены О.К. Леонтьевым.

Работа по составлению и редактированию двух отдельных макетов карт морфоструктуры и морфоскульптуры (каждого на 16 листах) проводилась в очень сжатые для такого крупного и сложного картографического произведения сроки (1976—1980 гг.). В процессе работы было проведено два межведомственных совещания авторского коллектива с участием других ведущих специалистов по геоморфологическому картографированию.

Одновременно с макетами фрагментов карты по единому плану составлялись тексты объяснительных записок к ним, которые затем были сведены кураторами в региональные очерки.

Настоящая монография является первой частью расширенной объяснительной записки к новой Геоморфологической карте СССР. В ней излагаются принципы ее составления и основной фактический материал, отраженный на карте при изображении платформенных равнин СССР, берегов и дна омывающих морей. Рельеф орогенов рассматривается во второй части объяснительной записки — монографии "Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР". Вместе с тем она существенно дополняет качественную характеристику всех показанных на карте категорий рельефа, особенно тех, которые за недостатком информационной емкости картографического изображения не нашли на ней достаточно дифференцированного отражения (поверхности выравнивания, морфосеймика, структура и литология рельефообразующего субстрата и др.).

В отличие от обычных объяснительных записок к картографическим произведениям данная монография составлена таким образом, что не только комментирует и дополняет новую Геоморфологическую карту СССР масштаба 1:2,5 млн, облегчая тем самым пользование ею, но и представляет самостоятельное научное произведение. В отличие же от многотомных изданий "Геоморфология СССР" и "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока" в ней приводится новое, более краткое и целенаправленное описание региональных особенностей орографии, морфоструктуры и морфоскульптуры равнин древних и молодых платформ, а также островной суши, берегов и дна морей¹, позволяющее провести их сравнение на новом информативном уровне.

¹При делении территории СССР на платформенные равнины и орогены авторами монографии допущены некоторые условности. Так, горная часть Таймыра и островной суши Северного Ледовитого океана рассматрена вместе с примыкающими платформенными равнинами, тогда как некоторые равнины Восточной Сибири и Дальнего Востока (Алданского щита, Зейско-Бурейская пластовая равнина) анализируются во взаимосвязи с их орогенным окружением.

В монографии последовательно проводится всесторонний анализ региональных связей рельефа с образующей его основу тектонической структурой, т.е. характеристика рельефа осуществляется с позиций морфоструктурного анализа. При этом структурные основы рельефа выявляются как по степени соответствия с новейшей тектонической структурой, так и по характеру его унаследованности от более древних структурных планов территории. Особое значение придается связям морфоструктуры с системой разрывных нарушений земной коры, их новейшей активизацией, а также с литологией геологического субстрата. Новейшая тектоническая активность морфоструктуры рассматривается с учетом характера и интенсивности их эрозионно-денудационного преобразования.

Связь между развитием морфоструктуры и морфоскульптуры выявляется путем анализа особенностей поверхностей выравнивания и строения речных долин каждого региона. Морфоскульптура междуречий подразделяется на образовавшуюся под влиянием морфоструктурного контроля (азональная морфоскульптура), а также современной и древней морфоклиматической зональности (унаследованно развивающаяся и реликтовая морфоскульптура).

Региональная характеристика рельефа территории СССР предваряется изложением принципов построения легенды новой Геоморфологической карты СССР не только потому, что они во многих отношениях новы и требуют комментариев, но и потому, что они отражают научные концепции, положенные в основу как указанной карты, так и настоящей книги.

В целом предлагаемая вниманию читателя книга включает не только справочный фактический материал, но и анализ современного рельефа, необходимый для его дальнейшего изучения.

НОВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР КАК ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ И МОРФОСКУЛЬПТУРЫ

В основу легенды Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн, а следовательно, и плана построения настоящей монографии положена известная генетическая классификация рельефа Земли И.П. Герасимова (1946, 1959, 1976) на морфоархитектуру (геотектуру), морфоструктуру и морфоскульптуру.

Наиболее крупные планетарные макроформы рельефа, или геотектуры, — материки и океаны — могли найти на карте отражение только в делении легенды на сушу и дно морей и океанов. Дальнейшее подразделение континентальных и океанических геотектур основано преимущественно на коренных различиях рельефа, связанных с геофизически установленной неоднородностью структуры земной коры. В соответствии с этим признаком на континенте выделены геотектуры платформенных равнин, орогенов и зон их сочленения, а в океанах — геотектуры подводных окраин материков с корой континентального типа, переходной зоны и ложа океана с корой океанического типа. Геотектуры третьего ранга (на суше выделяются одиннадцать, а в акваториях — девять типов) как крупные историко-генетические категории различаются набором орографических объектов, характером рельефообразующих пород, а также направленностью и интенсивностью новейших движений. Они представляют 13 из 15 охарактеризованных И.П. Герасимовым (1976) элементов архитектуры Земли и показаны на специальной карте-врезке геотектур СССР.

Выделение морфоструктур произведено в соответствии с определением, данным И.П. Герасимовым (1959), — термин "морфоструктура" понимается в динамическом смысле как непрерывно действующее тектоническое начало в формировании крупных форм рельефа во взаимодействии с экзогенными факторами. Вместе с тем морфоструктуры рассматриваются и как историко-генетические категории, отражающие связь с ранее сложившейся тектонической структурой рельефообразующих пород, т.е. выявляющие степень структурного соответствия рельефа. Типы морфоскульптуры и характерные морфоскульптурные комплексы объединяются в группы, показывающие степень зависимости их исторического развития как от морфоструктурной неоднородности крупных форм рельефа, так и от древней и современной морфоклиматической зональности.

Широко использованы также теоретические представления о геоморфологическом этапе и основных циклах развития рельефа Земли (Герасимов, Мещеряков, 1964; Герасимов, 1970). Если морфоструктура отражает первый и особенно второй макроциклы, то морфоскульптура — преимущественно последний, третий макроцикл рельефообразования. Эти циклы отчетливо выявляются в делении равнин на цокольные, пластово-денудационные и аккумулятивные,

а также в возрасте морфоструктур, о чем более подробно будет сказано ниже.

При характеристике морфоструктуры суши выделяются три крупных подразделения: платформенные равнины, зоны сочленения платформенных равнин с орогенами и орогены. Все эти подразделения имеют собирательный характер. Так, к категории платформенных равнин, кроме собственно равнин, относятся плато, плоскогорья и низкогорья. Орогены, в свою очередь, кроме собственно горных сооружений, включают межгорные и внутригорные впадины. Весьма гетерогенные морфоструктуры зоны сочленения включают наряду с равнинными морфоструктуры орогенного типа.

В пределах этих трех подразделений на карте выделены одиннадцать наиболее крупных морфоструктур (типы геотектур): три — для платформенных равнин, одна — для зоны сочленения и семь — для орогенов. В характеристике геотектур, обозначенных цифрами I—XI, указаны: основной набор наиболее типичных орографических объектов и характер геологического субстрата, на котором сформирован современный рельеф, а также преобладающие типы новейших деформаций и их интенсивность.

Внимание к подразделению морфоструктур по интенсивности новейших поднятий органически вытекает из динамического понимания морфоструктуры. В легенде карты оно усилено делением положительных морфоструктур на морфоструктуры со слабыми — до 300 м поднятиями на новейшем этапе (индекс А), умеренными — до 600 м (индекс Б), умеренно интенсивными — до 1000 м (индекс В), интенсивными — до 3000 м (индекс Г) и весьма интенсивными — свыше 3000 м (индекс Д). При характеристике отрицательных морфоструктур с суммарным преобладанием новейших опусканий это деление не использовалось, поскольку амплитуды опусканий, фиксируемые мощностью осадочных толщ, не находят отражения в рельефе аккумулятивных равнин.

Каждая геотектура подразделяется на типы морфоструктур, которые включают комплексную морфогенетическую характеристику, определение возраста и являются основными картируемыми единицами, обозначенными в легенде крупными арабскими цифрами (1—149).

На карте для отражения особенностей пластики рельефа дополнительно показывается деление той или иной морфоструктуры на высотные ступени (они обозначаются мелкими арабскими цифрами), отражающие различную интенсивность новейших движений. Таким образом, цветной фон карты, т.е. главное изобразительное средство, передает типы морфоструктур с комплексной характеристикой по морфогенезису и высотным ступеням. Возраст морфоструктуры показывается индексом геологического времени.

При определении генезиса морфоструктуры учитывалось, что в пределах материков на новейшем этапе тектонического развития в целом преобладали поднятия. Поэтому подавляющая часть морфоструктур отнесена к деструктивным образованиям (поднятия + экзогенная деструкция). К аккумулятивным (опускания + аккумуляция) принадлежат морфоструктуры, характеризующиеся суммарной устойчивой тенденцией к прогибанию в неоген-четвертичное время (равнины внутренних и краевых платформенных, а также предгорных и межгорных прогибов). Они сложены мощными толщами рыхлых осадков разного генезиса. На остальной территории аккумуляция рассматривается как наложенный процесс, проявляющийся в историческом аспекте кратковременно и локально.

Платформенные равнины (в легенде карты они обозначены цифрами I—III) подразделяются на цокольные и пластовые (пластово-денудационные, пластово-аккумулятивные и аккумулятивные). Цокольные равнины выработаны в кристаллических и метаморфических породах фундамента (в пределах древних и молодых щитов) или в дислоцированных породах складчатого основания глыбовых низкогорий и кражей (в пределах платформ).

Пластовые равнины сложены недислоцированными (или слабо дислоцированными) осадочными породами, пластовыми интрузиями или эффузивами. Большая часть их в процессе новейшего поднятия подверглась денудации, и по этому признаку они относятся к группе пластово-денудационных. К пластово-аккумулятивным отнесены в основном молодые пластовые равнины, сложенные неконсолированными осадочными породами с недавно проявившейся тенденцией к поднятию и денудации, слабо изменившей первичную поверхность напластования.

Деструктивный ряд равнин подразделяется по соотношению со структурной основой рельефа на структурно-денудационные и денудационные. Структурно-денудационные равнины имеют различные соотношения современного рельефа с однопорядковыми древними структурами платформенного чехла, фундамента или новейшими наложенными структурами, возникшими в результате дифференцированных пологих деформаций. Их поверхность, отражающая древнюю обновленную или новейшую структуру, денудирована в общих чертах согласно с новейшими деформациями кровли пород. Денудационные равнины обладают аструктурной эрозионно-денудационной поверхностью, а их морфо-структурная природа проявляется только через экзогенное преобразование. Они неравномерно подняты, а следовательно, и неравномерно денудированы и тем самым обособлены от смежных территорий. Продолжающиеся новейшие дифференцированные движения определили деформацию каждой денудационной поверхности.

В комплексную характеристику морфоструктур входят их самые общие морфологические особенности: субгоризонтальные, наклонные, ступенчатые, ярусные и другие.

Морфоструктуры платформенных равнин группируются в три крупных раздела, отражающих типы континентальных геотектур платформенных территорий СССР и тектоническую индивидуальность их формирования (характер новейших движений разного знака и их интенсивность):

цокольные равнины, плоскогорья и горные массивы древних щитов с устойчивыми новейшими сводовыми и блоковыми поднятиями: слабыми, умеренными и умеренно интенсивными (в легенде индекс I);

цокольные равнины, островные низкогорья, массивы и кряжи выступов складчатого основания платформ с преобладанием новейших сводовых и блоковых поднятий: слабых, умеренных и умеренно интенсивных (индекс II);

пластовые равнины и плато древних и молодых плит, испытавшие пологие деформации разного знака (индекс III). Эти равнины подразделяются на пластово-денудационные равнины и плато с преобладанием слабых, умеренных и умеренно интенсивных новейших поднятий (в легенде индекс III—1) и на пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями на рыхлых неоген-четвертичных отложениях (индекс III—2).

В пределах пластово-денудационных равнин и плато морфоструктуры в виде исключения подразделяются и по характеру геологического субстрата на осадочных породах, пронизанных пластовыми интрузиями, и на эффузивных породах, что вызвано необходимостью передать специфику рельефа Средней Сибири.

Зона сочленения платформенных равнин и орогенов занимает переходное положение и включает равнины и низкогорья, созданные в пределах краевых прогибов платформ, предгорных впадин, открытых межгорных впадин дифференцированными новейшими движениями разного знака (индекс IV). Выделяются пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями (в легенде индекс IV—1), и пластово-денудационные и цокольные равнины, возвышенности и хребты, созданные слабыми, умеренными и умеренно интенсивными поднятиями (индекс IV—2).

В легенде карты и тексте выделяются различающиеся по истории развития,

особенностям проявления новейших тектонических движений и по преобладающему механизму горообразования семь типов горных сооружений:

омоложенные преимущественно блоковыми поднятиями, слабыми, умеренными и умеренно интенсивными; сформировавшиеся преимущественно на консолидированных породах допалеозойских и палеозойских складчатых комплексов. Сюда относятся орогены типа Урала (индекс V);

возрожденные и перестроенные новейшими сводово-блоковыми поднятиями, умеренно интенсивными, интенсивными и весьма интенсивными, сформировавшиеся преимущественно на консолидированных породах допалеозойских и палеозойских складчатых комплексов. К этой категории принадлежат орогены типа Тянь-Шаня и Алтае-Саянской системы (индекс VI);

возрожденные новейшими сводово-глыбовыми, умеренно интенсивными и интенсивными поднятиями и перестроенные рифтогенезом; они сложены гетерогенными породами разновозрастных складчатых комплексов. Это орогены байкальского типа (индекс VII);

обновленные или возрожденные новейшими блоковыми, умеренно интенсивными и интенсивными поднятиями, а также складчатыми деформациями преимущественно на слабо консолидированных породах мезозойских складчатых комплексов. К ним принадлежат в основном мезозойды Северо-Востока СССР верховьянского и других типов (индекс VIII);

созданные новейшими сводово-блоковыми, умеренно интенсивными, интенсивными и весьма интенсивными поднятиями, а также складчатыми деформациями на различно консолидированных породах преимущественно альпийских складчатых комплексов. Это орогены типа Карпат, Кавказа, Копет-дага (индекс IX);

созданные новейшими сводово-блоковыми, умеренно интенсивными и интенсивными поднятиями, а также складчатыми деформациями тихоокеанского орогенеза на различно консолидированных породах преимущественно мезозойско-кайнозойских комплексов (индекс X). Это горные сооружения восточной периферии СССР, подразделенные на сооружения области развития преимущественно осадочных складчатых комплексов (индекс X—1) и области развития осадочно-вулканогенных комплексов (индекс X—2);

созданные новейшими поднятиями разной интенсивности, а также вулканизмом (индекс XI). Они подразделены на сооружения области кайнозойского вулканизма альпийского орогенеза — тектоновулканические сооружения Закавказья (XI—1) и области позднекайнозойского вулканизма тихоокеанского орогенеза — Камчатско-Курильского типа (XI—2).

Морфоструктурная характеристика гор отражает механизм новейших деформаций (глыбовых, складчатых и т.д.), степень переработки структур геологического субстрата (денудационно-тектонические, структурно-денудационные) и морфологические особенности (хребты, массивы, плоскогорья, нагорья и др.). При характеристике структурно-денудационных гор, обнаруживающих более высокую степень соответствия рельефа с тектонической структурой субстрата, выделяется и преобладающий тип структур, лежащих в основе крупных форм рельефа (например, горст-антиклинальные хребты, синклинальные впадины).

Это морфоструктуры преимущественно с умеренно интенсивными суммарными поднятиями и денудацией, благодаря чему в рельефе отражаются частично возрожденные, частично отпрепарированные древние структуры субстрата.

К денудационно-тектоническим горам отнесены горы, которые ввиду активных поднятий и не менее активной денудации в значительной степени утратили морфологическую связь со структурным планом субстрата.

Семь выделенных типов орогенов позволили передать разнообразие горного рельефа СССР. Отметим, что в пределах каждого типа различаются горы, внутригорные впадины разного генезиса (небольших размеров) и крупные меж-

горные депрессии, часто осложненные генетически разнородными горными хребтами.

В пределах равнинно-платформенных областей, в которых редко наблюдается столь полное и разнообразное отражение структуры в рельефе, характер поверхности морфоструктур (ступенчатых, наклонных, субгоризонтальных) только частично и косвенно отражает ее структурную обусловленность. Следует подчеркнуть, что, используя термины "ярусные" и "ступенчатые" морфоструктуры, мы понимаем под ярусными денудационные морфоструктуры с системой поверхностей выравнивания, возникшей при общем прерывистом поднятии, а под ступенчатыми — структурно-денудационные поверхности, разделенные дизъюнктивно- или флексуобусловленными уступами и склонами. При сложной или невыясненной природе ступенчатости употребляется понятие "ступенчато-ярусные поверхности".

При определении высотных ступеней рельефа применен принцип скользящей шкалы, с тем чтобы ярче подчеркнуть наиболее характерную низкую и высокую ступени данного региона.

Раздел легенды "Морфоструктура суши" и характеристика морфоструктуры каждого из рассматриваемых регионов завершается показом элементов морфоструктуры. В качестве картографического средства используются масштабные и внес масштабные значковые обозначения красного цвета. К элементам морфоструктуры отнесены, в частности, геоморфологические линейменты, отражающие разрывные тектонические нарушения, выраженные непосредственно в виде уступов или комплексом косвенных признаков. Из огромного количества дизъюнктивных нарушений разных таксономических рангов отобраны только выраженные в рельефе и имеющие существенное геоморфологическое значение, в первую очередь образующие границы морфоструктур.

В соответствии с пониманием морфоскульптуры как моделировки земной поверхности под влиянием ведущей деятельности экзогенных процессов, подчиненных законам морфоклиматической зональности и контролируемых морфоструктурными условиями, морфоскульптура суши подразделяется в легенде карты и в тексте на зональную и азональную. К последней отнесена морфоскульптура, развивающаяся преимущественно под контролем морфоструктурных условий, включающих и особенности литологии пород субстрата. К зональной морфоскульптуре отнесены 1) унаследованно развивающаяся и современная и 2) реликтовая. Дополнительно показаны генетические типы рельефообразующих покровных четвертичных отложений равнин и некоторые важные с позиций рельефообразования ландшафтные и палеогеографические границы.

В рамках указанных крупных подразделений на карте выделены 32 типа морфоскульптуры, характеризующие экзогенные морфогенетические особенности поверхности; для различных категорий денудационного рельефа освещены генезис, тип и наиболее распространенные глубины расчленения или генезис аккумулятивных покровов, имеющих рельефообразующее значение. В отдельных случаях характер расчленения показан и в пределах покровов. Как и морфоструктурная характеристика, типы морфоскульптуры занимают все полезное поле карты, составляя второй "слой" ее спецосодержания. По способу изображения — это цветные штриховки (для передачи расчленения рельефа) или цветной крап (для рельефообразующих покровов).

32 типа морфоскульптуры комбинируются из 18 типов расчленения и 14 различных типов экзогенных рельефообразующих процессов. Цвет штриховки отражает генезис того экзогенного процесса, который создает тип расчленения. Рисунок штриховки отражает морфологию поверхности; глубины расчленения переданы различной разреженностью цветных штриховок.

Для морфоскульптуры, созданной процессами аккумуляции и характеризующейся плоской или слабоволнистой поверхностью, как уже отмечалось

выше, генезис рельефообразующих покровов показан различным цветом крапа и индексами. Отдельные типы покровов имеют смешанный или дискуссионный генезис. Индекс таких покровов двойной.

Важным дополнением к характеристике морфоскульптуры служат комплексы форм разного генезиса и отдельные формы, показанные значками того цвета, который присвоен каждой генетической группе (комплексу) форм. Особо выделены антропогенные формы рельефа.

При отражении морфоскульптуры на карте и характеристике ее в тексте воплощены те же принципы историко-динамического подхода к процессам экзогенного рельефообразования, как и при изображении морфоструктуры, которые выражаются в показе как исторически унаследованных зональных морфоскульптурных типов и комплексов форм, так и реликтовой морфоскульптуры, отражающей резкие изменения морфоклиматической обстановки в плейстоцене. Органическая связь морфоскульптуры с морфоструктурой, или морфоструктурный контроль экзогенного рельефообразования, непосредственно прослеживаются на карте. В комплексных морфогенетических характеристиках морфоскульптуры находит отражение и физическое состояние пород субстрата (дефицит влаги, мерзлое и льдистое состояние пород). Показ аккумулятивных рельефообразующих покровов позволяет отразить историческую смену скульптурного рельефообразования, например: отложения аллювиально-дельтового покрова подвергаются эоловой переработке или ледниковый лито- и морфогенез сменяется эрозионным расчленением.

Благодаря показу типа расчленения склонов (столово-ступенчатого, увалистого, холмистого и т.д.), глубины расчленения, генезиса типа скульптуры, преобладающего комплекса форм, отдельных форм или генезиса покрова возникает максимально полное представление о сочетании зональных особенностей, унаследованных и реликтовых черт, господствующих комплексов с отдельными руководящими формами морфоскульптуры междуречий в пределах всей территории СССР.

Самостоятельное положение занимают речные долины. Различаются три типа их (на карте они отображены цветным фоном, что подчеркивает их связь с морфоструктурным планом территории): 1) долины с комплексом древних ($N_2—Q_2$) террас, 2) долины с комплексом молодых ($Q_3—Q_4$) террас, 3) узкие долины с плохо выраженным комплексом цокольных и эрозионных террас разного возраста.

Кроме того, в пределах широких террасовых равнин выделяются отдельно пойменные и молодые надпойменные террасы ($Q_3; Q_4$) или их нерасчлененные комплексы ($Q_3—Q_4$) и даются их возрастные индексы.

Такое деление речных долин призвано, с одной стороны, показать особенности гидросети в пределах разных регионов, например равнин слабо и сильно активизированных древних платформ или молодых аккумулятивных равнин, а с другой — выявить местные аномалии в морфологии и возрасте речных долин (прорывы, перехваты и т.п.).

В основу легенды и текстовой характеристики дна акваторий морей, омывающих территорию СССР и сопредельных частей Северного Ледовитого и Тихого океанов, положены те же принципы, что и при изображении суши. Как уже отмечалось, по наиболее существенным различиям строения земной коры и истории развития рельефа прежде всего выделяются геотектуры двух рангов, а затем морфоструктуры и морфоскульптуры в их пределах.

Так, подводные окраины материков по более тонким различиям в строении земной коры и по особенностям рельефа делятся на шельф, материковый склон и материковое подножие. В переходной зоне выделены котловины глубоких (окраинных и средиземных) морей, островные дуги и глубоководные

желоба. Ложе океанов разделено на абиссальные равнины и окраинные валы, хребты и возвышенности, срединно-океанические хребты.

На карте морфоструктура морского дна показана, так же как и на суше, цветным фоном. Высотные ступени рельефа, интенсивность движений и возраст морфоструктур в пределах акваторий не показаны, что определяет и более простую индексацию 41 морфоструктурного выдела морского дна.

В составе шельфов выделяются цокольные и аккумулятивные прибрежные равнины, аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины различных депрессий и желобов на внешнем и погруженном шельфе, структурные, моноклиналильные пластовые и вулканические плато, структурно-денудационные и денудационные возвышенности и другие морфоструктуры. В пределах материкового склона выделены наклонные равнины, плато и хребты, а также уступы склона, а в пределах материкового подножия — равнины, плато и впадины. В глубоководных котловинах переходной зоны показаны сводово-глыбовые и глыбовые, складчатые и вулканические хребты, а также различные типы абиссальных равнин. Хребты островных дуг дифференцируются на вершинные поверхности, склоны и ступени склонов, островные шельфы и продольные депрессии. К морфоструктурам ложа океана отнесены разные типы абиссальных равнин, окраинные валы, сводово-глыбовые, глыбовые и вулканические хребты. Особо выделены осевые и фланговые зоны срединно-океанических хребтов. Подраздел легенды "Элементы морфоструктуры" объединяет преимущественно отдельные крупные эндогенные формы подводного рельефа, например подводные горы и вулканы, океанические трогги, рифтовые долины, зоны трансформных разломов.

Морфоскульптура морского дна, как и морфоскульптура суши, подразделяется на типы современной, унаследованно развивающейся субаквальной морфоскульптуры, образованной деятельностью волнового и гравитационного факторов, придонных течений, а также "нормальным" осадконакоплением, и реликтовой морфоскульптуры, образовавшейся преимущественно в субаэральных условиях осушавшегося в прошлом шельфа (ледниковой, эрозионной и др.). Наряду с типами морфоскульптуры морского дна, занимающими значительные площади, в легенде и на карте отображены отдельные имеющие важное значение формы рельефа, такие, как подводные каньоны, конусы выноса, подводные горы, абиссальные долины.

Как видно из структуры легенды, она обеспечила насыщенность карты фактическим материалом, т.е. ее высокую информативность. Метод раздельного изображения морфоструктуры и морфоскульптуры оказался наиболее информативным методом геоморфологического картографирования в обзорных масштабах, поскольку он позволяет показать историю развития и современную динамику как крупных, так и мелких наложенных форм рельефа (например, отразить на фоне развития структурно-денудационных равнин их ледниковую моделировку и последующее эрозионное преобразование).

Несмотря на раздельный показ морфоструктуры и морфоскульптуры, полиграфические возможности современного картографического производства позволили достичь единства отражения всех основных характеристик рельефа в целом. Это достигнуто сочетанием многоцветного фона с широким применением литографских сеток, цветных штриховок и значковых обозначений. Так, например, различия высотных ступеней, передающие орографическую пластику рельефа, отражены путем насыщенности цвета по принципу затемняющейся сверху шкалы. Красочное оформление карты разработано сотрудниками Отдела геоморфологии Института географии АН СССР совместно с сотрудниками картфабрики N 4 Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР.

Для облегчения анализа основного содержания карты и для его допол-

нения использованы карты-врезки: 1) соотношения рельефа с элементами глубинного строения СССР; 2) соотношения рельефа с тектонической структурой, 3) возраста морфоструктуры, 4) геотектуры СССР. Три первых врезки имеют масштаб 1:20 млн, а последняя — 1:40 млн.

Отдельные очерки монографии иллюстрируются упрощенными черно-белыми раздельными изображениями морфоструктуры и морфоскульптуры регионов СССР и совмещенным изображением морфоструктуры и морфоскульптуры дна морей и океанов, омывающих территорию СССР. Региональные карты составлены Л. С. Курбатовой на основе новой Геоморфологической карты СССР с некоторой генерализацией.

В целом Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2,5 млн представляет сводку новейших геоморфологических материалов, полученных в процессе полевого изучения и систематизированных методом картографирования. Это позволяет надеяться, что карта соответствует многоцелевому назначению и сможет быть использована:

- как самостоятельное научное произведение для общего и частного сравнительно-геоморфологического анализа;

- как вспомогательное пособие при планировании геоморфологических исследований в комплексе мелкомасштабных геологосъемочных и геологопоисковых работ;

- как основа геоморфологического и других видов природного районирования;

- как научно-справочный материал для перспективного планирования народнохозяйственных мероприятий с целью рационального использования естественных ресурсов и охраны природы;

- как учебное пособие высших учебных заведений.

При всей информативности новой Геоморфологической карты СССР на ней не нашли отражения некоторые важные элементы рельефа или его динамические и палеогеографические характеристики, в основном ввиду мелкоконтурности их картографического изображения или недостаточно равномерной изученности на всей территории СССР. К их числу относится распространение поверхностей выравнивания, лёссовых покровов, границ четвертичных морских трансгрессий и палеосейсмодислокаций как показателей сейсмичности отдельных регионов.

Истинное распространение сохранившихся фрагментов поверхностей выравнивания, особенно в горах, в масштабе 1:2,5 млн отразить трудно, а их генерализованное изображение уже было предпринято раньше на специальной Карте поверхностей выравнивания и кор выветривания того же масштаба (1970). Косвенное отражение на Геоморфологической карте СССР поверхности выравнивания получили через показ нерасчлененных равнин, созданных процессами комплексной денудации. Однако многие фрагменты поверхностей выравнивания в действительности сильно расчленены. Для восполнения недостающей на карте информации о поверхностях выравнивания во всех региональных очерках настоящей монографии им уделено особое внимание. Равным образом в ней приведены отсутствующие на карте сведения о сейсмичности и ее морфологическом выражении.

Монография восполняет карту и в отношении некоторых других проблем, связанных главным образом с историей геоморфологического развития разных регионов. Только отраженные на карте очаги глубокого антропогенного преобразования рельефа остались в книге без комментариев ввиду особой значимости проблемы антропогенного преобразования рельефа, требующей специального и достаточно подробного изложения. Ни карта, ни объяснительная записка к ней не отразили в полной мере и распространения четвертичных морских трансгрессий ввиду слабой разработки проблемы их межрегиональных корреляций.

РЕЛЬЕФ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

РАВНИНЫ И ВОЗВЫШЕННОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Преобладающая часть Европейской территории СССР занята Восточно-Европейской, или Русской, равниной, приуроченной к древней (допалеозойской) платформе, и небольшая часть ее — равнинами, возвышенностями и островными низкогорьями Кольского полуострова и Карелии, относящимися к Балтийскому щиту.

Восточно-Европейская равнина характеризуется пластовым залеганием верхних, рельефообразующих ярусов осадочного чехла, пологими новейшими деформациями и неравномерным денудационным преобразованием, протекавшим преимущественно в прямой зависимости от структурно-литологических условий залегания пород. Благодаря значительной неровности кристаллического фундамента, в несколько раз превосходящей амплитуды современной поверхности, и различной мощности осадочного чехла такие крупные формы рельефа фундамента, как Украинский щит, Воронежская антеклиза и Прикаспийская впадина, непосредственно отражены в рельефе равнины. Связь других крупных структур фундамента — Белорусской антеклизы, Московской синеклизы, Днепровско-Донецкой впадины — с современным рельефом значительно сложнее или проявляется лишь частично.

На Восточно-Европейской равнине по отраженным в рельефе историческим особенностям геолого-тектонического и морфоструктурного развития выделяются пять крупных регионов:

Северо-Запад, связанный с формированием новейшей наложенной Балтийской синеклизы и ее обрамления;

Северо-Восток, включающий, кроме наложенной Мезенской синеклизы, выступ палеозойского фундамента — Тиманский кряж и краевую Печорскую впадину более молодой палеозойской платформы;

Центр, приуроченный к древней Московской синеклизе;

Юго-Запад, отражающий сопряженное развитие Украинского щита, Воронежской антиклизы и разделяющей их Донецко-Днепровской впадины;

Юго-Восток, включающий более мобильные в новейшее время Волго-Камский выступ и Прикаспийский краевой прогиб фундамента Русской платформы.

Одновременно с Восточно-Европейской равниной ниже рассматриваются и некоторые примыкающие к ней участки молодых платформ (Скифской и др.), образующие аккумулятивные и пластово-аккумулятивные низменности краевых платформенных прогибов или пограничные кряжевые возвышенности (Донецкий кряж), рельеф которых на новейшем этапе развивался в историческом единстве с ней (рис. 1, 2, см. вкл., 3, см. вкл.).

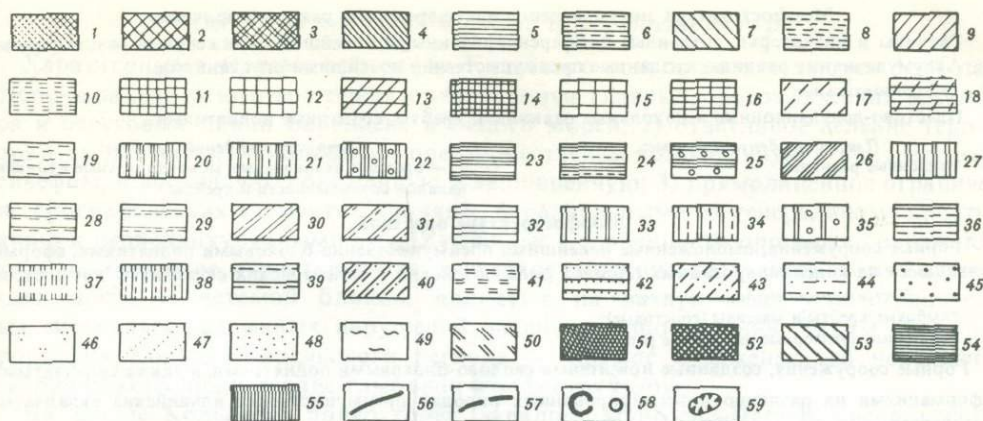


Рис. 1. Сводная легенда к картам морфоструктуры суши (рис. 2, 4, 6, 8)

Морфоструктура платформенных равнин

Цокольные равнины, плоскогорья и горные массивы древних щитов с устойчивыми новейшими сводовыми и блоковыми поднятиями.

Денудационно-тектонические:

- 1 — глыбовые массивы;
- 2 — глыбовые нагорья;
- 3 — глыбовые плоскогорья.

Структурно-денудационные:

- 4 — кражевые возвышенности;
- 5 — ступенчатые равнины;

- 6 — полупогребенные ступенчатые равнины;
- 7 — наклонные равнины;
- 8 — субгоризонтальные равнины.

Денудационные:

- 9 — наклонные равнины;
- 10 — субгоризонтальные равнины.

Цокольные равнины, островные низкогорья, массивы и кражи выступов складчатого основания платформ с преобладанием новейших сводовых и блоковых поднятий.

Денудационно-тектонические:

- 11 — сводово-глыбовые и глыбовые островные низкогорья.

Структурно-денудационные:

- 12 — сводово-глыбовые возвышенности;
- 13 — наклонные равнины;
- 14 — равнины и кражи;
- 15 — полупогребенные равнины и кражи.

Денудационные:

- 16 — равнины и кражи;
- 17 — наклонные, местами ступенчато-ярусные равнины и возвышенности;
- 18 — наклонные, полупогребенные равнины и возвышенности;
- 19 — субгоризонтальные полупогребенные равнины.

Равнины и плато древних и молодых плит, испытавшие новейшие пологие деформации разного знака. Пластово-денудационные равнины и плато с преобладанием новейших поднятий.

Структурно-денудационные:

- 20 — столово-ступенчатые плато на осадочных породах;
- 21 — то же на осадочных породах, пронизанных пластовыми интрузиями;
- 22 — то же на эффузивных породах;
- 23 — столовые бронированные плато на осадочных породах;
- 24 — то же на осадочных породах, пронизанных пластовыми интрузиями;
- 25 — столово-останцовые бронированные плато на эффузивных породах.

На осадочных породах:

- 26 — бронированные плато, слабо наклонные;
- 27 — наклонные плато;
- 28 — ступенчатые равнины;
- 29 — ступенчато-ярусные равнины;

- 30 — наклонные равнины;
- 31 — наклонные, местами ступенчатые равнины;
- 32 — субгоризонтальные.

Денудационные:

- 33 — ярусные плато на осадочных породах;
- 34 — то же на осадочных породах, пронизанных пластовыми интрузиями;
- 35 — то же на эффузивных породах;
- 36 — бронированные останцовые плато на осадочных породах, пронизанных пластовыми интрузиями;

На осадочных породах:

- 37 — наклонные плато;
- 38 — слабонаклонные равнины и плато;
- 39 — ярусные равнины;
- 40 — наклонные равнины;
- 41 — субгоризонтальные равнины.

Пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями, на рыхлых неоген-четвертичных отложениях.

Пластово-аккумулятивные:

- 42 — ступенчатые равнины;
- 43 — наклонные равнины;
- 44 — субгоризонтальные равнины.

Аккумулятивные:

- 45 — ступенчатые равнины;
- 46 — террасированные равнины;
- 47 — наклонные равнины;
- 48 — субгоризонтальные равнины.

Морфоструктура зон сочленения платформенных равнин и орогенов

Равнины и низкогорья, созданные дифференцированными новейшими движениями разного знака. Аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями:

49 — субгоризонтальные

Пластово-денудационные и цокольные равнины и хребты, созданные поднятиями.

Пластовые денудационные:

50 — наклонные равнины.

Структурно-денудационные:

51 — брахиантиклинальные, моноклинальные и синклинальные возвышенности и хребты.

Морфоструктура орогенов

Горные сооружения, омоложенные новейшими преимущественно блоковыми поднятиями, сформировавшиеся на консолидированных породах допалеозойских и палеозойских складчатых комплексов.

Структурно-денудационные горы:

52 — глыбовые хребты и массивы (горстовые);

53 — цокольные предгорные наклонные равнины.

Горные сооружения, созданные новейшими сводово-блоковыми поднятиями, а также складчатыми деформациями на различно консолидированных породах преимущественно альпийских складчатых комплексов.

Горы

Денудационно-тектонические:

54 — складчато-глыбовые хребты и массивы.

Структурно-денудационные:

55 — складчатые антиклинальные хребты.

Элементы морфоструктуры

56 — разрывные тектонические нарушения, выраженные преимущественно уступами;

57 — разрывные тектонические нарушения, выраженные комплексом признаков;

58 — кольцевые структуры, выраженные в рельефе комплексом признаков;

59 — астроблемы

КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ И КАРЕЛИЯ (БАЛТИЙСКИЙ ШИТ)

Восточная часть Балтийского щита, входящая в пределы СССР, представлена цокольными структурно-денудационными и денудационными равнинами и денудационно-тектоническими глыбовыми низкогорьями. На севере Кольского полуострова и Карелии территория щита резко ограничивается субширотными разломами, отделяющими его от древней платформы, затопленной водами Баренцева моря. К переходной зоне от щита к платформе относятся полуострова Средний и Рыбачий, а также о-в Кильдин. Они сложены с поверхности почти недислоцированными, но метаморфизированными осадочными отложениями позднего протерозоя, что позволяет (с некоторой условностью) отнести их к категории пластовых структурно-денудационных, а не цокольных равнин. На юго-восточной окраине щита его поверхность довольно полого погружается под осадочный чехол Восточно-Европейской платформенной равнины, отделяясь от нее флексуобразным перегибом, осложненным грабенами древнего заложения, обозначенными в рельефе Финским заливом, Ладожским и Онежским озерами.

Характерными чертами орографии Кольского полуострова являются: 1) общая северо-западная и юго-восточная ориентировка главных орографических элементов и береговых линий Баренцева и Белого морей; 2) отчетливое деление территории на две части — западную, преимущественно возвышенную с контрастным рельефом, и восточную, пониженную и выровненную; 3) прямолинейное ограничительное орографических элементов линиями, параллельными их генеральному простиранию и перпендикулярными ему. Указанные особенности орографии отражают мозаично-блоковое структурно-тектоническое строение восточной части Балтийского щита с системой блоков, поднятых на разную высоту и ограниченными системами разрывных нарушений различных простираний. Таким образом, орография Кольско-Карельского региона — прямое отражение его новейшего тектонического плана в виде глыбовой морфоструктуры.

На западе Кольского полуострова (западнее Мунозеро-Цага-Вомипахкского разлома субмеридионального и северо-восточного простирания) изолированно распространены островные низкогорья: Хибинские и Ловозерские тундры (абсолютные отметки почти до 1200 м) дугообразных и кольцеобразных очертаний, Сариселян-Сальнотундровский массив (до 1000 м) и субмеридиональная полоса главного хребта (Чуна, Монче, Волчья тундры, до 1100 м) прямолинейно-зубчатых очертаний, а также Кандалакшские и Колвицкие тундры (до 800 м) дугообразно-прямолинейных очертаний. Форма вершинной поверхности Хибинских и Ловозерских тундр, а также главного хребта платообразная, остальных орографических элементов — пологовыпуклая. Склоны гор имеют преимущественно среднюю крутизну, местами к ним примыкают участки возвышенных равнин. Хибинские и Ловозерские тундры обрамляются с юга низменной субгоризонтальной равниной, вмещающей фрагменты озерных котловин Имандры, Умбозера и Ловозера.

Другим характерным орографическим элементом является островная массивная возвышенность Печенгские тундры и более обширные и расчлененные возвышенности Ковдоро-Куоляярвинской группы (с высотами до 600 м и несколько больше), представляющей восточную часть хр. Маанселькя, которая продолжается и далее на юг Северо-Карельской возвышенностью. В западной части Карелии к югу от Северо-Карельской возвышенности располагается Западно-Карельская и ряд изолированных гряд, вытянутых с северо-запада на юго-восток. Высоты возвышенностей к югу постепенно снижаются от 400 до 200 м. Подошва хр. Маанселькя и Западно-Карельской возвышенности примерно совпадает с изогипсой 150 м. К югу Карелии приурочены изолированные Олонецкая возвышенность (до 300 м) и Шокшинская гряда (до 240 м).

На северо-западе Кольского полуострова располагается наиболее пониженная субгоризонтальная Нотозерско-Туломская равнина (50—150 м), а на остальной территории его западной половины преобладают средневысотные равнины разных гипсометрических уровней. Наклонные и наклонно-ступенчатые цокольные равнины протягиваются и далее на восток вдоль северного (Мурманского) и южного (Кандалакшского) берегов, постепенно снижаясь к береговым уступам от 300—250 до 150—100 м.

На востоке Кольского полуострова и в восточной Карелии рельеф малокоонтрастен. Наиболее крупная возвышенность Кольского полуострова — гряда Кейвы (до 400 м), представленная асимметричной системой увалов северо-западного простирания с дугообразно изогнутыми на север осями и крутыми северными склонами. Она постепенно переходит на юге в субгоризонтальную равнину Верхнепонойской депрессии (150—160 м). Четко обособлена уступами небольшая глыбовая возвышенность Панские тундры (до 600 м и более) северо-западного простирания.

В пределах восточной Карелии, за исключением сильно денудированного кряжа Ветренный Пояс (до 318 м), преобладают наклонные цокольные грядово-холмистые равнины (100—180 м) с господством форм северо-западного простирания, переходящие в субгоризонтальные низменности, перекрытые покровом четвертичных отложений. Крутой ступенчатый северо-восточный склон Ветренного Пояса высотой 100—120 м обрамлен у подножия Прибеломорской низменностью, а юго-западный склон полого снижается к Онежскому озеру, максимальная глубина которого достигает 120 м.

Морфоструктура Балтийского щита сложилась в результате обновения разрывных нарушений при новейшем сводовом поднятии и блоковых движениях в общем плане наследующих северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное простирания древних (протерозойских и каледонско-герцинских) структур. Основные черты структуры фундамента, наследуемые современным рельефом, сформировались преимущественно еще в среднем протерозое, в эпоху Карельского складкообразования, завершившую геосинклинальный этап развития региона. В это время в сильно метаморфизованных осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических породах архея и протерозоя в результате дифференцированных тектонических движений по разрывным нарушениям обособились блоки: Мурманская и Беломорская зоны поднятий блок-антиклинорных хребтов, синклинорных и грабен-синклинорных приразломных впадин северо-западного простирания и разделяющая их Кольская зона погружения центральной части полуострова (Горелов, Кудлаева, 1981).

Южнее в пределах Карелии, где располагалась главная синклинорная зона карелид, состоявшая из ряда частных синклинориев и антиклинориев господствующего (северо-западного) простирания, к концу протерозоя складчатые деформации также сменились в основном блоковыми (Кратц, 1963).

К началу рифея сильно метаморфизованный фундамент подвергся длительной пенеппенизации, в значительной мере снивелировавшей ранее сформировавшиеся палеоморфоструктуры, которые к тому же были частично погребены под слабодислоцированными отложениями иотния. Поэтому морфоструктура дорифейского заложения отражается в современном рельефе только в общем наследовании главного структурного простирания, испытывая неоднократное оживление блоковых движений по разломам древнего заложения. Современная морфоструктура по отношению к реконструируемому рельефу протерозоя является в большей степени обращенной, чем прямой: поднятые блоки Кейв, Печенгских тундр, Сариселян-Сальнотундр, Кандалакшский, Ковдорский, Западно-Карельский наследуют части древних синклинориев, тогда как Понойский и Нотозерско-Тулумский опущенные блоки расположены в пределах антиклинориев. Имеются примеры и прямых соотношений рельефа щита и структуры его древнего фундамента (Граве, Макиевский, 1966; Экман, 1972).

В палеозое в центральной части Кольского полуострова и смежных районах Карелии на фоне поднятия сформировалась рифтовая зона субширотного северо-восточного простирания, развитие которой сопровождалось процессами вулканизма и активного внедрения ультраосновных и щелочных интрузий (Ковдор, Хибины, Ловозеро и др.). Другими проявлениями каледонской и герцинской эпох тектогенеза были движения блоков по разрывным нарушениям северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Надразломным поднятиям этого этапа активизации, в частности, обязаны своим заложением некоторые современные субмеридионально (район горы Вомипахк) или северо-восточно (район долины р. Ольче) ориентированные морфоструктуры. Однако и этот выделяемый С.К. Гореловым и А.Л. Кудлаевой (1981) палеогеоморфологический этап также находит слабое отражение в современном рельефе, поскольку созданная в то время мало контрастная морфоструктура была за длительную мезозойско-палеогеновую эпоху выравнивания в значительной сте-

пени снивелирована. Поэтому в целом морфоструктуру Кольского полуострова и Карелии можно рассматривать как унаследованно возрожденную на новейшем этапе тектонического развития.

К возрожденным прежде всего относятся наиболее высоко поднятые умеренными новейшими движениями денудационно-тектонические глыбовые низкогорные массивы и крупные возвышенности, представляющие локальные блок-магматические тела, блок-синклинали, а также гетерогенные надразломные горстовые поднятия, приуроченные к узлам пересечения долгоживущих разломов и тектонических швов (Хибинские, Ловозерские, Печенгские, Сариселян-Сальные тундры, Главный хребет, Кандалакшский и Колвицкий массивы, Ковдоро-Куолаярвинская группа возвышенностей, Панские тундры, Кейвы, частично Северо-Карельская возвышенность). Слабыми поднятиями в новейшее время характеризуются структурно-денудационные возвышенные ступенчатые равнины юго-запада Кольского полуострова, основные части Северо-Карельской и Западно-Карельской возвышенностей, южное обрамление Кейв и Верхнепонойской депрессии. Объединенные в блоки гетерогенного строения и осложненные новейшими дизъюнктивными нарушениями низких порядков, они могут быть отнесены частично к унаследованным, частично к новообразованным морфоструктурам.

Новообразованными являются новейшие области относительных опусканий — структурно-денудационные субгоризонтальные низменные равнины центральных частей полуострова (Прихибинско-Ловозерская, Нотозерско-Туломская, Верхнепонойская) и краевые структурно-денудационные ступенчатые равнины, расположенные вдоль побережий Кольского полуострова.

Фактических данных для обоснования геологического возраста морфоструктур восточной части Балтийского щита недостаточно. Плоская и плосковыпуклая поверхность преобладающей части денудационно-тектонических низкогорий позволяет считать началом возрождения этих морфоструктур конец мезозоя (поздняя юра—мел), когда они могли превышать окружающие холмистые цокольные пенепленизированные равнины не более чем на первые сотни метров, тогда как современное превышение их вершинных поверхностей над примыкающими равнинами составляет от 400 до 900 м.

Вопрос о возрасте цокольных равнин сводится к вопросу о возрасте деформаций исходного пенеплена, а довольно условное подразделение их на структурно-денудационные и денудационные определяется степенью проявления этих деформаций. По этому признаку слабо измененные новейшей тектоникой участки древнего пенеплена отнесены к денудационным, но сохраняющим в общих чертах древнеунаследованный структурный план. Их возраст не может быть определен точнее чем мезозойско-палеогеновый.

Начало поднятия структурно-денудационных возвышенностей, связанного с отчетливыми дифференцированными блоковыми движениями исходного пенеплена, относится к олигоцену, наложенные же низменные равнины в пределах блоков, отстававших от общего сводового поднятия или сохранявших слабую тенденцию к относительному опусканию, моложе. Судя по сохранению фрагментов более молодой (миоцен-раннеплиоценовой) поверхности выравнивания в их пределах, они могут быть условно датированы как раннеплиоценовые или еще более молодые. Следует, однако, отметить, что местами залегающий на низменных равнинах мощный (до 100 м) рыхлый чехол кор выветривания неогеновых отложений не содержит.

Морфоскульптура

Морфоскульптура восточной части Балтийского щита с разной степенью отчетливости отразила два главных этапа его новейшей истории: длительное континентальное денудационное развитие на фоне слабого, но устойчивого, хотя временами и прерывавшегося, поднятия и неоднократные материковые оледенения

(см. рис. 3). Денудационное выравнивание отражено во фрагментах двух поверхностей выравнивания, поднятых новейшими движениями на разную высоту и местами сохранивших остатки некогда мощного покрова кор выветривания (Афанасьев, 1977). Образование регионального пенеплена датируется мезозоем—палеогеном, так как он был выработан не только на архейско-протерозойских породах, но и на среднепалеозойских щелочных и основных интрузиях. Вероятно, в олигоцене, а в пределах низкогорий еще раньше пенеплен был взломан по разломам и значительно деформирован. В миоцене—раннем плиоцене началась новая эпоха выравнивания, оставившая следы на низменных (до 150 м) и средневысотных (до 250 м) равнинах Кольского полуострова, и особенно явные в пределах Карелии, где к этой эпохе относят поверхности выравнивания с высотами 100—150 м (Ллак, Лукашов, 1972; Поверхности выравнивания..., 1974).

Остатками древних пенепленов являются волнистые или холмисто-грядовые равнины и отчасти выравненные вершинные поверхности возвышенностей и гор. Тектоническая активизация, охватывавшая, по-видимому, олигоценовое и среднеплиоценовое время, сопровождалась заложением ряда древних речных долин по разрывным нарушениям, в пределах которых под толщей аллювия в переуглублениях встречены продукты перераспределения кор выветривания (Тулома, Иоканга, Стрельна и др.). Встречены они и в молодых наложенных грабенообразных прогибах (Понойском, Нива-Имандрском, Олонецком). Другим следствием локальных поднятий было значительное по глубине (до 100—200 м, редко до 500 м) эрозионное расчленение возвышенностей. Особенно контрастным расчленением (от 150—300 до 400—600 м) и густой сетью эрозионных врезов различных простираний отличается Ковдоро-Куолаярвинская группа возвышенностей. Значительно расчленена и Северо-Карельская возвышенность, менее глубоко и резко — Западно-Карельская.

Однако преобладающее на территории восточной части Балтийского щита грядовое (в Карелии сельговое), холмисто-увалистое и холмистое расчленение цокольных равнин отражает скорее первичные неровности пенепленов, осложненные мелкоблоковыми малоамплитудными подвижками, чем эпохи расчленения. В скульптурной орнаментовке этих равнин проявилась селективная денудация пород в различной степени трещиноватых и (в меньшей мере) различных по составу. Отпрепарированными селективной денудацией, а затем и ледниковой экзарацией оказались, например, элементы древней складчатой структуры Кейв. Они были отпрепарированы в виде параллельных гряд, сложенных стойкими кристаллическими сланцами и кварцитами. Наиболее высокие массивы Северо-Карельской возвышенности сложены прочными протерозойскими вулканогенными породами и сланцами, а система гряд — сельг (относительные высоты до 200 м) — в пределах Западно-Карельской возвышенности, вытянутых тремя параллельными цепями по простиранию древних складчатых структур и приуроченных к взброшенным блокам по новейшим дизъюнктивным нарушениям, образованы кварцитами протерозоя (Спиридонов, 1978). Во всех случаях наиболее крупные формы имеют в основе тектонические мелкоблоковые нарушения, только относительно невысокие и небольшие гряды обязаны своим возникновением селективной денудации.

Морфология речных долин, так же как и котловин многих озер региона, в значительной степени предопределена разрывными нарушениями. Поэтому если верховья долин и их участки, приуроченные к выположенным пространствам или низменностям, слабо врезаны и имеют облик долин молодых меандрирующих равнинных рек, то средние и особенно нижние отрезки врезаны значительно и приобретают облик узких ущелий глубиной до 100—200 м. Устья рек часто заканчиваются фиордами (Баренцево море) или фиардами (Белое море). Благодаря четвертичным оледенениям все долины, несмотря на упоминавшуюся выше древность заложения многих из них, имеют молодой морфологический

облик, выраженный в невыработанности продольного профиля и в непостоянном наличии молодых (позднеплейстоценовых и голоценовых) террас, переходящих в устьях в морские террасы того же возраста. Малые горные реки занимают каньоны или трогообразные долины (Хибины).

Усредненные показатели глубины расчленения составляют в северной и западной Карелии 100—70 м. Значительными, хотя и неравномерными, показателями характеризуются северное Приладожье, Заонежский полуостров, Ветренный Пояс. Шокшинская и Олонецкая гряды (от 30 до 80 м). В остальной части Карелии глубины расчленения рельефа близки к 20 м. Максимальная густота расчленения наблюдается в северо-западном Прионежье и северном Приладожье (0,25—0,27 км/км²), где развит грядовый рельеф, а минимальная (0,13 км/км²) — в восточной Карелии. Основными типами расчленения междуречий в Карелии являются: 1) линейно-грядовое, представленное отдельными грядами или системами гряд и вытянутых возвышенностей, 2) холмистое, с преобладанием форм, близких к изометричным, и 3) плоскостное, распространенное в районах развития ледниковых, водно-ледниковых и морских аккумулятивных покровов.

Абсолютное преобладание реликтовой морфоскульптуры определяется широким распространением ледникового рельефа. Воздействие материковых оледенений проявилось в восточной части Балтийского щита в первую очередь в форме экзарации. За ледниковый период за пределы щита была вынесена большая часть рыхлого покрова, образовавшегося за предшествовавший период длительного выравнивания в виде кор выветривания, а также почти весь грубообломочный материал, образовавшийся в течение менее продолжительной эпохи расчленения. Эрозионные гряды в пределах возвышенностей были сглажены и преобразованы в бараньи лбы и курчавые скалы. Горные долины и устья рек Мурманского берега преобразовались в троговые.

На волнистых равнинах восточной части Кольского полуострова следы экзарационного воздействия менее отчетливы. Следы экзарации скальных пород в виде бараньих лбов, ориентированных по направлению движения ледников, особенно ярко выражены в Карелии. На севере Карелии их ориентировка приближается к субширотной, а на остальной территории господствует общее со структурными элементами рельефа юго-восточное направление.

Значительной ледниковой моделировке подверглись и гряды сельг.

Многие сглаженные льдом скалы имеют в Карелии друмлиноидный облик или являются типичными друмлинами со скальным ядром. Широко распространены и поля друмлинов без ядра кристаллических пород. На Кольском полуострове друмлинные поля или отдельные формы развиты менее широко (южнее Умбозера и Хибинского массива, восточнее озер Ловозера, Лявозера, долины р. Харловки и на других участках). Из горных нивально-ледниковых форм следует упомянуть ледниковые кары и цирки, распространенные в верховьях троговых долин некоторых низкогорных массивов, например Хибинского и Ловозерского.

Ледниковая аккумуляция, относящаяся в основном к эпохе последнего оледенения, представлена покровом морены, имеющим почти сплошное распространение на равнинах западной половины Кольского полуострова (мощностью до 20 м) и большей части Карелии (мощностью до 30 м). На востоке Кольского полуострова и в ряде районов Карелии покров морены на равнинах маломощный и прерывистый. На более низких участках морена подвергалась поверхностному размыву водами флювиогляциальных потоков, приледниковых озер и позднеледниковой морской трансгрессии. Поэтому выразительный холмисто-моренный рельеф распространен шире в пределах краевых ледниковых образований. Комплексы ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных форм тяготеют к бассейну Лотты и некоторых других рек в материковой части региона, а также к окраинам полуострова. В Карелии значительные массивы холмисто-моренного и камово-

го рельефа распространены в пределах межлопастных возвышенностей (севернее Выгозера, в северо-западном и северо-восточном Прионежье и др.).

На значительном протяжении хорошо выражены краевые моренные гряды, например Терские кейвы на Кольском полуострове и две недавно выявленные цепи напорных морен, являющихся возрастными аналогами гряд Сальпауселькя I и II, протягивающихся из Финляндии через Западно-Карельскую возвышенность на север и в субмеридиональном направлении (Ильин и др., 1978). Характерная особенность указанных гряд — тесная генетическая связь с маргинальными озами; это, а также состав водно-ледниковых отложений, которыми они преимущественно сложены, свидетельствует о их происхождении на контакте активного и мертвого льда. Такой же характер имеет амфитеатр маргинальных гряд, окаймляющих Выгозерскую языковую депрессию.

Другой особенностью ледникового аккумулятивного рельефа региона является обилие крупных радиальных озов, вытянутых вдоль речных долин на севере Кольского полуострова (Воронья; Териберка, Западная Лица, Печенга и др.). Еще большего развития достигают радиальные озы в Карелии, особенно с проксимальной стороны краевых гряд стадий Сальпауселькя. Длинные прерывистые цепи озовых гряд хорошо выражены также в районах Сегозера и Выгозера, северо-восточном Приладожье и многих других районах Карелии, отражая особенности деградации этой территории, связанные с образованием больших полей радиально трещиноватого мертвого льда.

Зандровые и озерно-ледниковые равнины мало характерны для региона (несколько более широко распространены они только на юге Карелии), что объясняется эфемерностью приледниковых озер в позднеледниковое время. Слабо распространены и аккумулятивные морские покровы. Они приурочены главным образом к морским побережьям, так как глубокие позднеледниковые трансгрессии компенсировались быстрым изостатическим поднятием Кольского полуострова и северной части Карелии. Только на юго-восточной периферии Балтийского щита создавались благоприятные условия для чередования озерно-ледниковых и морских бассейнов.

Современная зональная морфоскульптура в пределах региона не играет какой-либо существенной роли. За краткое поздне- и послеледниковое время зональные процессы рельефообразования не успели существенно преобразовать облик рельефа. В горах и на возвышенностях Кольского полуострова заметно влияние нивально-солифлюкционных процессов, на морских и флювиогляциальных равнинах местами происходила эоловая переработка поверхности, особенно сильно проявившаяся в формировании материковых дюн в позднеледниковье. Широкое развитие (особенно в Карелии) получили процессы биогенного выравнивания котловин в результате образования сапропелей и торфа.

СЕВЕРО-ЗАПАД

Территория Северо-Западного региона широкой полосой окаймляет впадины Балтийского и Белого морей, включая погребенный склон Балтийского щита, Белорусскую антеклизу фундамента, часть Подляско-Брестской впадины, Полескую седловину и Припятский прогиб. Естественным структурно-тектоническим и морфоструктурным ограничением региона служат границы Вольно-Подольской возвышенности и Припятской низменности, склоны Московской синеклизы, представленные Смоленско-Московской и Валдайской возвышенностями, Сухонская низина и Северодвинская низменность — синеклиза. Максимальная амплитуда высот в пределах региона достигает 345 м, однако относительные высоты возвышенностей над соседними низменностями обычно не превышают 200—250 м.

Орографически территория Северо-Запада подразделяется на Прибалтийскую низменность, окаймляющую ее Белорусско-Валдайскую полосу возвышенностей и внешнее низменное обрамление, не образующее единой сомкнутой полосы. Дробность орографического строения обуславливается существованием ряда изолированных возвышенностей на Прибалтийской низменности и нескольких низменностей в полосе возвышенностей.

Прибалтийская низменность протягивается от Калининградского залива до берегов Ладожского озера, образуя две высотных ступени: 0—80 и 80—120 м абсолютной высоты. К низкой ступени, собственно Приморской низменности, относится сравнительно узкая полоса слабо наклонных равнин, расширяющаяся в пределах Прегольской, Нижненеманской, Земгальской и Западно-Эстонской низин. Через Предглинтовую низменность она связана с Псковско-Чудской, Приильменской и Невско-Ладожской низкими равнинами. Более высокая ступень обрамляет островные возвышенности и Приильменскую низину.

Островные возвышенности группируются в четыре прерывистые субмеридиональные полосы. Одну из них составляют Жемайтйская и Курземские возвышенности, вторую — Видземская и Сакала, третью — Алуксненско-Хааньяская, Отепя (Уганда) и Пандивере, четвертую — Витебская, Городокская, Бежаницкая, Судомская, Лужская, Ижорская и Лемболовская возвышенности. Общая особенность орографии указанных возвышенностей — снижение их высот с юга на север от 317—230 м до 160—140, а в отдельных случаях — до 110 м. Они делят Прибалтийскую низменность на отдельные, также субмеридионально ориентированные части. На эту закономерность впервые обратил внимание К.И. Геренчук (1960), истолковав ее как отражение разломной тектоники фундамента.

Белорусско-Валдайская полоса возвышенностей по границе с Прибалтийской низменностью обозначена Балтийской грядой (включающей Латгальскую возвышенность), а также Валдайской, Тихвинской, Вепсовской и Андомской возвышенностями с максимальными высотами от 220 до 320 м. Эта граница характеризуется значительными перепадами высот, скатами или уступами. Наибольшей ширины полоса возвышенностей достигает в пределах Белоруссии, где она представлена Белорусской возвышенностью, состоящей из Гродненской, Волковысской, Слонимской, Новогрудской, Ошмянской, Минской, Копыльской, Лепельской, Браславской возвышенностей (200—340 м), разделяемых Средненеманской, Березинской, Полоцкой и Верхнедвинской низменностями. На юге система возвышенностей через Предполесскую наклонную равнину переходит в Полесскую или Припятскую низменность (150—110 м), сливающуюся на юго-востоке с Приднепровской низменностью. В пределах Полесья выделяются несколько невысоких гряд, среди которых наиболее контрастна Мозырская (до 200 м).

На севере региона наблюдается чередование субмеридиональных полос низменных равнин (Белозерско-Ковжинская, Кубенская, Воже-Лачинская, Онегорецкая, Важская) и возвышенностей (Чебсарская, Андогская, Коношско-Няндомская, Лепшинская, Ровдинская, Устьянская). С юга они окаймляются Сухонской низиной, а с востока — Северо-Двинской низменностью.

Указанные особенности орографии связаны как со структурно-тектоническим новейшим развитием территории (образованием наложенных Балтийской, Сухонской и Нижнедвинской синеклиз), так и с древнеледниковой переработкой рельефа (формированием лопастных депрессий, маргинальных и межлопастных возвышенностей).

Морфоструктура Северо-Запада отличается древностью заложения, малыми амплитудами новейших движений, длительным и глубоким экзогенным преобразованием (см. рис. 2). Коренные породы сложены различными по прочности нижнепалеозойскими отложениями, к югу и востоку (в направлении погружения

склона Балтийского щита) они сменяются более молодыми — палеозойскими, а на юге территории также мезозойскими и кайнозойскими. Только в осевой части Белорусской антеклизы и в районе Микашевичско-Житковичского выступа фундамента наблюдается неглубокое залегание выходов докембрия. Относительно прочные, преимущественно карбонатные, породы ордовика, силура, девона, карбона и перми образуют плато, большая же часть Прибалтийской низменности сложена податливыми денудации отложениями палеозоя и мезозоя, которые на юге Белоруссии сменяются легко размываемыми отложениями мезозоя, палеогена и неогена.

Основные структуры фундамента, сформировавшиеся в близком к современному виде еще в герцинское время, представлены погребенным склоном Балтийского щита, Латвийской седловиной, Белорусской антеклизой и соединяющей ее с Украинским щитом Полесской седловиной, а также рядом впадин — Балтийской на западе, Брестской и Припятской на юге, Оршанской, Валдайской, Воже-Лачской и Онежской на востоке. Их отражение в современном рельефе различно и зависит от различий истории их тектонического развития.

Белорусская антеклиза до начала мелового периода сохраняла тенденцию к относительному поднятию, о чем свидетельствует пониженная мощность (100—150 м) осадочного чехла в ее сводовой части, в которой отсутствуют отложения всех систем от кембрия до поздней юры (Тектоника Белоруссии, 1976). На геоморфологическом этапе эта тенденция была унаследована лишь в очень слабой мере, поскольку субширотные границы меловых и палеогеновых трансгрессий не отражают описанные выше структуры фундамента. Заметных поднятий по отношению к Полесью поверхности коренных, сильно экзарированных пород в полосе белорусских возвышенностей также не обнаруживается, хотя отдельные возвышенности имеют под мощными ледниковыми отложениями невысокие цоколи. Все же в ряде случаев возвышенности пространственно приурочены к локальным выступам фундамента или ограничиваются почти не выраженными в рельефе разломами (Ошмянская возвышенность, северо-восточный склон Новогрудской). Поэтому структурно-денудационные равнины, лежащие в основе белорусских возвышенностей, с некоторой долей условности отнесены к унаследованно возрожденным морфоструктурам.

Полесская седловина была втянута в опускания соседних впадин только в меловом периоде и в палеогене, а в четвертичное время вновь проявлялась слабая тенденция к ее относительному поднятию, выразившаяся в относительно высоком (до 100—160 м) залегании поверхности коренных пород и более значительном, чем во впадинах, размыве озерно-болотных отложений неогена. Эта тенденция позволяет отнести Пинское полесье к унаследованно возрожденным морфоструктурам.

Припятский прогиб, обособленный отчетливыми субширотными разломами, наоборот, проявлял тенденцию к опусканию, первоначально (особенно в девоне) как часть Днепровско-Донецкой впадины. В ее пределах в верхнедевонских и верхнепермских отложениях широко распространены локальные соляные купольные структуры, частично выраженные в рельефе.

Устойчивую тенденцию к прогибанию (особенно в поздней перми) проявляла и Брестская впадина. В кайнозое она вместе с Полесской седловиной и Припятским прогибом испытала умеренные опускания, прекратившиеся в плейстоцене, о чем свидетельствуют малые мощности четвертичных отложений в их пределах. Тем не менее Припятскую и Брестскую пластово-аккумулятивные равнины можно уверенно относить к древнеунаследованным морфоструктурам. Они сложены рыхлыми морскими олигоценowymi и озерными неогеновыми отложениями.

Оршанская и Валдайская впадины компенсировались осадконакоплением еще в протерозое—палеозое, а в мезокайнозое образовали приподнятый западный борт Московской синеклизы. В новейшее время на месте Оршанской впадины

в результате унаследованных поднятий возникла унаследованно возрожденная Восточно-Белорусская структурно-денудационная равнина с приподнятой до 100—140 м поверхностью коренных пород. От возвышенностей центральной Белоруссии она отделена полосой денудационных низменностей — Полоцкой, Центральноберезинской и Приднепровской, в пределах которых поверхность коренных пород снижена до 50—100 м, а в расчленивающих ее ложбинах находится на 120 м ниже уровня моря. На севере Белоруссии низменности врезаны в девонские, а на юго-востоке — в мезокайнозойские отложения, проявляя относительную независимость от структуры и литологии слагающих пород.

В целом территория Белоруссии (за исключением Неманской низменности) проявляла на новейшем этапе тенденцию к поднятию с суммарной амплитудой от 20 до 160 м.

На северо-восточном погрebenном склоне Балтийского щита, вступившем в континентальный этап развития еще в палеозое, тенденцию к поднятию в новейшее время унаследовали морфоструктуры, приуроченные к Пестовскому и Андомскому выступам фундамента, а также к склону выступа Ветреного Пояса, где сформировались древнеунаследованные структурно-денудационные карбоновые и пермские плато Тихвинской, Вепсовской, Андомской и Кенозерской возвышенностей. Вместе с ними поднялась унаследованно возрожденная Валдайская возвышенность, обособившаяся от Балтийской синеклизы по Крестецкому глубинному разлому. Образовавшаяся при этом флексура стала структурной основой эрозионно-тектонического уступа карбонового плато — структурно-денудационной возвышенности с высотами 200—240 м (Мещеряков, 1965).

На новейшем этапе возродились также низменности, приуроченные к Воже-Лачской и Белозерской впадинам фундамента. Небольшие выступы фундамента наследуют возвышенности Ветреного Пояса, Архангельского вала и Коношаньдомская. Нижнеонегорецкая и Нижнедвинская низменности являются новейшими новообразованными морфоструктурами.

Хотя формирование Прибалтийской низменности связано с очень молодыми, неогеновыми опусканиями наложенной Балтийской синеклизы, в состав ее гетерогенных образований вошли весьма древние и разнородные тектонические структуры: Балтийская впадина фундамента с устойчивой древнеунаследованной тенденцией к опусканию (особенно в пределах Гданьской синеклизы), Липайско-Салдусский выступ, лежащий в основе Курземских возвышенностей и Латвийской седловины. Морфоструктуры ордовикских и силурийских плато северной Эстонии и Ленинградской области (Пандивере, Ижорское) являются древнеунаследованными, тогда как разделяющие их низменности, инверсионные по отношению к древнему моноклиальному падению пластов на юг, — новообразованными. Первично низкая структурная ступень, определившая их заложение, возникла в неогене в результате появления котловины Балтийского моря, но была сильно и неравномерно денудирована. Поэтому эти низменности, сложенные легко разрушаемыми кембрийскими и девонскими породами (Предглинтовая, Ильменьская и др.), денудационные, хотя и структурно предопределенные. Некоторое представление о залегании первичной структурно-денудационной поверхности дают эрозионно-денудационные останцы, образующие цоколи островных возвышенностей.

Первоначальной основой этих цоколей явилась система куэстовых моноклиальных гряд, сложенных более устойчивыми к размыву породами, возникших за длительный континентальный период (с конца девона), еще до образования новейшей Прибалтийской структурной ступени. Одни из них (Ордовикский глинт, Рижско-Псковский уступ) испытали обновление при формировании надразломных флексур в процессе прогибания неогеновой Балтийской котловины, другие (например, девонская куэста, лежащая в основе Балтийской гряды) его не испытали и расчленились глубокой речной эрозией, особенно в среднем плиоцене,

на отдельные возвышенности (Сакала, Отепя, Хаанья-Алуksненская и др.). В цоколе некоторых из них лежат сильно разрушенные древние локальные структуры: Локновская в основе Хаанья-Алуksненской возвышенности, Мадонская и Плявинская в основе Центральновидземской, Шауляйская послужила причиной образования Жемайтйской возвышенности, а Стругокрасненская — Лужской (Исаченков, Татарников, 1972; Можяев, 1973; Даниланс, 1973; Спиридонов, 1978; Вахер и др., 1980).

Указанные признаки соответствия с древним структурным планом позволяют относить большую часть структурно-денудационных цоколей аккумулятивных островных возвышенностей к древнеунаследованным морфоструктурам, тогда как денудационные инверсионные низменности (Западно-Эстонская, Среднеэстонская, Земгальская, Среднелатвийская, Среднегаульская, связь которых с новейшими отрицательными структурами в отдельных случаях только намечается, отнесены к новообразованным морфоструктурам. Исключение составляют только низменности юго-западной Литвы и Калининградской области, сохранявшие морской режим до олигоцена, а в пределах Самбийского полуострова даже до середины плиоцена (Гуделис, 1973). В соответствии с погружением фундамента к оси Балтийской синеклизы (от —1000 до —3000 м) поверхность коренных пород в этой области также опускается от 40—50 до —40 ÷ —100 м. Таким образом, морфоструктура Нижнелеманской и Прегольской пластово-аккумулятивных низменностей является древнеунаследованной от Гданьской впадины, а новейшая активная положительная морфоструктура Самбийской структурно-денудационной возвышенности, отвечающая Калининградскому валу, — новообразованной (Додонов и др., 1976). На фоне общего погружения поверхность коренных пород в ее пределах поднята до 40 м.

Возраст морфоструктур Северо-Запада в связи с древностью заложения и длительностью экзогенного преобразования можно определить лишь с малой точностью. На территории, не покрывавшейся мезокайнозойскими морями, структурно-денудационный рельеф, начиная с карбона или перми до голоцена, формировался непрерывно. Однако и на этой территории основные черты морфоструктуры сформировались к среднему плиоцену, когда система куэст, заложившихся, по-видимому, в меловой период или еще раньше, расчленилась на отдельные эрозионно-тектонические возвышенности. Только денудационные низменности оформились в современном виде в плейстоцене. Есть основания считать, что карбоновые, пермские, а также силурийско-ордовикские плато региона, высотное положение которых в результате последующих деформаций мало изменилось, имеют позднемеловой возраст, а обрамляющая их с запада низменная ступень заложилась одновременно с образованием Балтийской впадины в эоцен-олигоцене.

Однако указанный или более древний возраст могут иметь только возвышенности Прибалтики и низменности восточной Белоруссии, тогда как белорусские возвышенности, низменности Полесья и Прибалтики обособились только после миоценового выравнивания, возможно уже в среднем плиоцене. В это же время возникли Нижнеонегорская и Нижнедвинская низменности. Еще позже, в позднем плиоцене, сформировалась Самбийская возвышенность.

Новейшие разрывные нарушения мало характерны для Северо-Запада. Даже такие выразительные региональные денудационные уступы, как глинт и уступ карбонового плато, пространственно смещены по отношению к предполагаемым в их основе тектоническим нарушениям. Более четко дизъюнктивные нарушения проявляются в рельефе Полесья, особенно по южной границе низменности, районах Мозырской гряды и Загородья. Это частично связано с малой мощностью четвертичного покрова в пределах Полесья.

В целом мощность четвертичных, преимущественно ледниковых, отложений велика, особенно в Литве и Белоруссии, хотя и очень неравномерна. Наиболее значительна мощность четвертичного покрова на возвышенностях Белоруссии,

Балтийской и Великолукской гряд, а также на большей части островных возвышенностей, где она достигает 100—200 м и более. Наименьшие мощности наблюдаются наряду с Полесьем на Прибалтийской низменности, пермских и карбоновых плато, там где нет краевых ледниковых образований. В пределах экзарационных низменностей она не превышает 20 м.

Морфоскульптура

Морфоскульптура Северо-Запада определена преимущественно ледниковой историей региона. В связи с отмеченной неравномерностью мощности аккумулятивного покрова она отличается значительными высотными контрастами, часто сильно превышающими амплитуды рельефа коренных пород, подвергавшегося длительному доледниковому выравниванию (см. рис. 3).

Поверхности выравнивания на Северо-Западе изучены еще недостаточно. Это объясняется не только большой мощностью ледниковых отложений, но и их плохой сохранностью вследствие неравномерной денудации и ледниковой экзарации, особенно в пределах низменностей, сложенных легко разрушаемыми песчано-глинистыми породами. Так, центральная часть Ильменской низменности была денудирована на 150 м, из которых 60—70 м было уничтожено экзарацией (Маккавеев, 1975; Исаченков, 1975, 1981). Неудивительно, что исследователи, выделяющие различное число (от 1 до 3) поверхностей выравнивания, расходятся и в определении их возраста (Мещеряков, 1965; Шляупа, 1970; Можаяев, 1973; Поверхности выравнивания..., 1974).

Наиболее высокая, но неравномерно поднятая (от 130—160 до 200—300 м) позднемезозойская поверхность выравнивания находится на древних плато, сложенных палеозоем, в северной и восточной частях региона. В пределах равнин Латвии, северо-восточной Литвы и центральной Белоруссии она замещается палеогеновой денудационной поверхностью (60—150 м), образование которой, по-видимому, связано с колебаниями уровней эоценовых и олигоценовых морских бассейнов в южной Прибалтике и на юге Белоруссии.

Следующий этап выравнивания слабо отражен в миоценовой денудационной поверхности (20—110 м), распространенной только на юге Белоруссии и юго-западе Прибалтики, где она сопрягается с позднемиоценовым (сарматским) пресноводным бассейном на территории Польши. Наиболее молодая поверхность выравнивания представлена позднеплиоценовыми погребенными эрозионно-аккумулятивными террасами древних речных долин.

Современные речные долины Северо-Запада отличаются молодостью и только на отдельных участках наследуют погребенные пра-долины доледниковых рек. Крупные долины дренировали депрессии, заполнявшиеся водами приледниковых озер, а иногда подвергавшиеся позднеледниковой морской трансгрессии. Поэтому долины бассейнов Северного Ледовитого океана и Балтийского моря (Северной и Западной Двины, Немана и др.) осложнены сериями высоких террас неаллювиального генезиса. Только низкие террасы и поймы связаны с жизнью самих рек. Многие долины отличаются невыработанностью продольного профиля, чередованием озеровидных расширений и участков прорыва. Долины рек Черноморского бассейна зрелые, наряду с молодыми они обладают широкими среднеплейстоценовыми террасами (Днепр, Припять и др.). Особенно характерна Припять, сформировавшая широкую аллювиальную равнину с шириной поймы до 10—15 км, первой надпойменной террасы — до 20—25 и второй террасы — до 50—60 км.

Древние доледниковые долины разных возрастных генераций (среднеплиоценовые, раннечетвертичные и др.) сильно переуглублены по сравнению с современными, погребены или полупогребены ледниковыми отложениями. Пологие ложбины полупогребенных долин получили в Латвии название сенлей.

Эрозионное расчленение междуречий значительно только в пределах возвышен-

ностей Белоруссии за границей последнего оледенения, где оно достигает густоты 1—2, а иногда 3—3,5 км/км². Глубина эрозионного расчленения на низких междуречьях не превышает 5—10 м, а на среднеплейстоценовых ледниковых возвышенностях возрастает до 20, редко — до 40 м.

В большей части Белоруссии и на остальной территории Северо-Запада господствующая роль принадлежит реликтовой ледниковой морфоскульптуре. Только в пределах Белорусского Полесья широко развиты аллювиальные равнины. Большая часть территории Северо-Запада расположена в области позднеплейстоценового, валдайского оледенения. За ее пределами остаются центральная и южная части Белоруссии и юг Литвы, располагающиеся в области развития московского (сожского) и днепровского среднеплейстоценовых оледенений.

На обширных Минской, Ошмянской, Новогрудской и других моренных возвышенностях находятся крупные расплывчатые ледниковые холмы с характерными для них покровами лёссовидных отложений и значительным расчленением склонов перигляциальными балками, а также современными оврагами. Большие площади занимают вторичные волнистые моренные равнины (Лидская, Могилевская и др.). Южному пологому склону Белорусской возвышенности свойственны наклонные зандровые равнины Предполесья.

В Белорусском Полесье среди заболоченных озерных и озерно-аллювиальных равнин валдайского времени распространены сильно размытые останцы краевых морен (Мозырьская и др.) или зандров (Загородье) московского оледенения.

В пределах области последнего оледенения ледниковый рельеф образует закономерно построенные комплексы форм, представленные дугообразными фронтальными холмистыми моренами напора и накопления, окаймляющими моренные и озерно-ледниковые волнистые и плоские равнины лопастных бассейнов (Асеев, 1974; Структура и динамика..., 1977). Последние разделяются радиальными полосами межлопастных островных ледниково-аккумулятивных возвышенностей, к центральному частям которых часто приурочен камовый рельеф, а к склонам — холмисто-моренный.

В пределах холмистых моренных гряд (Балтийской, Себежской, Великолукской, Валдайской и др.), а также холмистых моренных возвышенностей много рытвинных, подпрудных, криокарстовых озер, занимающих значительную часть их площади, например в Белорусском поозерье — 5—20% его территории. Озерность очень велика и в пределах других участков поморского краевого комплекса.

В более северных районах по границе зон ледниковой аккумуляции и экзарации распространены друмлинные поля, особенно крупные на территории Эстонии, где они сосредоточиваются в широкой субмеридиональной полосе, протягивающейся от дистального склона возвышенности Пандивере в направлении г. Тарту, а также по северным и западным окраинам низменности Виртсьярв. Друмлинные поля продолжают и в северо-западном Видземе, на юге Восточно-Курземской возвышенности в Латвии и в северо-восточной Литве.

Наибольшая концентрация радиальных и маргинальных озовых гряд и флювиогляциальных дельт связана с краевыми образованиями поздних фаз деградации валдайского оледенения.

Зандровые равнины менее характерны для Северо-Запада, чем озерно-ледниковые. Наиболее крупные из них приурочены к бассейнам левых притоков Припяти, к Молого-Шекснинской низменности и к дистальной стороне некоторых моренных гряд, например Тихвинско-Валдайской. Шире распространены долинно-зандры. Особое место в системе зандров занимает Мяркисская маргинальная ложбина стока ледниковых вод. Поверхность зандровых и аллювиальных равнин местами осложнена древними и современными золовыми формами. Самые крупные береговые дюны образовались на Куршской и Балтийской косах.

Наиболее характерным аazonальным типом рельефа является карст: его рас-

пространение связано не только с наличием карбонатных пород, но и с малой мощностью покрова морены (Восточная Белоруссия, Пандивере, Ижорская, Валдайская, Андомская, Нядомская, Лепшинская возвышенности и другие возвышенности Онего-Двинского междуречья, Онежский полуостров).

Важнейшим морфоскульптурным и природным рубежом на Северо-Западе служит граница распространения позднеплейстоценового оледенения, проходящая по дистальному склону Балтийской гряды, северным отрогам Ошмянской возвышенности, южнее Браславской и Лепельской возвышенностей и заходящая далее на юг языками по низменностям. Край материкового льда протягивался также вдоль дистального склона Валдайской возвышенности. На севере региона граница валдайского оледенения огибала Андогскую, Чебсарскую и Верхневажскую возвышенности, образуя языки и лопасти по Молого-Шекснинской, Кубенской, Важской и Северо-Двинской низменностям.

СЕВЕРО-ВОСТОК

Территория Северо-Востока ограничивается Северо-Двинской и Унженской низинами на западе, широтными отрезками долин Волги и Камы на юге, предгорными равнинами Урала и Пай-Хоя на востоке, Баренцевым морем на севере.

Основные черты орографии и морфоструктура

Этот регион включает несколько крупных орографических единиц, являющихся одновременно и главными морфоструктурами: Мезенскую и Печорскую низменности, разделенные системой цокольных возвышенностей Тиманского кряжа северо-западного простираня, возвышенность Северные Увалы восток-северо-восточного простираня и расположенные к югу от нее чередующиеся субмеридиональные низменности и возвышенности Среднего Заволжья и Закамья.

Мезенская низменность с преобладающими абсолютными высотами 100—20 м и падением поверхности на северо-запад занимает северную часть одноименной синеклизы между Кулойским плато и Тиманом. С юга она замыкается обширными возвышенными равнинами Двинско-Мезенского междуречья (150—220 м), в свою очередь ограниченными с юга узкой субширотной низменностью р. Ваги (60—150 м), являющейся восточным продолжением Сухонской низины.

Печорская низменность зажата в треугольнике между цокольными возвышенностями Тимана и Предуралья, смыкающимися под острым углом в верховьях Колвы. Низменность осложнена чередованием возвышенностей и гряд высотой 170—200 м (отметки отдельных массивов достигают 250 м) с частными низинами, средние высоты которых снижаются с юга на север от 100—150 до 70—50 м. Преобладает северо-восточное простирание основных орографических элементов.

Возвышенность Северные Увалы (150—250 до 294 м) протягивается большой дугой от долины Виги, ограничивающей ее от Чухломской возвышенности, на восток-северо-восток до сквозной долины Северной и Южной Кельтмы, отделяющей ее от Тимана. Она образует восточную часть главного водораздела Русской равнины. На западе южный пологий склон этой асимметричной возвышенности переходит в Марийско-Ветлужскую низменность, наклонную к Волге (150—50 м) и ограниченную с востока субмеридиональной возвышенностью Вятский Увал (средняя высота 155 м, максимальная — 284 м). Восточнее Вятского Увала находится небольшая Кильмезская низменность (150—65 м).

На юго-востоке региона располагается массивная Верхнекамская возвышенность с высотами 250—338 м, постепенно переходящая на юге в Елабужскую возвышенность, состоящую из Можгинской (до 264 м) и Сарапульской (до 249 м) возвышенностей, разделенных долиной Ижа.

Система возвышенностей Тиманский кряж и Канин Камень, протянувшаяся на

1000 км от горы Полюдов Камень на Урале до Баренцева моря и простирающаяся в ширину до 150 км, состоит из кулисообразно расположенных и вытянутых согласно общему северо-северо-восточному простиранию отдельных возвышенностей. Основными из этих возвышенностей являются Тиманский Камень и Чайцынский Камень на северном Тимане, Четласский Камень на среднем Тимане, Вымь-Вольская гряда и Джемим-Парма на южном Тимане. Абсолютные высоты Тиманского кряжа достигают 300 м на севере и юге и более 450 м на среднем Тимане, тогда как высота Камина Камня редко превышает 220 м. Наиболее крупные возвышенности Тимана имеют плосковолнистую вершинную поверхность (над которой местами возвышаются останцы более устойчивых к денудации пород) и пологие склоны.

В северной и южной частях региона простирание основных орографических элементов в общем соответствует направлению главных структур фундамента (см. рис. 2). Мезенская низменность с ее более возвышенным южным обрамлением отвечает Мезенской впадине кристаллического фундамента. Печорская низменность — синеклизе предположительно в более молодом палеозойском складчатом платформенном основании, различно дислоцированные породы которого слагают обновленную новейшими блоковыми движениями возвышенность Тиманский кряж. Возвышенности и низменности южной части территории соответствуют субмеридиональному расчленению северного склона Волго-Камского выступа фундамента. Только близкая к субширотной возвышенность Северные Увалы несогласно общему структурному плану наложилась в своей западной части на наиболее прогнутую зону Московской синеклизы, но и она в восточной части наследует Сысольский (Сыктывкарский) и Коми-Пермяцкий выступы фундамента.

Наиболее древнее заложение имеют морфоструктуры Тиманского кряжа, Двинско-Мезенской возвышенности и некоторых возвышенностей Печорской синеклизы, континентальное развитие которых началось в послепермское время. В позднем мелу произошла новая значительная перестройка рельефа, когда возникла единая субширотная обращенная структура Северных Увалов, окончательно отделившая Московскую синеклизу от Мезенской. Северные части Мезенской и Печорской синеклиз оставались в позднем кайнозое прогнутыми и покрытыми морем.

Развитие рельефа юга региона началось также в послепермское время. На грани мезозоя и кайнозоя произошла перестройка рельефа, но во многом его развитие было связано с поднятиями Кукморского выступа фундамента, образующего северную часть Татарского свода. В седловине между ним и Алметьевским выступом фундамента (южная часть Татарского свода) заложилась древняя долина Камы.

Основу отдельных возвышенностей Тиманского кряжа составляют антиклинальные структуры с полого падающими крыльями, местами переходящими в сундучные складки, осложненные геофлексурами. Сводовые части структур герцинского возраста часто сложены денудированными породами рифея. Складчатые структуры раздроблены на блоки по продольным и поперечным разломам. Глубокое денудационное выравнивание высоких поверхностей, отсутствие в их пределах отложений палеогена и неогена, наличие древних (T^1-K_1) кор выветривания и, наконец, резкое снижение мощности чехла рыхлых четвертичных отложений (местами полностью исчезающих) позволяют считать, что формирование этой морфоструктуры началось еще в альпийское время и продолжалось до конца плейстоцена.

Блоковые новейшие структуры прослеживаются в рельефе в виде цокольных асимметричных гряд с выровненной поверхностью, часто ограниченных структурно-денудационными уступами, более выраженными на западном склоне. Уступы связаны с обновленными унаследованными продольными и поперечными разломами. Абсолютные суммарные амплитуды новейших поднятий достигают 300 м и

большей величины, относительные — 100—180 м. Основная часть этих дифференцированных движений приходилась на неоген-четвертичное время.

Таким образом, структурно-денудационные цокольные высокие равнины Тиманского кряжа, созданные новейшими блоковыми движениями, образуют древнеунаследованные морфоструктуры неогенового возраста. Мощность четвертичного чехла на территории кряжа колеблется в пределах 5—20 м и только по его склонам и в депрессиях возрастает до 100 м и более, что чаще наблюдается в восточном Притиманье.

Пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины Мезенской низменности и денудационная Двинско-Мезенская возвышенность имеют в цоколе сложно расчлененный рельеф фундамента Мезенской впадины. В северной части он выражен чередованием узких впадин и выступов север-северо-западного (тиманского) простирания. Расширяющаяся к северу система впадин (Пешская, Сафоновская, Яренская и др.) на юго-востоке сливается с Предуральским прогибом. Они отделяют здесь Тиман от Коми-Пермяцкого (Немско-Лойленского) выступа фундамента и выражены в современном рельефе древней сквозной долиной, занятой в настоящее время Северной Кельтмой (бассейн Северной Двины) и Южной Кельтмой (бассейн Камы). Поверхность фундамента во впадинах опущена до 4 км.

Западнее этих впадин протягивается система узких выступов (Лузского, Вашкинского, Косланского), в пределах которых фундамент залегает на глубине 2—2,5 км. Далее на запад с тем же "тиманским" простиранием протягивается еще одна система впадин (Лешуковская, Петраковская). На юге она расширяется, образуя единую, уже субширотную Котласскую впадину, обрамляющую Сысольский выступ фундамента. Границы Мезенской впадины на юге четко оконтуриваются долинами Северной Двины и Вычегды, заложившимися вдоль ее склонов. К впадинам фундамента, несмотря на мощный осадочный чехол, приурочены также долины нижней Мезени, верхней Пинеги и Вашки.

Современная аккумулятивная Мезенская низменность прямо наследует структуры фундамента и является древнеунаследованной морфоструктурой, тогда как сложенные мезозойскими отложениями возвышенности Двинско-Мезенского междуречья преимущественно инверсионные, новообразованные. Исключение составляют Косланская возвышенность, наследующая выступ фундамента и возвышенности междуречья Вашки и Мезени, имеющие в основе Вашский вал, также наследующий выступ фундамента.

Современная морфоструктура заложились в палеогене, но оформилась в настоящем виде только в неогене, когда благодаря прерывистым поднятиям и денудации на юге Мезенской впадины возникли ярусные денудационные возвышенности. Возможно, что слабое соответствие рельефа структурам осадочного чехла в значительной степени кажущееся, а не обусловленное глубокой денудацией. Некоторые наиболее высокие водораздельные массивы, например Покшеньгский (до 254 м) и Уфтыогский (до 215 м), прямо отражают локальные поднятия (Спиридонов, 1978).

Возвышенность Северные Увалы с запада и востока ограничивается Рослятинским и Предтиманским прогибами фундамента. Юго-западная часть возвышенности приурочена к погружающемуся северному склону Котельнического выступа, а северо-восточная проектируется на Коми-Пермяцкий выступ фундамента. Хотя в рельефе верхнего яруса осадочного чехла эти структуры почти не выражены, такая приуроченность вероятно повлияла на заложение этой инверсионной морфоструктуры в области предшествовавшего мезозойского прогибания в конце раннемеловой эпохи (Мещеряков, 1965). Об этом свидетельствует смена глубоководного осадконакопления значительной мощности в триасе и юре, отложением маломощных терригенных меловых осадков.

Поскольку западная часть Северных Увалов не наследует древнейших структурных образований, она может рассматриваться как новообразованная

морфоструктура, тогда как их восточное окончание, имеющее в основе Сысольский свод, наложенный на отмеченные выше структуры фундамента, относится к категории возрожденных. О гетерогенности Северных Увалов свидетельствует то, что континентальное развитие разных частей этой морфоструктуры началось не одновременно. В частности, раньше всего, еще в послераннетриасовое время, начала подниматься центральная часть Северных Увалов. Однако наиболее высокая, ранее единая поверхность выравнивания сформировалась только в послераннемеловое время как часть исходного глобального мезозойского пенеплена (Герасимов, 1970). Широкое развитие молодой (видимо, палеогеновой) поверхности выравнивания, окаймляющей остатки позднемезозойского образования, позволяет предполагать, что морфоструктура Северных Увалов в близкой к современной конфигурации оформилась уже к палеогену. Четвертичный покров этой возвышенности имеет неравномерную мощность — она значительна (до 60—80 м) в западной части и по северо-западному склону и невелика (до 20 м) в сводовой части и по юго-восточному склону.

Возвышенности и низменности Волго-Уральской области имеют различные соотношения со структурой фундамента и складчатого основания.

Основу Марийско-Ветлужской низменности составляет гетерогенная структура фундамента; на западе низменность приурочена к борту Московской синеклизы, на востоке и юго-востоке — к Котельническому выступу фундамента и к соединяющей его с Токмовским выступом седловине. По пермским слоям в пределах низменности выделяется наложенный Чебоксарско-Котельнический прогиб, открытый на север. Осадочный покров имеет слабый структурно обусловленный наклон на северо-запад, тогда как денудационная поверхность коренных пород низменности снижается на юг к Волге. Приуроченность низменности к наложенному прогибу позволяет считать ее унаследованной морфоструктурой с преобразованной денудацией поверхностью. Ее формирование как отрицательной морфоструктуры произошло в конце миоцена—начале плиоцена, а формирование обратного уклона поверхности завершилось в среднем плейстоцене потоками талых ледниковых вод. Мощность преимущественно аллювиальных четвертичных отложений на юге низменности достигает 50—60 м, а на севере, где преобладают флювиогляциальные пески, редко превышает 10—15 м.

В основе Вятского Увала лежит неясно выраженное понижение фундамента (Бороздина, 1963; Валеев, 1968). Однако развитие положительной структуры началось еще в позднем девоне и унаследованно продолжалось в позднем палеозое и мезозое. Вятская зона поднятий, состоящая из системы субмеридиональных валов с амплитудой до 200 м, окончательно сформировалась в палеогене—неогене (Геология СССР, 1967). Таким образом, Вятский Увал является унаследованной морфоструктурой, образование которой завершилось на грани миоцена и плиоцена.

Наложённая Верхнекамская возвышенность приурочена к седловине, соединяющей Коми-Пермяцкий и Немский выступы фундамента и разделяющий Кировско-Кажимский грабен и Осинскую впадину, входящую уже в Предуральский прогиб. Только самая юго-восточная часть возвышенности проектируется на Осинскую (Верхнекамскую) впадину. В структурном плане нижней части осадочного чехла она представлена Глазовской синеклизой. Однако уже в пермском структурном плане в основе возвышенности намечается несколько валов субмеридионального простирания. Возвышенность сформировалась только в конце палеогена в результате прерывистых поднятий, обусловивших ее денудационное ярусное строение (Дедков, Норман, 1977). Таким образом, несмотря на признаки древней унаследованности, Верхнекамская возвышенность — новообразованная новейшая морфоструктура, сохранившая тенденцию к относительному поднятию и в четвертичное время, о чем свидетельствует маломощный чехол четвертичных отложений.

От возвышенности Вятский Увал Верхнекамская возвышенность отделяется небольшой Кильмезской низменностью, приуроченной к седловине между Немским и Кукморским выступами фундамента и унаследованной ранее палеозойским прогибом. В девоне прогиб перестал опускаться, и породы позднего палеозоя залегают с региональным уклоном на северо-восток. Как унаследованно возрожденная морфоструктура, Кильмезская низменность возникла на грани миоцена и плиоцена, когда оформлялся современный структурный план Волго-Камского района и сформировалась субмеридиональная полоса низменностей, известная под названием Низкого Заволжья (Кильмезская низменность представляет северное окончание этой полосы).

Южным продолжением Верхнекамской возвышенности являются Можгинская и Сарапульская возвышенности. Первая из них соответствует Кукморскому выступу фундамента, а вторая заложилась на его крыле, круто погружающемся к Осинской впадине. В пределах Можгинской возвышенности и продолжающего ее на запад Высокого Заволжья структура палеозоя в общем согласна структуре фундамента, т.е. поднятию Кукморского выступа, что позволяет отнести обе морфоструктуры к категории древнеунаследованных. В общем поднятие этих возвышенностей в мезозое была втянута и Сарапульская возвышенность, которая относится к новообразованным морфоструктурам. Как и другие морфоструктуры Волго-Уральской области, все эти возвышенности приобрели близкий к современному облик уже к концу миоцена. Все указанные положительные морфоструктуры испытывали прерывистые поднятия, обусловившие формирование их денудационной ярусной поверхности. Они отличаются небольшими мощностями четвертичного покрова.

Сложной в морфоструктурном отношении является мобильная область Печорской низменности, отвечающая одноименной впадине фундамента и палеозойской синеклизе¹. Сильно раздробленная поверхность фундамента отличается четко выраженным северо-западным (тиманским) простираем структур. На западе вдоль Тимана выделяется обширная Ижма-Печорская впадина, сливающаяся на юго-востоке с Верхнепечорской впадиной Предуральяского прогиба. Восточнее наблюдается чередование узких выступов (Шапкинский, Лайский и др.) и впадин (Шапкино-Юрьянская, Харьятинская и др.) иногда ограниченных четкими уступами по разломам и имеющих горстообразную и грабенообразную форму. На северо-востоке низменности выделяется массивный Большеземельский свод и узкий, возможно горстообразный, выступ Чернова, ограниченный Предновоземельской и Кортаихинской впадинами. И выступ Чернова, и обе впадины отличаются еще более четко выраженным северо-западным "пайхойским" простираем. Только в Северном Предуралье структуры приобретают северо-восточное (уральское) простираем (выступ Чернышова, Косью-Роговская впадина). Колебания глубин залегания фундамента в пределах низменности очень велики (от 0,4 до 10 км).

Структурный план северо-западного простираем в пределах Печорской низменности сложился еще в позднем палеозое, но в мезозое в связи с прогибанием ее северной части и трансгрессией юрских и меловых морей далеко на юг произошла его переориентация. По ожившим разломам северо-западного и северо-восточного простираем сформировалась система валов и прогибов, частично несогласующаяся со структурами фундамента (Дедеев и др., 1966, 1969; Ференс-Сороцкий, 1975). Новейшие движения, преимущественно неогенового времени, сформировали основные элементы современной морфоструктуры, отличающиеся от ранее сложившегося структурного плана фундамента. Поэтому морфоструктура при унаследованности общих черт структуры фундамента и чехла имеет новообразованный наложенный характер и чаще северо-восточное, чем северо-западное,

¹ Наименования впадин и выступов фундамента Печорской низменности приводятся по "Карте рельефа разновозрастного фундамента Восточно-Европейской платформы", изданной (под редакцией В.В. Бронгулева) в 1975 г.

простираение, которое подчеркивается положением речных долин и линий водоразделов.

Наиболее значительные возвышенности сформировались в Притиманье и Приуралье, тогда как полоса низменностей тяготеет к Печорскому морю. В пределах Ижма-Печорской впадины фундамента сформировался ряд новейших, частично унаследованно возрожденных или новообразованных возвышенностей. На юге они денудационные на складчатом палеозойском основании (Вельская, Верхнекожвинская, Лемъюкская, Малокожвинская). В связи с длительными денудационным выравниванием поверхности и молодостью этих возвышенностей структурная основа их (Печоро-Ковжинский вал) четко не выявляется. Возвышенности северной части впадины (Вольминская и Западно-Большеземельская) пластово-аккумулятивные ступенчатые. Возвышенности притиманской, приуральской и южной части Печорской низменности имеют другой характер. Они наследуют одноименные выступы фундамента (кряжи Чернышова и Чернова, Омра-Сойвинская возвышенность). Унаследованными являются и основные опущенные участки низменности. Чернореченская низменность отвечает северной части Хорейверского прогиба, Морюнская — Хайпудырскому прогибу, Косью-Роговская и Большесынинская — одноименными впадинам Предуральского прогиба фундамента, Коротайхинская низменность — одноименной впадине Предпайхойского прогиба.

Среди аккумулятивных равнин Печорской низменности выделяется и ряд слабо выраженных в рельефе положительных морфоструктур, заложившихся в позднем плиоцене—четвертичном периоде, и много молодых локальных структур. Некоторые из них имеют, однако, в основе более древние поднятия фундамента или осадочного чехла, частично им соответствующие. Таково водораздельное поднятие Малоземельской тундры, соответствующее Малоземельской моноклинали и Седуяхинскому выступу фундамента. Многие из этих слабо выраженных молодых поднятий явно инверсионные, новообразованные. Так, в основе водораздельного поднятия западной части Большеземельской тундры выделяется новообразованный Большеземельский мегавал, секущий вкрест простираения ряд положительных и отрицательных структур фундамента. Эти положительные структуры различных горизонтов осадочного чехла имеют преимущественно северо-западную ориентировку и отчетливо прослеживаются в рельефе, несмотря на большую мощность (до 100 м и более) четвертичных отложений во всей северной части Печорской низменности. На ее юге и в Предуралье, особенно в пределах унаследованных с мезозоя поднятий, мощность четвертичного покрова уменьшается до 10—20 м.

Морфоскульптура

Денудационные поверхности выравнивания в пределах Северо-Востока распространены широко. Однако они еще недостаточно регионально увязаны (см. рис. 3). К.С. Лазаревич (1976) выделяет на Тиманском кряже одну поверхность выравнивания, М.С. Калецкая (Калецкая и др., 1974) — две, а соавторы этого очерка А.А. Ференс-Сороцкий и П.Н. Сафронов — до шести-семи. По К.С. Лазаревичу, верхний уровень с отметками 350—400 м образует волнистую вершинную поверхность с отдельными останцами наиболее высоких массивов Тимана. Срезаются все породы палеозоя до перми включительно. Возраст этого уровня мезозойский. Нижний уровень, отделенный от верхнего уступами, часто по разломам, с высотами 200—260 м (до 300 м) срезает те же породы, что позволяет предполагать одновозрастность этих уровней, дифференцированных по высоте новейшими движениями по разломам. Согласно представлению других исследователей, нижний ярус создан абразией во время позднплиоценовой морской трансгрессии (Спиридонов, 1978) или это ранне- и позднемезозойская поверхность (Калецкая и др., 1974). А.А. Ференс-Сороцкий и П.Н. Сафронов, опираясь на находки меловых и палеогеновых кор выветривания на высоких выровненных поверхностях

Тимана, датируют верхние (250—300, 300—350, 280—420 м) выделенные ими ступени мезозоем, ступень 180—260 м — палеогеном—неогеном, а остальные ступени (140—160, 160—200 м) считают абразионными уровнями четвертичных морских трансгрессий. В настоящее время бесспорно только то, что на Тимане имело место длительное выравнивание с последующими или сопутствующими деформациями поверхностей выравнивания неравномерными блоковыми поднятиями.

Вопрос о числе и возрасте поверхностей выравнивания в пределах возвышенностей Двинско-Мезенского междуречья, перекрытых более мощным четвертичным чехлом, еще более проблематичен. Несомненная ярусность этих возвышенностей позволяет предполагать существование остатков позднемеловой, палеогеновой и неогеновой поверхностей денудационного выравнивания (Поверхности выравнивания..., 1974). Однако достаточно веские доказательства как самостоятельности денудационных ярусов, так и их возраста пока отсутствуют.

З.С. Чернышева на территории Северных Увалов выделяет три поверхности выравнивания. Верхняя поверхность с высотами от 180 до 200—230 м, срезающая породы преимущественно мезозойского возраста со следами архаичной речной сети, предположительно позднемеловая. Средняя с высотами от 150 до 170—190 м, занимающая пониженную часть водоразделов, в генетическом и возрастном отношении близка высокой поверхности, а возможно, частично переработана в палеогене. Нижняя поверхность с высотами 150 м и меньше связана с заложением речных долин доакчагыльского возраста, что позволяет датировать ее концом миоцена—первой половиной плиоцена. Поверхности выравнивания подверглись тектоническим деформациям. На участках тектонических дифференцированных поднятий они, как правило, разделяются четко выраженными уступами.

Возвышенности Волго-Уральской области отличаются ясно выраженной ярусностью рельефа. Верхняя поверхность выравнивания, срезающая наиболее высокие водораздельные массивы и слагающие их палеозойские и юрские отложения, имеет несколько различные в пределах возвышенностей высоты — от 260 до 330 м. Ее возраст определяется периодом от позднего мезозоя до миоцена. Одни исследователи (Л.Е. Сетунская) датируют ее (в этом диапазоне) поздним мезозоем—палеогеном, а другие, по аналогии с Приволжской возвышенностью, где высокая поверхность выравнивания срезает морской эоцен, склонны относить ее к олигоцен—миоцену. Средняя по высоте поверхность выравнивания (180—240 м), слагающая основные площади междуречий, срезает палеозойские и мезозойские отложения до нижнемеловых включительно и датируется предположительно миоцен—плиоценом (Л.Е. Сетунская) или поздним плиоценом (А.П. Дедков, Ю.В. Бабанов, Г.П. Бутаков). Основанием для последнего заключения служат коррелятивные ей морские и континентальные отложения акчагыла, заполняющие глубокие речные долины. О коррелятивности ее акчагылу свидетельствует присутствие в преакчагыльских погребенных долинах склоновых отложений, представленных обломками пород, которые на средней ступени рельефа ныне отсутствуют. Отсюда следует, что в преакчагыльское время высокая поверхность была развита шире, а средняя еще не сформировалась. Низкая поверхность выравнивания распространена лишь в краевых частях возвышенностей или на придолинных участках междуречий на различных высотах (в пределах 100—180 м). Всеми исследователями она согласно датируется поздним плиоценом (послеакчагыльским временем). Местами эта поверхность срезает плиоценовые отложения и переходит в высокие (четвертые надпойменные) террасы крупных рек — Волги, Камы и других.

Разная высота поверхностей выравнивания, наблюдаемая в пределах возвышенностей, обусловлена происходившими со времени их формирования тектоническими поднятиями. Однако отмечаемые близкие диапазоны высот не могут служить доказательством одновозрастности этих поверхностей. Весьма вероятно, что наиболее высокая и даже средняя поверхности выравнивания формировались на севере и юге региона не в одно время.

Речные долины Северо-Востока относятся к бассейнам Каспия и Северного Ледовитого океана. Линия водораздела, располагающаяся в области Северных Увалов, очень извилиста и не соответствует максимальным высотам. Наличие сквозных погребенных (р. Летка) или выраженных в рельефе долин (Северная и Южная Кельтма, Северная и Южная Мылва) свидетельствует о происходивших в прошлом смещениях водораздела. Следы наиболее архаичной, слабо врезанной гидрографической сети встречаются на наиболее высокой поверхности выравнивания Северных Увалов, Тимана, а также возвышенностей Северного Приуралья (Кассин, 1928). По отсутствию связей с современной речной сетью, выветрелости аллювия, перекрытого корой выветривания, ее возраст определяется как позднемезозойский, соответствующий возрасту исходного мезозойского пенеппена. Заложение современной сети речных долин относится в бассейне Волги к предакчагыльскому времени, когда главные реки врезались на сотни метров глубже современных русел. Столь значительное врезание устанавливается и в погребенных долинах рек, имевших сток на север, верховья которых в это время, возможно, располагались значительно южнее современного водораздела.

Ингрессия вод ачкагыльского бассейна распространялась по долинам Волги (до устья Ветлуги), Камы и Вятки. Ингрессия морских вод повторялась и в апшероне. В позднем плиоцене в долине северных рек ингрессировали воды Северного Ледовитого океана, в результате чего шельф и территория северных низменностей были затоплены. Пра-долины были выполнены осадками, поэтому начало формирования современной речной сети повсеместно относится к позднему плиоцену, когда русла были слабо врезаны и формировались придолинные низкие поверхности выравнивания, сопоставляемые в бассейне Волги с четвертыми надпойменными террасами.

Современные речные долины крупных рек, не полностью наследующие древние, переуглублялись и в раннем плейстоцене, в венедское время, которое Г. И. Горецкий (1964, 1966) согласует с раннебакинским. Последующее выполнение долин осадками (происходившее до среднего, а на севере — до позднего плейстоцена) было связано на юге с бакинской и хазарской трансгрессиями, а на севере — с северной и бореальной, а также с оледенениями в раннем и среднем плейстоцене.

Возраст современных открытых, часто асимметричных долин на большей части территории Северо-Востока среднеплейстоценовый. Наряду с одной широкой среднеплейстоценовой перигляциальной или флювиогляциальной террасой долины имеют две позднеплейстоценовые надпойменные террасы. Верхние звенья речной сети позднеплейстоценовые.

В среднем и нижнем течении северных рек, которые до разных периодов позднего плейстоцена были подпругены то покровными ледниками, то водами трансгрессировавших морей, морфологически выраженные долины имеют молодой возраст. Ингрессировавшие в долины воды приледниковых или, как считают некоторые исследователи, морских водоемов образовали в долинах Северной Двины, Мезени, Печоры и их главных притоков верхние надпойменные абразионно-аккумулятивные террасы неаллювиального генезиса. По мере осушения низменностей в конце позднего плейстоцена северные реки создали от одного до трех-четырех уровней низкой надпойменной террасы с нормальным падением абсолютных высот поверхности вниз по течению. На приустьевых участках эти террасы сопрягаются с морскими. В речных долинах крупных рек узкие участки с эрозионными террасами встречаются редко (на Печоре у Войских меандр и др.). На небольших реках они наблюдаются чаще.

В соответствии с возрастом главных речных долин формирование морфоскульптуры в северной и южной частях Северо-Востока протекало различно. В южной части региона, не подвергавшейся оледенениям с конца среднего плейстоцена, по междуречьям развивалась аazonальная эрозионная морфоскульптура. Ее аazonальность проявляется в пространственной приуроченности, густоте и

глубинах расчленения, тогда как морфология форм расчленения определялась исключительно чередованием в плейстоцене зональных перигляциальных и гумидных условий. Области реликтовой ледниковой и унаследованно развивающейся эрозионной морфоскульптуры разделяются границей распространения московского оледенения, проходившей вдоль северного подножия Северных Увалов и примерно по линии Никольск—Кажим—Усть-Кулом.

Междуречья южной области характеризуются увалистым, холмистым и столово-останцовым расчленением, отражающим степень уничтожения первичного, более выровненного рельефа и разнообразие литологических условий. Густота долинного расчленения колеблется от 0,2—0,5 на возвышенностях и до 0,1—0,2 км/км² в низменностях, а его глубина достигает соответственно 60—120 и 25—50 м. Оледенение в этой области оставило на возвышенностях слабые следы в виде прерывистого покрова морен или эрратических валунов, в низменностях же — в основном в виде покрова флювиогляциальных отложений.

В пределах северной области на Двинско-Мезенском междуречье шире распространены холмистые ледниковые, волнистые и плоские озерно-ледниковые равнины (последние до высоты 150 м), перекрывающие аккумулятивно-абразионные поверхности, созданные бореальной трансгрессией. В северной части Мезенской низменности, покрывавшейся позднплейстоценовым покровным оледенением, распространена отчетливо выраженная полоса валдайских краевых образований, представленная дугообразными валами (на высотах 90—130 м), разделенными участками холмисто-моренного рельефа и озерно-ледниковыми равнинами (60—100 м). В пределах этой полосы выделяются две краевые зоны.

Представления исследователей, и в частности авторов настоящего очерка, о формировании морфоскульптуры Печорской низменности резко различны. Это значительно усложнило процесс составления новой Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн.

По концепции А.А. Ференс-Сороцкого и П.Н. Сафронова, молодые пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины Печорской низменности, а также части Мезенской имеют морское, ледниково-морское и ледово-морское происхождение, а их ярусность отражает исторические колебания уровня водоемов. Верхние ярусы аккумулятивной поверхности (свыше 90—120 м), сложенные ледниково-морскими отложениями, обладают холмистым рельефом, связанным как с первично неравномерной аккумуляцией, так и с последующей деградацией озер и процессами криогенеза. Образование рельефа нижних ярусов связано с бореальной (казанцевской) трансгрессией, и он представлен комплексом форм прибрежной аккумуляции (морскими террасами, лагунами, лайдами), осложненных речной эрозией, озерной абразией, золовыми и мерзлотными процессами.

Согласно взглядам А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко, морфоскульптура Печорской низменности, как и соседней Мезенской, имеет ледниковое и озерно-ледниковое происхождение. В московское время ледник достигал субширотного колена верхней Печоры, где его край обозначился в рельефе Мылвинской и Верхнепечорской краевыми грядами. На севере Печорской низменности валдайским ледником были созданы два пояса краевых моренных гряд аккумулятивно-напорного происхождения, с дистальной стороны которых наблюдаются следы экзарации (друмлины, изборожденные поверхности), ограниченные по внешнему краю ледника полями неориентированных моренных холмов. С проксимальной стороны моренных гряд распространены камы, камовые террасы, озы, ледниковые и озерно-ледниковые равнины, достигающие в бассейне Печоры уровня 100 м. Эти обе альтернативные концепции тем не менее нашли свое отражение на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн.

Для Тимано-Печорской области характерно развитие криогенного полигонального и бугристо-западинного пучинного и термокарстового рельефа. Из других видов скульптуры наиболее существенны проявления мерзлотно-гравитационных

процессов, а также карбонатного и гипсового карста на Тимане, Омра-Сойвинской возвышенности и гряде Чернышова. На остальной территории северной части региона карстовые процессы не выражены ввиду значительной (более 20—50 м на возвышенностях и более 100 м на низменностях) суммарной мощности четвертичных отложений. Особенно большой мощности (до 260 м) аккумуляция достигала на северных низменностях.

В южной области региона при абсолютном преобладании эрозионной морфоскульптуры в определенных геолого-геоморфологических условиях получили развитие карстовые (Северные и Вятский Увалы) и оползневые (по долинам рек) процессы.

Эрозионной скульптуре территории за пределами зоны современной многолетней мерзлоты присущи черты реликтового перигляциального преобразования (выпукло-вогнутые делювиальные склоны долин и балок, перигляциальные речные террасы с древнеэоловыми формами и др.).

ЦЕНТР

К Центру Восточно-Европейской равнины отнесен регион, ограниченный с северо-запада и юго-запада склонами Валдайской и Оршанской возвышенностей, с юга — Среднерусской возвышенностью и Окско-Донской равниной, с юго-востока — Приволжской возвышенностью, с востока — Унжа-Ветлужской низменностью и западным окончанием Северных Увалов, а с севера — Сухонской низиной.

Основные черты орографии и морфоструктура

Регион включает Смоленско-Московскую возвышенность с высотами между речей 200—300 м, продолжающие ее на восток Клинско-Дмитровскую возвышенность (до 298 м) и Юрьевское Ополье (ниже 250 м). Они делят Центральный регион на две системы низменностей: северную — Верхневолжскую, с падением средних высот с запада на восток от 140—120 до 110—85 м, и южную — Мещерско-Балахнинскую, с падением высот в том же направлении от 140—90 до 100—73 м. Верхневолжская низменность ограничивается с севера прерывистой полосой возвышенностей: Бежецким Верхом (до 242 м), Овинищевской (до 268 м), Угличской (Борисоглебской, до 294 м), Грязовецко-Даниловской (до 254 м) и Галичско-Чухломской (до 294 м). Вторгаясь далеко на юг, эти возвышенности окаймляют ряд частных низменностей — собственно Верхневолжскую, Молого-Шекснинскую, занятую ныне Рыбинским водохранилищем, и Ярославско-Костромскую. Южная система низменностей также делится менее выразительными возвышенностями (Егорьевской, Коврово-Касимовской и др.) на несколько частных низменностей (Мещерскую, Нижнеклязьминскую, Балахнинскую и др.).

Наряду с отмеченной сложностью главная особенность орографии Центра Русской равнины — существование амфитеатра более массивных возвышенностей, обрамляющих регион с запада и юга, что отражает его принадлежность к Московской синеклизе.

Морфоструктура Центра в общих чертах соответствует его геолого-тектоническому строению, которое характеризуется моноклинальным залеганием палеозоя, представленного с поверхности каменноугольными, реже пермскими, преимущественно карбонатными, породами, с падением от периферии к наиболее прогнутой внутренней части синеклизы, сложенной преимущественно терригенными песчано-глинистыми породами мезозоя. Указанное падение и смена пород по крыльям синеклизы, образуемым Валдайской, Смоленско-Московской и Среднерусской возвышенностями, отвечают погружению поверхности кристаллического фундамента к оси синеклизы (проходящей примерно по линии Максатиха—Солигалич) на глубину 2—4 км.

Поверхность фундамента осложнена прибоковыми разломами северо-восточного (до субширотного) основного и слабее выраженного перпендикулярного ему простирания. Опущенные по разломам узкие блоки образуют грабены-авлакогены с амплитудой относительного опускания до 0,9 км, разделенные на отдельные участки менее крупными горстовыми массивами. Из этих дорифейских структур наиболее значительны и лучше изучены обрамляющий синеклизу с севера Валдайско-Рослятинский авлакоген протяженностью более 1000 км и Подмосковный авлакоген, установленный на протяжении 350 км между Велижем и Шатурой. Восточнее Подмосковного авлакогена располагается субмеридиональный Пачелмский грабен, расширяющийся к прогнозной зоне синеклизы (Геология СССР, т. 4, ч. 1, 1971).

Авлакогены и другие менее значительные разломные нарушения фундамента закладывались преимущественно по окраинам Московской синеклизы, образуя ее границы со склонами Балтийского щита, Воронежской и Волго-Уральской антеклиз и Белорусского выступа фундамента. Они перестали развиваться уже с венда, но еще в раннем палеозое на их месте начали закладываться синклинальные и антиклинальные структуры чехла, частично отвечающие грабенам и горстам фундамента. В позднем палеозое часть этих структур претерпела пространственные изменения, а местами и инверсию, но некоторые из них продолжали развиваться в мезозое и лежат в основе крупных форм современного рельефа. Это свидетельствует о продолжавшихся подвижках блоков фундамента, сложно отраженных в деформациях чехла и в морфоструктуре Центрального региона. Так, например, глубинный разлом Серпухов—Зарайск—Захарово—Моршанск послужил границей равнин Центра со Среднерусской возвышенностью и Окско-Донской равниной. Вдоль указанного и параллельного ему разлома Рязань—Спасск заложилась долина Оки, а по разлому Ногинск—Орехово-Зуево — долина Клязьмы.

На месте Валдайско-Рослятинского авлакогена возникла сложная надразломная зона поднятий, протягивающаяся от Молокова через Рыбинск, Данилов, Любим, Чухлому, Солигалич, Рослятино на Котлас и состоящая из системы одноименных этим населенным пунктам антиклинальных структур, ограниченных с северо-запада и юго-востока пологими синклинальными структурами. Указанной зоне поднятий в общих чертах соответствует полоса возвышенностей, а прогибам — Сухонская низина и Верхневолжская низменность. Положительные структуры зоны начали развиваться с карбона и перми, но отдельные возвышенности (Галичская и др.) формировались уже в мезозое, особенно интенсивно в меловой период. К тому же времени сформировались отдельные низменности (Костромская и др.).

По линии сброса в кристаллическом фундаменте Москва—Переславль-Залесский с амплитудой до 0,5 км возникла преимущественно в послемеловое время пологая геофлексура, лежащая в цоколе восточной части Клинско-Дмитровской возвышенности. Надразломными образованиями являются Вяземская, Гжатско-Уваровская и Теплостанская возвышенности. Система малоамплитудных разновозрастных локальных поднятий распространена в пределах Смоленско-Московской возвышенности (Зубцовское, Нелидовское, приуроченные к Нелидово-Торжковскому выступу фундамента и выраженные в рельефе в виде Оленинской возвышенности, Ильи горы и др.). Западная часть Верхневолжской низменности в значительной степени наследует Торжковско-Грязовецкий палеозойский прогиб, а ее восточная часть — Угличско-Никольский. Последний осложнен Приволжской системой локальных поднятий, часть которых наследует слабо выраженные выступы фундамента, тогда как разлому Дубна—Ростов-Кострома отвечает осевая зона прогиба.

Подмосковный авлакоген также обладает системой надразломных поднятий: Подольским и Егорьевским с одноименными возвышенностями. В зоне Серпухов-Моршанского глубинного разлома установлена Коломенско-Щацкая система структур. Восточный борт Рязано-Саратовского прогиба, унаследовавшего Пачелмский авлакоген, осложнен Окско-Цнинской системой структур, уже давно

известной под названием Окско-Цнинского вала. Последний служит структурной основой узкого субмеридионально вытянутого Коврово-Касимовского плато. Оно наследует Высокореженское, Судогское и Ковровское поднятия фундамента и отделяется Муромско-Мокшинским прогибом от Выксинского поднятия.

Таким образом, устанавливается преимущественно древнее заложение сложной структурной основы современной морфоструктуры региона. Ввиду медленного развития брахиморфных и малоамплитудных структур Центра существенное осложняющее влияние на формирование морфоструктуры оказывали процессы экзогенной денудации во время длительных континентальных эпох позднего палеозоя и кайнозоя. Уже к началу трансгрессий юрских и меловых морей сформировалась структурно-денудационная, а местами и денудационная (т.е. несогласно срезающая структурную основу рельефа) поверхность, расчлененная эрозионными врезами. Поскольку мезозойские эпиплатформенные моря оставили относительно маломощные и легко размываемые терригенные осадки, формирование современного рельефа, начиная с палеогена, протекало в значительной мере в направлениях предопределенных погребенным рельефом, а кайнозойская эрозия частично использовала системы среднеюрских долин (Главную Московскую и др.).

Глубокое денудационное срезание рельефа в кайнозое, отраженное в почти полном отсутствии отложений палеогена и слабым спорадическом развитии отложений неогена, сочеталось с малоактивными новейшими движениями, что сильно осложнило соотношения современной морфоструктуры с ее структурно-тектонической основой. При общей структурной предопределенности и древней унаследованности крупных форм рельефа прямая связь морфоструктуры региона со структурой верхней части осадочного чехла выявляется слабо. Новейшие дифференцированные движения, заложившие основу современного рельефа, нашли свое отражение преимущественно в неравномерном развитии процессов денудации. Обусловленные ими амплитуды рельефа повсеместно больше деформаций маркирующих горизонтов рельефообразующих структур. В соответствии с этим на Геоморфологической карте СССР масштаба 1—2,5 млн выделяются преимущественно структурно-денудационной возвышенности и низменности (см. рис. 2).

Смоленско-Московская возвышенность представляет собой унаследованно возрожденную моноклинальную, местами ступенчатую морфоструктуру. Пологий наклон ее структурно-денудационной поверхности совпадает с северо-восточным направлением падения поверхности фундамента к оси синеклизы и не совпадает с юго-западным падением пород мезозоя (Шевченко, 1963).

Верхняя структурная ступень поверхности коренных пород с высотами от 200 до 220—240 м приурочена к субмеридиональной системе возвышенностей второго порядка (Вяземской, Ельнинской, Гжатско-Уваровской и др.), связанной с молодыми положительными локальными структурами осадочного чехла, которые наследуют Нелидово-Торжковский и Смоленско-Орловский выступы фундамента (Спиридонов, 1978). Остальная, преобладающая часть структурно-денудационных равнин отличается выровненной поверхностью коренных пород со средними высотами междуречий 160—200 м, слагающей среднюю структурную ступень.

Низкую структурную ступень образуют слабо выраженные синклинальные понижения (Сычевское, Верхнеднепровское, Верхнеугринское и др.) и склоны Смоленско-Московской возвышенности. Отчетливые денудационно-тектонические скаты, разделяющие указанные структурные ступени поверхности коренных пород, в современном рельефе не выделяются ввиду значительной (в среднем 40—50 м) мощности четвертичного покрова, состоящего преимущественно из ледниковых и водно-ледниковых отложений. Вместе с тем местами он подчеркивает локальные антиклинальные возвышенности, возрастающие в их пределах до 80—100 м.

Возраст современной морфоструктуры Смоленско-Московской возвышенности палеогеновый. С юго-запада она обрамляется молодым, вероятно

неогеновым, Брянско-Рославльским прогибом, занятым Деснинской низменностью.

Клинско-Дмитровская возвышенность, узкой грядой продолжающая на восток Смоленско-Московскую, имеет асимметричное строение. Ее северный склон, обращенный к Верхневолжской низменности, круг и на значительном протяжении ограничен древним эрозионно-денудационным уступом, а южный полого сливается с Москворецко-Окской равниной. От настоящих куэст эта моноклиальная возвышенность отличается отсутствием бронирующих горизонтов в кровле слагающих ее пород, представленных в восточной части возвышенности песчаными, легко размываемыми ниже- и верхнемеловыми отложениями.

Глубокий размыв мезозойских отложений на прилегающих территориях, особенно в пределах Верхневолжской низменности, не позволяет восстановить структурную основу возвышенности. Вероятнее всего, это малоамплитудная надразломная геофлексура, образовавшаяся после регрессии позднемелового моря (Мещеряков, 1965). Поэтому Клинско-Дмитровскую морфоструктуру можно считать новообразованной, сформировавшейся в близком к современному виде в позднепалеогеновое—раннеогеновое время, когда вдоль опущенного крыла геофлексуры заложилась крупная речная долина, преобразовавшая северный склон возвышенности в эрозионно-денудационный уступ (Равнины Европейской части СССР, 1974).

Средние мощности четвертичного покрова уменьшаются в восточном направлении от 50 м на западе возвышенности до 15 м в пределах Юрьевского Ополья. Вероятно, поэтому в ее восточной части более четко выражена ступенчатость поверхности с двумя уровнями — около 200 и 160 м абсолютной высоты.

Система верхневолжских субгоризонтальных низменных структурно-денудационных равнин сформировалась в осевой зоне Московской синеклизы еще в палеогене после регрессии меловых морей в результате эрозионно-денудационного преобразования нескольких локальных мезозойских синклиналей, частично наследующих Угличско-Никольский прогиб. Отдельные составляющие эту систему низменности — синеклизы — начали закладываться в разное время: Молого-Шекснинская низменность — в позднем палеозое, Костромская — в юрско-меловое время, Ярославская — в раннем мелу, Ростовская — в позднем мелу. Судя по глубинам среднеюрских эрозионных врезов, большее суммарное опускание испытала ее восточная часть.

Эта древнеунаследованная морфоструктура с высотами поверхности коренных пород 120—80 м сохраняла тенденцию к относительному прогибанию в четвертичное время, о чем свидетельствуют значительные глубины залегания днищ погребенных долин раннечетвертичной эрозионной сети в ее пределах (до 50—100 м). Четвертичный чехол со средней мощностью 50—70 м сильно нивелирует неровную поверхность коренных пород. Таким образом, формирование системы верхневолжских низменных равнин началось еще в раннем мезозое и продолжалось в кайнозое, когда эрозионная сеть западного и южного бортов Московской синеклизы направлялась на северо-восток и, вероятно, входила в систему северных морей.

Западная часть Верхневолжской низменности отделяется от ее восточной части Угличской (Борисоглебской) возвышенностью, образуемой эрозионными останцами коренных пород (до 110 м), которые приурочены к Ростовскому выступу фундамента. О первично тектонической природе возвышенности свидетельствует повышение контакта юрских и меловых отложений от 40—60 м в Ростовской впадине до 80—100 м в центре возвышенности, а также поднятие палеозойской (пермской) поверхности в ядре этой размытой антиклинали. Сформировавшаяся в мезозое плакантиклиналь обозначилась в рельефе к началу палеогена, но была сильно расчленена последующей эрозией на отдельные эрозионные останцы, перекрытые единым мощным (до 90—140 м) чехлом четвертичных отложений.

Угличская возвышенность, как и Клинско-Дмитровская, — новообразованная структурно-денудационная палеогеновая возвышенная равнина, сильно расчлененная дочетвертичной эрозией.

Очень сходное строение и, вероятно, историю имеют возвышенности Бежецкого Верха, расположенные на западной окраине Верхневолжской низменности. Главное отличие останцов преимущественно пермских пород, лежащих в основе отдельных возвышенностей Бежецкого Верха, от цоколя Борисоглебской возвышенности — потеря ими первичной структурной основы вследствие еще более сильного вторичного эрозионного расчленения. Среди денудационных возвышенностей Бежецкого Верха, перекрытых неравномерным чехлом ледниковых отложений мощностью от 50 м (в среднем) до 80—90 м на отдельных грядках, выделяется более монолитная структурно-денудационная Овинищеская возвышенность, в основе которой лежит, видимо, палеогеновая, сложенная меловыми отложениями (мощностью до 170 м) антиклинальная структура, перекрытая мощным (до 90 м) чехлом четвертичных отложений. Коренные склоны возвышенности образуют низкую структурную ступень. Овинищеская морфоструктура является древнеунаследованной от позднепалеозойской Молоковской структуры и частично от выступа фундамента.

Полоса структурно-денудационных возвышенностей, окаймляющая с севера Верхневолжскую низменность, гетерохронна. Грязовецко-Даниловская морфоструктура наследует раннемезозойские структуры Рыбинско-Сухонской зоны поднятий, четко выраженные по маркирующим горизонтам карбона и перми. В кровле поверхности коренных пород в ее пределах местами выделяются две ступени: около 130 и 100 м, которые, однако, почти не выражены в современном рельефе, образуемом 80—100-метровой толщей четвертичных отложений. Галичская, более молодая возрожденная морфоструктура сформировалась только в палеогене. Однако она включила древнеунаследованные структуры мезозойского возраста — Чухломскую и Солигаличскую, ранее входившие в ту же Рыбинско-Сухонскую зону поднятий.

Поверхность коренных пород в пределах Галичско-Чухломской возвышенности поднимается до 200 м и более, местами она ступенчата и перекрыта значительным (свыше 50 м) покровом ледниковых отложений; на Чухломской возвышенности его мощность часто повышается до 100 м.

Таким образом, с поздней перми и особенно в мезозое—кайнозое постепенно сформировалась полоса возвышенностей, образовавшая тектонический барьер между Московской синеклизой и Мезенской впадиной, амплитуда которого (по маркирующим пермским слоям) по отношению к прогнутой части синеклизы составляет 400—500 м. Это наиболее существенная перестройка тектонического плана Центрального региона.

Полоса субгоризонтальных структурно-денудационных низменных и средневысотных равнин к югу от Клинско-Дмитровской возвышенности включает Москворецко-Окскую равнину, расположенную на западном, очень пологом крыле Шилово-Владимирского прогиба, Мещерскую низменность, приуроченную преимущественно к его осевой части, и Коврово-Касимовское плато, образующее восточное крутое крыло того же прогиба, которое сформировалось на системе положительных структур Окско-Цнинского вала, по границе Токмовского свода и Рязано-Саратовского палеозойского прогиба.

Западный склон Шилово-Владимирского прогиба также осложнен рядом мелких положительных локальных структур (Егорьевской и др.), лежащих в основе частных возвышенностей Мещеры.

Указанная структурная основа рельефа заложилась еще до трансгрессии мезозойских морей и была сnivelирована морской аккумуляцией. Развитие кайнозойского размыва в общем соответствии со структурной основой рельефа позволяет предполагать и дальнейшие слабые новейшие дифференцированные движения

отдельных структур. Однако значительных относительных опусканий в их пределах не происходило, о чем свидетельствуют малые мощности четвертичных отложений. Таким образом, морфоструктура Окско-Клязьминского междуречья является древнеунаследованной, заложившейся еще в позднем палеозое и сформировавшейся в близком к современному виде уже в палеогене. Главные современные речные долины заложились позже, по-видимому в позднем неогене (р. Ока), но отдельные их участки используют досреднеюрские эрозионные врезы (Москва-река).

Наиболее значительное денудационное преобразование среди равнин Центрального региона испытали Унженская низменность и восточная часть Ивановской равнины, в результате которого их поверхность получила уклон на юг в направлении противоположном падению пластов к оси Московской синеклизы. Однако формирование этих денудационных равнин в неогене, видимо, было вызвано новейшими поднятиями в области западной оконечности Северных Увалов, и они аструктурны только по отношению к более древнему тектоническому плану.

Таким образом, для Центра Русской равнины наиболее характерны структурно-денудационные субгоризонтальные и слабо наклонные возвышенные и низменные равнины, в основе которых лежат надразломные системы малоамплитудных локальных положительных и отрицательных структур, подвергшиеся значительному денудационному преобразованию, а местами и глубокому эрозионному расчленению, сильно изменившим (иногда до полной аструктурности) первичную тектоническую основу рельефа.

Морфоскульптура

Морфоскульптура региона складывалась в протяжении всего кайнозоя под влиянием чередования длительных эпох денудационного выравнивания и более кратких периодов эрозионного расчленения. Однако наиболее существенное влияние на ее формирование оказали четвертичные оледенения и последующее эрозионное преобразование ледниково-аккумулятивных равнин (см. рис. 3).

Поверхности выравнивания Центра изучены крайне слабо, отчасти вследствие их эскарационной переработки и погребения мощной толщей ледниковых отложений. Условно, без надлежащих датировок ввиду слабой сохранности маркирующих отложений неогена и кор выветривания, выделяются три яруса поверхностей выравнивания: высокий (свыше 180 м) ярус, сохранившийся в виде изолированных и расчлененных эрозией участков, средний, слагающий преобладающие площади коренного рельефа возвышенностей (150—180 м), и низкий (менее 160 м), слагающий придолинные пространства и погребенные днища низменностей. Остатки верхнего яруса часто рассматриваются как исходная поздне меловая поверхность выравнивания, тогда как нижний придолинный уровень датируется поздним плиоценом. Преобладающий, средний уровень по аналогии с соседними территориями условно определяется как олигоцен-миоценовый (Поверхности выравнивания..., 1974).

Однако конкретное изучение природы ступенчатости коренного рельефа отдельных возвышенностей указывает на существенную разновысотность и частую структурную обусловленность ступеней рельефа, частично связанную с возникновением пологих геофлексур в процессе роста локальных тектонических структур, частично с литологической неоднородностью рельефообразующих пород. На участках равнин со смытыми мезозойскими отложениями (Смоленско-Московская, Москворецко-Окская равнины) рельефообразующей часто служит более древняя откопанная позднепалеозойская поверхность выравнивания. Значительное ледниковое преобразование скатов, разделяющих ступени рельефа, создает дополнительные трудности для их выделения.

По всем этим причинам уровни погребенного под ледниковыми отложениями коренного рельефа Центра (в отличие от более отчетливо выраженных и надежно датированных денудационных ярусов поверхностей выравнивания Волго-Уральской

области, обладавшей прерывистым воздыманием) тракуются на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн как структурно-денудационные ступени.

Существенным возрастным рубежом формирования морфоскульптуры региона служит граница распространения московского оледенения, пересекающая его с юго-запада на северо-восток и делящая на днепровскую и московскую древнеледниковые области с различной историей развития речных долин.

Открытые асимметричные долины днепровской ледниковой области, входящие преимущественно в бассейн Оки, обладают тремя широкими, обычно левобережными песчаными надпойменными террасами и развитой поймой, что придает им зрелый морфологический облик. От речных долин московской древнеледниковой области их отличает наличие высоких (до 40 м относительной высоты) третьих надпойменных террас, сложенных очень однородными половодно-ледниковыми (по терминологии Г.И. Горецкого) песками среднеплейстоценового возраста. Долины московской ледниковой области, относящиеся преимущественно к бассейну верхней Волги, также довольно хорошо разработанные, врезаются в моренные, водноледниковые и озерно-ледниковые разнины и имеют только две надпойменные террасы позднеплейстоценового возраста.

Еще более существенны различия речной сети по времени заложения. Река Ока и многие ее притоки имеют переуглубленные и заполненные раннечетвертичным аллювием долины, заложившиеся еще в доокское, а возможно, и в доакчагыльское время (Горецкий, 1966), тогда как верхняя Волга сформировалась только в среднечетвертичное время.

В раннем плейстоцене конфигурация речной сети бассейна верхней Волги была совершенно иной, о чем свидетельствуют ее погребенные и глубоко переуглубленные по отношению к врезу современных долин фрагменты, устанавливаемые бурением. Эта погребенная речная сеть имела сток по главной долине пра-Дубны вдоль подножия Клинско-Дмитровской возвышенности, а затем предположительно на север через верховья Костромы (Асеев, 1974).

Еще более значительные различия по обе стороны границы московского оледенения наблюдаются в степени сохранности реликтовой ледниковой морфоскульптуры, хотя сама граница морфологически выражена очень слабо — ее отмечает появление отдельных групп пологих моренных холмов или камов. За пределами московского оледенения распространены вторичные пологоволнистые моренные и зандровые равнины на маломощной (в среднем до 20 м) толще четвертичных отложений, местами значительно расчлененные последующей эрозией и превратившиеся в увалистые. Заметно возрастает придолинное овражно-балочное расчленение. В области московского оледенения сохраняются хотя и несколько сглаженные денудацией, но отчетливо выраженные аккумулятивные грядовые комплексы краевых ледниковых образований, камовые поля и участки холмисто-моренного рельефа. Средняя мощность четвертичного покрова резко возрастает до 40 м, а максимальная мощность на участках развития краевых образований превышает 100 м. В пределах моренных возвышенностей, насаженных на цокольные выступы поверхности коренных пород, ледниковый рельеф выражен лучше (Асеев, 1974). Склоны таких возвышенностей расчленены перигляциальной балочной эрозией, которую на придолинных участках наследуют современные овраги.

Крупные низменности Центра Русской равнины (Деснинская, Верхневолжская, Судская, Мещерская, Нижнеклязьминская, Мокшинская) сложены преимущественно флювиогляциальными песками. Озерно-ледниковые отложения распространены на Костромской низменности.

При общем господстве реликтовой древнеледниковой скульптуры, частично преобразованной эрозионными процессами, другие комплексы аazonальной морфоскульптуры распространены более локально. Среди них выделяется карст, преимущественно покрытый, представленный мелкими провальными формами на участках близкого залегания карбонатных пород. Он распространен на Москворецко-Окской

равнине, Коврово-Касимовском плато, по западной окраине Верхневолжской низменности, на нижней Клязьме, левобережье нижней Оки и в некоторых других районах. Склоны долин Оки, Волги и некоторых их притоков местами осложнены оползнями.

ЮГО-ЗАПАД

Характеризуемый регион охватывает обширную территорию от Украинского Полесья, Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнины на севере до Черного и Азовского морей на юге, включая равнинный Крым. На востоке он ограничен долиной Дона, на западе простирается до государственной границы СССР.

Основные черты орографии и морфоструктура

В пределах обширного Украинского щита развиты цокольные равнины на кристаллических породах, причем на значительной части его они являются полупогребенными — перекрыты субгоризонтально залегающими палеогеновыми и неогеновыми морскими и континентальными отложениями значительной мощности (см. рис. 2). Основные орографические единицы — Приазовская и Приднепровская (правобережная) возвышенности. Максимальные абсолютные высоты приурочены к западной части Приднепровской возвышенности (383 м) и к северной части Приазовской (гора Могила Бельмак, 324 м). В средней части Приднепровской возвышенности и в ее северной части (Центральное, или Житомирское Полесье) отметки минимальны — до 160—200 м. Изолированная Овручская возвышенность имеет отметку 316 м. Глубина эрозионного расчленения достигает местами 150 м, но в среднем составляет менее 100 м.

Выделенные на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн высотные уровни являются реально существующими структурно-денудационными ступенями, большая часть которых обусловлена дифференцированными движениями блоков фундамента.

Цокольные равнины на древних осадочных дислоцированных породах развиты в пределах Донецкого кряжа. По его периферии выделяются полупогребенные цокольные равнины.

Донецкий кряж протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 300 км. Максимальные высоты приурочены к главному водоразделу (гора Могила-Мечетная 369 м), по периферии отметки поверхности снижаются до 200 м, отметка уреза воды Северского Донца — около 50 м. Глубина расчленения, таким образом, достигает 200 м, а бывает и больше; она наиболее значительна в периферических частях возвышенности, где водоразделы имеют облик низкогорных хребтов.

Пластово-денудационные равнины на осадочных породах занимают обширную территорию и определяют облик рельефа значительной части региона. Среди них преобладают субгоризонтальные и наклонные структурно-денудационные равнины — Среднерусская, Волыно-Подольская возвышенности, южное обрамление Приднепровской и Приазовской возвышенностей, часть левобережной Приднепровской равнины, северо-западный Крым. В пределах Волыно-Подольской возвышенности по особенностям орографии выделяются Подольская и Волинская возвышенности, которые на северо-западе разделяются пониженной равниной Малого Полесья. Менее распространены денудационные равнины — Бессарабская возвышенность, часть левобережной Приднепровской низменной равнины, Конкско-Ялынская впадина. Наибольшей высотой отличаются Гологоро-Кременецкий кряж в Волыно-Подольи (471 м) и Кодры (429 м). Абсолютные отметки междуречий в пределах Подольской возвышенности достигают 320—420 м, Ростоцья — 360—395, Волинской возвышенности — 200—300, Среднерусской возвышенности —

200—250, Полесья и Приднепровской равнины — 150—200, северной части Причерноморской низменности — 90—170 м. Выделенные на Геоморфологической карте масштаба 1:2,5 млн высотные уровни, как правило, отражают наиболее характерные, обобщенные отметки водоразделов.

В пределах главных пластово-денудационных равнин выделяется несколько орографических единиц с более низкими отметками, среди которых относительно обособлена Калачская возвышенность (242 м).

Весьма своеобразный тип морфоструктуры представляют низменные равнины внутриплатформенных прогибов (Окско-Донская, Украинское Полесье, Левобережная равнина среднего Днепра). На протяжении ранних этапов развития они мало отличались от соседних возвышенностей (Среднерусской, Приволжской, Приднепровской). Однако затем или тектоническое поднятие этих равнин замедлилось и они, естественно, стали отставать в своем развитии от положительных морфоструктур, или произошла полная инверсия знака движений и равнины превратились в области абсолютных опусканий. В обоих случаях процессы денудации сменились процессами аккумуляции, причем весьма активной, о чем свидетельствует мощность рыхлых неоген-четвертичных отложений. Инверсия в пределах различных впадин происходила не одновременно, но в целом она имела место в период с конца палеогена до начала плейстоцена.

Высоты поверхности низменных равнин, расположенных к западу от Среднерусской возвышенности, уменьшаются от 220 до 110 м на Приднепровской равнине и от 200 до 140 м в пределах южного Полесья. К востоку от Среднерусской возвышенности расположена обширная Окско-Донская субгоризонтальная пластово-аккумулятивная равнина со средними абсолютными высотами водоразделов 150—200 м; она осложнена меридионально-вытянутыми невысокими (20—40 м относительной высоты) валообразными поднятиями.

Гетерогенные молодые пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины протягиваются широкой полосой в северном Причерноморье от долины Дуная до Приазовской возвышенности, к югу от нее они занимают лишь узкую (10—16 км) приморскую полосу. Такие равнины развиты также в северной и западной частях равнинного Крыма. Их высоты меняются с севера на юг от 100—50 до 0 м.

Заложение основных морфоструктур региона восходит к раннему—среднему девону, когда в результате расколов Сарматского щита возникла Днепровско-Донецкая впадина типа грабена (авлакогена). Заложение морфоструктуры Среднерусской возвышенности — гетерогенного образования, связанного с Воронежским выступом фундамента или, по Г.И. Раскатову (1969), со Среднерусской антеклизой, — Ю.А. Мещеряков (1965) относит к еще более древнему времени — к рифею, когда произошло обособление этого выступа. Однако близкие к современным очертания крупные морфоструктуры приобрели значительно позднее. Так, например, в конце перми—триасе в восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена сформировался складчатый Донецкий кряж, который причленился к возвышенной полосе Украинского щита; Среднерусская возвышенность возникла лишь в миоцене, когда произошло возрождение Воронежского блока как орографически выраженного поднятия (Мещеряков, 1965). Еще более молодыми являются морфоструктуры Волынской и Подольской возвышенностей, их возраст миоцен-плиоценовый.

Таким образом, морфоструктура региона в целом представляет сочетание разновозрастных элементов, что определяет и разнообразие его рельефа.

Субстратом цокольных равнин Украинского щита являются кристаллические породы докембрия (гранитоиды, граниты и мигматиты, образования эффузивно-осадочного метаморфического комплекса). На значительной части Приднепровской возвышенности развит покров песчано-глинистых отложений палеогена и неогена. На Приднепровской возвышенности распространены преимущественно возвышенные структурно-денудационные ступенчатые равнины нескольких гипсометри-

ческих уровней. Их морфология и прежде всего абсолютные высоты в основном определяются характером блоковых деформаций щита и положением отдельных блоков. В пределах Приднепровской возвышенности развиты как древнеунаследованные, так и унаследованно возрожденные морфоструктуры, поскольку многие блоки хотя и существуют с позднего протерозоя, но испытали не одно кратную смену знака движений (Бондарчук и др., 1959). Морфоструктура Приазовской возвышенности может считаться древнеунаследованной. Возраст морфоструктуры собственно докольных равнин преимущественно мел-палеогеновый, в периферических полупогребенных частях более молодой — донеогеновый.

В пределах докольных равнин весьма отчетливо выражены разломы, они ограничивают крупные морфоструктуры, разделяют разновысотные и разновозрастные ступени рельефа. Орографические границы нередко совпадают с линиями разломов, которые особенно ярко отражены в рисунке речной сети.

В пределах Приднепровской возвышенности мощность рыхлого чехла весьма различна (от 20 до 40 м), что обусловлено многочисленными эрозионно-тектоническими понижениями поверхности фундамента. На Приазовской возвышенности преобладают мощности 0—20 м.

В границах докольных равнин Донецкого кряжа литология и дислоцированность субстрата неоднородны. Его юго-восточная часть значительно отличается в этом отношении от северо-западной. На юго-востоке сильно дислоцированные метаморфические породы палеозоя и мезозоя собраны преимущественно в линейные складки, на северо-западе преобладают брахиструктуры. Развитые здесь песчано-глинистые породы палеогена залегают на более древних с угловым несогласием, чаще всего моноклинально.

Донецкая возвышенность в целом представляет собой сводово-блоковую унаследованно-возрожденную морфоструктуру, однако прямая связь между древней структурой и рельефом отсутствует (Главный водораздел не совпадает с Главной антиклиналью). Возраст морфоструктуры собственно Донецкого кряжа мел-палеогеновый, структурно-денудационной равнины западных окраин Донбасса — плиоцен-четвертичный. В центральной части Донецкого кряжа распространены крупные линейные складки, на периферии — мелкая складчатость. С севера и юга он ограничен крупными разломами. Структурные элементы наиболее четко прослеживаются в рельефе открытой части Донбасса (отпрепарированные антиклинали Софиевского и Центрального куполов, Острога бугра и др.). К разломам нередко приурочены овраги, балки, спрямленные участки речных долин. Мощность рыхлого чехла (лессы) на большей части Донецкой возвышенности не достигает и 20 м, а на значительных площадях совсем отсутствует. По периферии возвышенности развиты неоген-четвертичные отложения суммарной мощностью 20—100 м. Мощность рыхлого чехла весьма точно отвечает амплитудам новейших поднятий.

Пластовые структурно-денудационные равнины выработаны в разновозрастных осадочных породах палеозоя, мезозоя и кайнозоя различного литологического состава, сравнительно слабо дислоцированных. Преобладает субгоризонтальное или моноклинальное залегание пород. Пликативные дислокации представлены валообразными поднятиями, флексурами и структурами брахиантиклинального типа (Волыно-Подолія, Тарханкут, Левобережная равнина), а также солянокупольными структурами (Левобережная равнина — Припятско-Днепровско-Донецкий грабен).

Среднерусская возвышенность (максимальная высота 293 м) — сложная гетерогенная морфоструктура, которая образовалась в миоцене в результате объединения Воронежского выступа фундамента и новообразованного меридионального Орловско-Курского поднятия (Мещеряков, 1965).

Поверхность кристаллического фундамента в присводовой части Воронежского выступа поднята до отметки 59 м, к северо-востоку она погружается до — 1300,

а к юго-западу — до 3000 м. Платформенный чехол представлен толщей пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В пределах возвышенности развиты структурно-денудационные субгоризонтальные и наклонные равнины, выработанные в опоках, песчано-глинистых и карбонатных породах.

Существенную роль в рельефе играют разломы и флексуры, образующие ограничения возвышенности; с ними связаны некоторые речные долины в ее пределах. Мощность неоген-четвертичных рыхлых отложений в центральной части Среднерусской возвышенности не превышает 8—10 м, по периферии она возрастает до 20, местами до 40 м.

Структурно-денудационные возвышенные равнины Волыно-Подоллии имеют довольно сложное строение, отражающее блоковую структуру фундамента и осадочного чехла. Кристаллический фундамент в пределах западного склона Украинского щита ступенеобразно погружается в западном и юго-западном направлениях (максимальная глубина его залегания западнее Радеховского разлома достигает 4—8 тыс. м). Он осложнен отрицательными структурами второго порядка. Осадочный чехол сложен толщей пород с возрастом от позднего протерозоя до неогена. При этом подошва неогеновых отложений наклонена с запада на восток, в направлении обратном падению поверхности кристаллического фундамента. В целом Волыно-Подольская возвышенность, как и расположенная южнее Бессарабская возвышенность, представляет новообразованную обращенную морфоструктуру (возвышенность-синеклизу по Ю.А. Мещерякову (1965)). Они соответствуют в тектоническом плане Предкарпатскому прогибу и западной окраине Русской платформы, подвергавшейся опусканиям с байкальского этапа до кайнозоя; инверсия движений в Волыно-Подоллии началась в среднем сармате, а в пределах Бессарабской возвышенности лишь в позднем плиоцене (Соколовский, Волков, 1965; Билинчис, 1971).

В пределах структурно-денудационных равнин Волыно-Подоллии выделяются связанные с деформациями фундамента (горстами) изолированные возвышенности Ополье, Ростоць, Хотинское и Мизочское "плато", а также возвышенности, связанные с валообразными деформациями осадочного чехла, — Гологоры, Вороняки и Кременецкая. Свообразным элементом рельефа Подоллии являются толтры (мшанковые рифы миоценового возраста), представленные скалистыми краями, гребнями и изолированными холмами, протягивающимися на юго-восток почти на 150 км.

В северо-западному Крыму с валообразными деформациями осадочного чехла (отложившегося в сармате—понт) связаны невысокие (до 180 м) холмистые гряды Тарханкута. Возраст морфоструктуры Волыно-Подольской возвышенности — торгон—сармат, равнин северного Причерноморья и Тарханкута — средний—поздний плиоцен, Днепровско-Донецкой равнины — поздний миоцен—плиоцен.

Денудационные равнины занимают основную часть Бессарабской возвышенности. Они протягиваются широкой полосой по юго-западной окраине Среднерусской возвышенности, развиты в Киевском Полесье и Конкско-Яльнской впадине. Различаются ярусные (преимущественно возвышенные), наклонные и субгоризонтальные равнины. Возвышенные ярусные равнины Прут-Днестровского междуречья выработаны в слабодислоцированных отложениях сармата и балтской свиты (поздний сармат—понт). Как уже указывалось выше, это новообразованная (инверсионная) морфоструктура, возникшая в позднем плиоцене на месте Прутской впадины — части Предкарпатского прогиба. Суммарная величина послесарматских поднятий составляет до 350 м. Пластово-ярусные равнины левобережной Приднепровской равнины выработаны в отложениях палеогена и неогена. Они характеризуются пологоволнистой поверхностью; высотные ярусы рельефа в значительной мере отражают этапы новейшего (в основном неоген-четвертичного) развития северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины.

Характерен общий наклон в сторону осевой части Днепровско-Донецкой впадины. Развиты многочисленные локальные поднятия, обусловленные солянокупольными структурами. Возраст морфоструктуры определяется эпохой расчленения и денудации "полтавской равнины", т.е. как раннеплиоценовый.

Денудационная равнина правобережья среднего Днепра приурочена к северо-восточному склону Украинского щита. Поверхность кристаллического фундамента погружается к северо-востоку от 0 до 1800 м, соответственно возрастает мощность осадочной толщи; четвертичные отложения подстилаются киевской и харьковской свитами палеогена, полтавской свитой миоцена и плиоценовыми отложениями. В толще осадочных пород выявлен ряд разломов. В целом морфоструктуру следует рассматривать как древнеунаследованную.

Разломы и локальные тектонические структуры выражены в рельефе как структурно-денудационных, так и денудационных равнин весьма отчетливо. К разломам приурочены уступы, прямолинейные участки речных долин, а в Подолии также линейно расположенные карстовые формы. Развитием локальных структур обусловлены деформации поверхностей выравнивания (в Подолии, на Бессарабской возвышенности, на п-ве Тарханкут и в других районах). С ним связаны также отклонения речных русел, деформации их продольных профилей, изменения морфологии речных долин, деформации речных террас и аномальное увеличение густоты и глубины овражно-балочного расчленения, а также уменьшение мощности или отсутствие лёссового покрова. На территории Волынского и Малого Полесий активные локальные структуры влияют на распределение и мощность моренных и водно-ледниковых отложений.

Своеобразие строения рельефа и истории его развития отличаются морфоструктуры внутриплатформенных прогибов. В тектоническом плане Днепровско-Донецкая равнина отвечает одноименной впадине, границы которой очерчены разломами кристаллического фундамента и соответствующими им флексурами осадочного чехла. Днепровско-Донецкая впадина выполнена толщей морских и аллювиально-озерных неогеновых (до 100 м) и аллювиально-флювиогляциальных и ледниковых четвертичных отложений (до 80 м).

Окско-Донская впадина по отношению к палеозойской структуре является наложенной, тем более что верхнемеловые и палеогеновые отложения в пределах ее большей части отсутствуют.

В южной и западной частях Днепровско-Донецкой впадины выделяются аккумулятивные равнины левобережья среднего Днепра и Черниговского Полесья. Их развитие характеризуется минимальными суммарными амплитудами новейших поднятий и весьма ранней инверсией знака движений, обусловившей накопление толщи рыхлых песчано-глинистых отложений мощностью свыше 60 м и происшедшей в интервале от эоцена (отложение бучакской свиты) и олигоцена (отложение берекской свиты) до плейстоцена. При этом около трети суммарной мощности осадков приходится на четвертичные. Они представлены разнообразными ледниковыми, водно-ледниковыми, аллювиальными и полигенетическими (лёссы) фациями. Эти равнины, таким образом, являются гетерогенными многослойными образованиями на глубоко залегающем мел-палеогеновом основании. Возраст морфоструктуры, определяемый началом инверсии тектонических движений и мощной аккумуляции, различен на разных участках — от олигоцена до раннего плейстоцена.

Пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины северного Причерноморья в тектоническом плане отвечают западной части обширной гетерогенной Причерноморской низменности — мегавпадины, сформировавшейся в неогене и наложенной на Преддобруджинский прогиб, южный склон Украинского кристаллического щита и Сивашский прогиб. Фундамент равнин разновозрастный — в основной части докембрийский (глубина залегания 2—3 тыс. м), в равнинном Крыму — эпигерцинский (глубина залегания 3—6 тыс. м). Осадочная толща

представлена комплексом терригенных и карбонатных пород мезозой—кайнозоя.

Равнинность территории в северном Причерноморье в значительной мере определяется рельефом поверхности понтических пород, в Присивашье — мощной толщей рыхлых неоген-четвертичных отложений.

В целом морфоструктура равнин северного Причерноморья является новообразованной. Она сложилась в неоген-четвертичное время под влиянием расширения и углубления впадины Черного моря и наложена на структуры различного генезиса и возраста. Вместе с тем отдельные морфоструктурные элементы впадины (Преддобруджинский, Сивашский прогибы) унаследованно развиваются с мезозоя.

Кристаллический фундамент северного Причерноморья нарушен многочисленными разломами и сбросами субширотного и субмеридионального простирания. Разломами обусловлены прямолинейные очертания морского побережья в западной части этого района, ориентировка кос и некоторых лиманов (Жуяльницкого, Ялпугского).

Мощность неоген-четвертичных рыхлых отложений весьма изменчива — от десятков метров на поверхности понтической морской равнины до 400 м в Сивашском и 650 м в Преддобруджинском прогибах.

Морфоскульптура

Юго-Запад Русской равнины характеризуется широким развитием поверхностей выравнивания. На Приднепровской и Приазовской возвышенностях представлена откопанная мезозойская поверхность. В связи с дифференцированными движениями отдельных блоков фундамента ее отметки колеблются в пределах от 170 до 250 м и более (Грубрин, 1968); поверхность фиксирована мощной корой выветривания, перекрытой осадочными породами юры и мела. По периферии щита сформировалась палеогеновая аккумулятивно-абразионная поверхность выравнивания, а в южной части Приднепровской возвышенности ограниченно развита позднемiocеново-раннеплиоценовая поверхность.

Наиболее высокие участки Главного водораздела Донецкого кряжа с отметками 275—369 м представляют собой останцы позднемезозойской поверхности выравнивания (Рослый, 1968). Более низкий уровень (245—300 м) И. М. Рослый считает палеогеновым, но есть основания датировать его поздним мезозоем, поскольку местами здесь сохранилась юрско-меловая кора выветривания. Выделены также два уровня миоценовой поверхности выравнивания на отметках 305—200 и 227—175 м. Со среднего плиоцена поверхности выравнивания Донецкого кряжа формировались только на придолинных участках.

На Среднерусской возвышенности развиты четыре поверхности выравнивания: эоцен-олигоценовая с отметками 250—290 м, эрозионно-денудационная, перекрытая чехлом лёссовидных суглинков и интенсивно расчлененная овражно-балочной сетью; раннемиоценовая, или шапкинская, полигенетическая, сохранившаяся почти повсеместно в виде водораздельных останцов с отметками 190—250 м; позднемiocеновая—раннеплиоценовая и позднеплиоценовая (160—190 и 120—160 м), развитые фрагментарно в виде ступеней на склонах (долинных педиментов).

Основную часть Подольской возвышенности занимает сарматская аккумулятивная морская поверхность выравнивания; фрагментами развита более древняя (тортонская) откопанная аккумулятивная морская поверхность (Росточье, Ополье). В южной части Днестровско-Прутского междуречья на абсолютных отметках от 230 до 80 м развита денудационная понтическая поверхность выравнивания, местами переходящая в морскую или дельтовую поверхность того же возраста, в частности широко представленную в северо-западном Причерноморье.

Значительную часть территории северного Причерноморья занимает панти-

ческая аккумулятивная морская и аллювиально-дельтовая поверхность выравнивания; в Присивашье развита более молодая (плиоцен-четвертичная) аккумулятивная поверхность.

Наряду с яркостью облик рельефа Юго-Запада Русской равнины определяется своеобразием речных долин и связанного с ними эрозионного расчленения междуречий (см. рис. 3).

Речные долины Приднепровской и Приазовской возвышенностей характеризуются чередованием расширенных и суженных каньонообразных участков, а также слабой террасированностью. Здесь развиты аккумулятивные террасы не древнее среднечетвертичных. Глубина расчленения достигает 150 м, но в периферических частях и той и другой возвышенности уменьшается до 50—70 м. Густота расчленения достигает в среднем примерно 1 км/км². Междуречья имеют уплощенный рельеф в приводораздельных частях и волнистый пологоувалистый и ступенчатый в придолинных.

Для речных долин Донецкой возвышенности характерно разнообразие морфологических типов, что в значительной мере определяется литологией и структурой субстрата. Различаются долины асимметричные моноклиальные, симметричные синклиальные, диагональные, поперечные (по отношению к простираанию структур) и четковидные. Глубина эрозионного расчленения на северном макросклоне возвышенности достигает 200 м, в остальной части ее — 120—100 м, а густота расчленения — 1,2—1,5 км/км²; в наиболее расчлененных районах она возрастает до 2,5 км/км².

По морфологии междуречья кряжевой (открытой) части Донецкой возвышенности сильно отличаются от междуречий ее северо-западного склона. Зона Главного водораздела характеризуется слабым расчленением и выпуклым поперечным профилем. Рельеф междуречий по периферии кряжевой части резко расчленен и определяется характером денудированных геологических структур. В северо-западной части возвышенности междуречья приобретают мягкие, сглаженные очертания, что в известной мере обусловлено покровом рыхлых отложений. В целом преобладает унаследованно развивающийся комплекс структурно-денудационных увалистых, грядово-увалистых и гривистых форм междуречий в сочетании с резким и глубоким эрозионным расчленением.

Основные (магистральные) речные долины обширных пластовых равнин региона сформировались еще в дочетвертичное время (Мещеряков, 1972). В четвертичном периоде наряду с перестройками речной сети происходило весьма интенсивное углубление (врезание) рек. В долинах Дона и Днепра число террас обычно не превышает 3—4. Однако в пределах Волыно-Подольи, отличавшейся повышенной тектонической активностью, число террас в речных долинах возрастает до 5—7 (Днестр, Прут). За четвертичный период долины рек углубились на 40—50 (Днепр) и 80—100 м (Днестр). О различной тектонической активности разных частей региона свидетельствует, например, тот факт, что II надпойменная терраса Днепра имеет относительную высоту 25—30 м, а аналогичная ей по возрасту III терраса Днестра — 90—100 м.

Речные долины Среднерусской возвышенности заложены после палеогена: Дона — в олигоцене—миоцене, Северского Донца, Оки, Сейма, Оскола, Десны, Сосны и других рек — в миоцене—плиоцене. Встречаются фрагменты и более древних долин (верховья Оки). Основные реки выработали широкие открытые долины с комплексом древних и молодых террас (три плиоценовые террасы на левых берегах Дона, Северского Донца и некоторых других рек и четыре плейстоценовые надпойменные террасы и пойма).

На Подольской возвышенности преобладают каньонообразные речные долины с нетеррасированными склонами, на Волини — корытообразные долины с двумя террасами. Низменности — полесья в области древнего оледенения характеризуются молодыми, широкими, слабо врезанными долинами с комплексом аккумуля-

лятивных позднеплейстоценовых и голоценовых террас. Эрозионное расчленение междуречий наиболее интенсивно в Приднестровье, где глубина его достигает 250 м, и в верхней части бассейна Южного Буга (100—120 м). Густота расчленения не превышает 1,7 км/км². В приднестровской части междуречья имеют плоско-столовый характер. В верхнем течении Южного Буга они плоскоувалистые и увалистые.

На Волыни глубина расчленения составляет 50—60 м (редко до 100 м). Густота расчленения достигает 1,5—2 км/км². Преобладают массивные плоскоувалистые междуречья. Глубина расчленения Среднерусской возвышенности варьирует от 20—30 до 70—130 м, а его густота — от 0,3 до 2 км/км². Наиболее интенсивно расчленены междуречья в бассейнах Сейма, Оскола, Северского Донца, Тихой Сосны и Черной Калитвы, а также в пределах Калачской возвышенности.

Ведущую роль в рельефе равнин внутриплатформенных прогибов играют древние широкие и открытые речные долины в среднем течении Днепра, Припяти, Дона и Оки, имеющие комплекс аккумулятивных террас. Мощность аллювиальных отложений на левобережье среднего Днепра достигает 30—40 м и более. Глубина расчленения Придеснинской равнины 20—70 м, густота расчленения 1,2—1,6 км/км², Окско-Донской равнины — соответственно 30—90 м и 0,3—1,2 (редко до 1,6) км/км². Большая часть междуречий имеет пологоволнистый рельеф, а междуречье верховьев Оки и Сосны — пологоувалистый; в отдельных районах встречаются участки пологохолмистого рельефа.

В пределах Левобережной и Приднепровской равнин глубина и густота расчленения резко возрастают от долины Днепра (30—50 м и 0,3—0,5 км/км²) к склонам Днепровско-Донецкой впадины (70—100 м и 0,6—1 км/км²). Преобладают пологоволнистые междуречья.

На территории аккумулятивных и пластово-аккумулятивных равнин Причерноморья речные долины крупных транзитных рек широкие, открытые, с комплексом преимущественно аккумулятивных террас, приуроченных к левому борту долины. Время заложения этих долин — конец плиоцена—ранний плейстоцен, эпоха формирования — плейстоцен. Расчленение междуречий слабое; в приморской полосе преобладают плоские водоразделы, в более северной части, в пределах наклонных равнин, — пологоволнистые.

В пределах границ окского и днепровского оледенений представлен плохо сохранившийся комплекс ледниковых форм. Учитывая это, а также наличие лёссового покрова, в значительной мере определяющего облик рельефа обширных территорий, можно констатировать, что реликтовая морфоскульптура сочетается с унаследованной флювиальной, причем первая преобладает на водоразделах, а вторая — в придолинных частях территории. В бассейне среднего Днепра и Припяти реликтовая морфоскульптура представлена комплексом ледниковых и водно-ледниковых форм днепровского оледенения — конечноморенными холмами и грядами, моренными равнинами, гляциодислокациями, зандровыми равнинами, флювиогляциальными террасами, озами, камами. Однако, как указывал Ю. А. Мещеряков (1972), полоса, охватывавшаяся днепровским оледенением, по существу, полностью входит в зону эрозионной морфоскульптуры, ледниковые отложения оказывают лишь определенное влияние на характер самого эрозионного расчленения. Водно-ледниковые (зандровые) равнины составляют пояс полесий со своеобразным рельефом; что же касается морфоскульптуры собственно структурно-денудационных равнин, то на них реликтовые ледниковые элементы имеют подчиненное значение.

Овражно-балочная сеть развита в пределах всех возвышенностей, но наибольшей интенсивности оврагообразование достигает на юге Среднерусской возвышенности, где эродированные земли занимают около 59% всей площади, и в среднем Приднестровье, где густота овражной сети составляет около 80 км/км² (Мещеряков, 1972). Оползни довольно широко представлены на Среднерусской возвышен-

ности — в бассейнах Зуши, Сосны, по правобережью Дона и по берегам других рек. Очень характерными и в определенной степени экзотическими элементами морфоскульптуры Кодр являются гыртопы (крупные эрозионно-оползневые цирки), образование которых И.П. Герасимов (1980) связывает с перигляциальными эпохами. Вообще оползни и связанные с ними формы рельефа играют большую роль в современном морфогенезе Бессарабской возвышенности.

Карстовые формы имеют ограниченное распространение. На Среднерусской возвышенности в ряде районов развит покрытый и задержанный меловой карст (западины и воронки), в Подолии — гипсово-ангидритовый карст. Особый интерес представляют многочисленные в Подолии пещеры, среди которых Озерная — самая крупная гипсовая пещера в мире (длина 26400 м).

На междуречье Днепр—Молочная широко развиты суффозионно-просадочные формы, более редко они встречаются и в других районах, где развиты лёссы. Мощность покрова лёссовидных суглинков и лёссов колеблется от 2—8 м на Среднерусской возвышенности до 20 м в Волыно-Подолии. Золовые формы (бугристые пески и др.) занимают значительную площадь на левобережье нижнего течения Днепра. На побережье Черного моря имеются участки развития оползней: наиболее крупные и активны оползни в районе Одессы.

К экзотическим элементам морфоскульптуры можно отнести известные каменные "могилы" (останцово-денудационные изолированные холмы) на Приазовской возвышенности, а также толтры в Волыно-Подолии.

ЮГО-ВОСТОК

К этому региону относятся Приволжская возвышенность, Ергени, низины Низкого Заволжья, возвышенности Высокого Заволжья (Бугульминско-Белебеевская, Общий Сырт), Прикаспийская низменность и Подуральское плато. Орографическими границами Юго-Востока являются Окско-Донская низменность и нижний отрезок долины Дона на западе, широтный отрезок долины Волги между Горьким и Казанью и долина Камы на севере, долина Белой, западные склоны Южного Урала и Мугоджар на востоке, северо-западные уступы (чинки) плато Устюрт, северное побережье Каспия и долина Манычей на юге.

В указанных границах широко развиты две наиболее характерные категории крупных форм рельефа — пластово-денудационные возвышенности и гетерогенные пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, сформировавшиеся соответственно в условиях слабых новейших воздыманий и опусканий земной коры.

Многие возвышенности обладают общими чертами строения рельефа — широким развитием структурно-денудационных ступеней и денудационных ярусов, прямым или обратным выражением в нем древних геологических структур, значительным древним и современным эрозионным расчленением. Общие черты рельефа присущи крупным низменностям и низинам. Они представляют в основном слабо расчлененные пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, наследующие в общих чертах древние тектонические впадины и перекрытые чехлом новейших (плиоцен-четвертичных) отложений значительной мощности.

Процессы образования крупных возвышенностей и низменностей протекали одновременно, как следствие разнонаправленных новейших (в основном послепалеогеновых) движений земной коры. Наиболее четко это выражено в полигенетическом строении дочетвертичных эрозионных ярусов рельефа — поверхностей выравнивания междуречных пространств. На Приволжской, Бугульминско-Белебеевской и других возвышенностях междуречьям присущи черты денудационных (структурно-денудационных) пластовых равнин, а вблизи крупных низменностей — впадин (Прикаспийская и др.) — они постепенно переходят в древние аккумулятив-

ные (пластово-аккумулятивные) равнины (Мещеряков, 1964; Востряков, 1967; Горелов, 1972).

Общие черты рельефа юго-восточной части Русской равнины и ряд других данных позволяют выделить ее в самостоятельный геоморфологический регион.

Основные черты орографии и морфоструктура

Приволжская возвышенность граничит на западе с Окско-Донской равниной, а на востоке — с долиной Волги. Ширина возвышенности изменяется от 60 км на юге до 400 км на широте Пензы. Характерной особенностью ее является резкая асимметрия склонов, крутых на востоке, пологих на западе. Наибольшие абсолютные отметки — до 384 м — приурочены к восточной части возвышенности (Жигули, Хвалыньские горы), где она круто обрывается к Волге. Глубина эрозийного расчленения составляет в среднем 80—120 м. Водоразделы имеют плоско-выпуклую и грядово-холмистую форму.

Ергенинская возвышенность является южным продолжением Приволжской. С востока она ограничена Прикаспийской низменностью, с юга — Манычской низиной. Возвышенность асимметрична — восточный склон ее крутой, а западный пологий. Абсолютные высоты максимальны (до 220 м) на юге — на восточном окончании Ельско-Манычской гряды, к северу и западу они значительно снижаются (до 100—120 м).

Бугульминско-Белебеевская возвышенность по основным чертам строения рельефа во многом сходна с Приволжской. Максимальные отметки сосредоточены в ее центральной и юго-восточной частях, достигая 450 м, а местами большей величины.

Пластово-денудационная равнина Общего Сырта — тектонически предопределенная возвышенность с абсолютными высотами до 400 м и относительными до 120 м. В ее пределах развиты плоские и плоскохолмистые водоразделы, разделенные широкими долинами Самары, Большой и Малой Кинели, Урала, Сакмары и ряда других рек.

Подуральское плато представлено расчлененной возвышенной структурно-денудационной ступенчато-ярусной равниной, наклоненной с северо-востока на запад-юго-запад. Локально встречаются останцы столовых бронированных плато. К нему примыкают Южно-Зауральская и Предустюртская равнины.

Для Южно-Зауральской равнины характерны низкие (80—0 м) денудационные поверхности-педименты и абразионные террасы, а локально также участки структурно-денудационных равнин. Для Предустюртской равнины типичны низкие (150—50 м) и низменные (от 50 до —10 м) поверхности бенчей, абразионных террас плейстоценового Каспия и останцы позднеплиоцен-плейстоценовых педиментов, чередующиеся с полями аккумулятивных равнин. Последние сформировались в четвертичное время аллювиально-дельтовыми и морскими отложениями, перекрывшими позднеплиоценовую денудационную поверхность. Они, как правило, соответствуют локальным отрицательным морфоструктурам.

Между Приволжской возвышенностью и возвышенностями Высокого Заволжья выделяется полоса довольно обширных низин Низкого Заволжья, охватывающих в основном левобережные участки долины Волги и ее притоков до отметок порядка 140—160 м. Наиболее крупными являются Мелекеская низина в Ульяновском Заволжье и Иргизская в Саратовском Заволжье.

Иргизская низина представляет невысокую равнину с плоско-выпуклыми водоразделами (сыртами) с абсолютными высотами от 210—186 м на севере до 50—60 м на юге. Глубина эрозийного вреза колеблется от 60 до 180 м. Интенсивность расчленения убывает с севера на юг.

Прикаспийская низменность занимает центральную и западную части одноименной тектонической впадины. Она является молодой аккумулятивной равниной,

половина которой лежит ниже уровня Мирового океана (абсолютные отметки от —28 до 50 м). Немногие реки (Урал, Большой и Малый Узени, Ашинозек, низовья Эмбы, Сагиза, Уила) врезаны в поверхность низменности на 3—5 м, редко (р. Урал) на 10—15 м. В пределах междуречий относительные превышения составляют в основном до 5—10 м. Превышения в 20—30 м и более, как правило, связаны с активными солянокупольными дислокациями (гора Большой Богдо и др.).

Наиболее характерные черты Юго-Восточного региона определяют морфоструктуры типа пластовых денудационных ярусных возвышенных равнин (Приволжская и др.) и аккумулятивных низменностей (Прикаспийская) (см. рис. 2).

Приволжская возвышенность сложена слабодислоцированными осадочными породами. В ее строении участвуют верхнепермские известняки, доломиты, глины и мергели, верхнеюрские и нижнемеловые песчано-глинистые толщи, верхнемеловые известняковые мергели, пески, песчаники, опоки и диатомиты палеоцена и эоцена. В связи с региональным наклоном пластов на юг и юго-запад в этом направлении происходит смена древних пород молодыми.

В морфоструктурном отношении Приволжская возвышенность относится преимущественно к пластово-ярусным денудационным возвышенным равнинам. Ее разновысотные поверхности разделены уступами и срезают различные по составу и возрасту породы. Лишь на небольших участках денудационные поверхности совпадают с кровлей наиболее стойких пород — кремнистых мергелей верхнего мела, кремнистых опок и песчаников палеоцена. Однако такая структурность поверхностей локальна, в то время как деструкционность региональна.

Приволжская возвышенность в целом является новообразованной морфоструктурой обращенного типа. Она приурочена к мезозойско-палеогеновому Ульяновско-Саратовскому прогибу (синеклизе). Последний, в свою очередь, наложен на палеозойскую моноклираль. По отношению к структурам фундамента возвышенность является гетерогенной.

Начало формирования современной морфоструктуры Приволжской возвышенности относится к концу палеогена, когда в результате тектонической инверсии на месте Ульяновско-Саратовского прогиба начала подниматься возвышенность. Следы этой исходной равнины сохранились в современном рельефе в виде плоских водораздельных массивов или останцов палеогенового возраста. Наибольшая инверсия рельефа приходилась на первую половину миоцена, когда была создана возвышенность с близкими к современным очертаниями (Милановский, 1940).

На Приволжской возвышенности гипсометрически приподнятые водораздельные пространства соответствуют осевым частям Доно-Медведицкого мегавала, Слепцовско-Оркинского и Елшано-Сергиевского валов. Кикинский и Жигулевский валы расположены соответственно на междуречье Усы и Кадады, Кадады и Труева, а к Сердобско-Мокшинскому валу приурочены верховья Хопра и Мокши с их притоками и некоторые притоки Суры.

Высоты водоразделов, приуроченных к неотектоническим впадинам, снижены, а центральные части этих депрессий заняты долинами Медведицы, Карамыша, Латрыка, Узы, Айвы и некоторых других рек.

Разломы фундамента, в некоторой степени проявляющиеся и в осадочном покрове, отражены на поверхности крупными уступами рельефа и прямолинейным расположением речных долин. Такими разломами являются Жигулевский, разделяющий Жигулевско-Пугачевский свод и Ставропольскую депрессию, Волгоградский в полосе долины нижней Волги между Щербаковской и Волгоградом, разломы Карлинских дислокаций в осевой части Приволжской возвышенности.

Очень четко в рельефе отражены локальные тектонические структуры типа брахиантиклиналей и куполов. Преобладает прямое отражение этих структур

в рельефе, частью обусловленное активностью структур в неоген-четвертичное время, частью имеющее пассивный характер.

Мощность рыхлого покрова на возвышенности незначительна (в среднем 10—20 м), причем на достаточно больших площадях междуречных пространств он практически отсутствует. Минимальные мощности его (до 10—15 м) отвечают участкам тектонических поднятий, а максимальные (до 100—125 м) — тектонически опущенным участкам и погребенным речным долинам.

Ергени — гетерогенная морфоструктура. В северной части — это возвышенность-моноклираль, а в южной — возвышенность-вал, приуроченная к погребенному кряжу Карпинского. Глубокая денудация неогеновыми реками чередовалась и завершалась аллювиальной и субаэральной аккумуляцией ергенинских песков, скифских красноцветов, желто-бурых лёссовидных суглинков. Северная часть возвышенности новообразованная, а южная — унаследованно-возрожденная морфоструктура. Возраст этой морфоструктуры по наиболее характерным аккумулятивным, неконсолидированным толщам может быть определен в интервале среднего (ергенинская толща) и позднего плиоцена (скифская свита).

Бугульминско-Белебеевская возвышенность в морфоструктурном отношении существенно отличается от Приволжской и Ергеней, так как наследует обширное сводовое поднятие платформы — южную вершину Татарского свода. Таким образом, Бугульминско-Белебеевская возвышенность — прямая морфоструктура, унаследованно развивавшаяся с позднего мела. Это подтверждает сводовая деформация всех основных уровней (ярусов) ее рельефа — палеогенового, мио-плиоценового и позднеплиоценового, а также радиальное в целом расположение древней (доакчагыльской) и четвертичной речной сети.

В современном рельефе возвышенности выражены многие разломы и флексуры, а также валообразные поднятия пермских глин, песчаников и известняков (Большекинельская флексура и др.). Следовательно, унаследованность в развитии морфоструктуры наблюдается и для ее относительно малых форм.

Равнина Общего Сырта сложена горизонтально залегающими толщами пермских, юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений, которые резко дислоцированы на соляных куполах и в дизъюнктивных мульдах. Эта морфоструктура гетерогенна, она представляет собой структурно-денудационную ступенчатую равнину палеогенового или миоценового возраста и субгоризонтальную позднеплиоценовую (акчагыльскую) равнину с довольно мощным покровом рыхлых образований. Характерные для Общего Сырта валообразные и моноклиральные морфоструктуры наследуют соответствующие структуры верхних горизонтов осадочного чехла. Связь со структурой фундамента выражена слабо в связи с погружением его поверхности к Прикаспийской впадине.

Разломы и локальные тектонические структуры достаточно четко отражены в рельефе, главным образом прямолинейностью или радиальностью отрезков в рисунке речной сети.

Для Подуральского плато типичны разновысотные (ступенчатые) плато и кузстоподобные водораздельные массивы (урочища), обрамленные лито- и тектогенными уступами. Различия в высоте господствующих ступеней и одновозрастных ярусов рельефа, в степени расчлененности плато и в яркости геоморфологического выражения малых морфоструктур, обусловленных соляной тектоникой, позволяют выделить в пределах крупной блоково-моноклиальной морфоструктуры Подуральского плато морфоструктуры второго порядка: положительные Акшатаускую, Утвинскую, Илекскую, Актулагайскую, Джарлинскую, Карахобдинскую и отрицательные Сагизскую, Уильскую, Хобдинскую (Аристархова, 1973).

По отношению к структурам фундамента и подсолевого осадочного чехла, которые выделяются тектонистами (Чекабаев и др., 1978) гипотетически и неоднозначно только по геофизическим данным, можно считать, что Подуральское плато в целом морфоструктура древнего унаследования. Морфоструктуры плато

второго порядка — Южную Зауральскую и Предустюртскую — следует считать унаследованно-возрожденными. Они хорошо согласуются со структурными формами фундамента и подсолевого этажа, но слабо увязываются со структурами надсолевого структурного этажа.

Формирование морфоструктур Подуральского плато, начавшееся в конце олигоцена, продолжалось и в миоцене после ухода с территории палеогенового, а на юге сарматского моря при активизации новейших тектонических движений и денудационного преобразования территории региона. Южная Зауральская и Предуральская морфоструктуры возникли в четвертичное время. В отношении Южной Зауральской морфоструктуры об этом свидетельствует позднеплиоценовый и плейстоценовый возраст ее денудационной равнины, а в отношении Предустюртской, кроме аналогичного возраста денудационных останцов, ранне- и среднеплейстоценовый возраст нижней части толщи отложений, слагающих участки аккумулятивных равнин.

Разломы — локальные, связанные с соляными куполами, и активные региональные (глубинные) — выражены большей частью отчетливо денудационно-тектоническими уступами, прямолинейными речными долинами и линейно ориентированными формами рельефа. Отчетливо по прямым и косвенным (геоморфологические аномалии) признакам выражены в рельефе почти все солянокупольные поднятия и активные мульды (на космических снимках они нередко дешифрируются как малые кольцевые структуры).

Рыхлый чехол на Подуральском плато и Южной Зауральской равнине представлен почти исключительно континентальными четвертичными отложениями небольшой (до 5—10 м) мощности; ее возрастание более чем до 10—15 м обычно связано с локальными новейшими прогибами, иногда с зонами разломов. На предустюртской равнине мощность рыхлых четвертичных отложений варьирует от 5—10 до 30—50 м.

Характерные черты Подуральского плато определяют морфоструктуры, представленные структурно-денудационными ступенчато-ярусными равнинами с множеством региональных и локальных денудационно-тектонических уступов, а также лито- и тектономорфных гряд и останцов.

Мелекесская низина отчетливо совпадает с Аксубаево-Мелекесской тектонической впадиной, хорошо выраженной как в структуре фундамента, так и в структуре осадочной толщи. Формирование впадины происходило в мезокайнозойское время. Очевидно, эта морфоструктура является унаследованно развивающейся.

Самым древним горизонтом неконсолидированной толщи новейших отложений в пределах низины являются пресноводные (озерно-аллювиальные) отложения нижнего акчагыла (кинельская свита). Поверхность низины сложена пресноводными отложениями верхнего акчагыла (домашкинский горизонт), апшерона (сыртовые глины) и плейстоцена (аллювий террас Волги).

Иргизская равнина выполнена "сыртовыми" глинами и суглинками. Она представляет промежуточную ступень между Высоким Заволжьем и Прикаспийской низменностью. Рельеф сформирован на осадочных породах апшеронского возраста, представленных различными генетическими и литологическими разностями. Состав вскрывающихся пород находится в прямой зависимости от тектонических структур и их движений. В сводах наиболее активных антиклиналей обнажаются породы палеогена, мела, юры, перми и даже карбона, как это наблюдается вблизи городов Пугачева, Чапаевска, селений Бартеневка и Песчаный Мар.

Иргизская равнина может быть отнесена к категории гетерогенных, неунаследованно развивавшихся (новообразованных) морфоструктур, поскольку она сформирована из различных тектонических структур.

Все морфоструктуры молодых аккумулятивных равнин Прикаспийской впадины сформировались при преобладании в новейшее время дифференцированного опускания, осложненного соляной тектоникой. При этом одни равнины возникли

на фоне устойчивого позднеплиоцен-четвертичного древнеунаследованного интенсивного регионального прогибания Прикаспийской впадины (центральной и западной части Прикаспийской низменности), другие — в условиях смены позднеплиоценового прогибания слабым поднятием в четвертичное время (северная Зауральская равнина), а некоторые — при опускании в четвертичный период части Прикаспийской впадины, испытывавшей в позднем плиоцене поднятия (юго-восточная часть Прикаспийской низменности).

Центральная и западная части Прикаспийской низменности соответствуют крупной отрицательной морфоструктуре первого порядка, юго-восточная часть низменности и Северная Зауральская равнина — морфоструктуры второго порядка, образовавшиеся в четвертичное время в переходной зоне между Подуральским плато и Прикаспийской низменностью.

Субстратом низменности являются глины, суглинки, супеси и пески четвертичного возраста, залегающие горизонтально. Местами, на участках особенно активных солянокупольных дислокаций, отмечаются локальные выходы терригенно-карбонатных пород верхнего плиоцена и более древних, иногда даже эвапоритов кунгура.

По отношению к структурам фундамента и подсолевого структурного этажа, выделяемым исследователями на всей территории Прикаспийской впадины гипотетично (только по геофизическим данным) и неоднозначно, морфоструктуры Прикаспийской низменности (включая ее юго-восточную часть) второго порядка можно рассматривать как унаследованно возрожденные. Морфоструктура первого порядка является древнеунаследованной и отражает глубокое древнее погружение фундамента (более чем на 15 км в центре низменности). Морфоструктура Северной Зауральской равнины отражает склон центрального погружения фундамента впадины и, таким образом, также может рассматриваться как унаследованная.

Морфоструктуры центральной и западной частей Прикаспийской низменности сформировались в позднем плиоцене, о чем свидетельствует ачкагыльский возраст наиболее древнего горизонта слагающей их неконсолидированной аккумулятивной толщи. Морфоструктура ее юго-восточной части четвертичная, что определяется ранне- и среднеплейстоценовым возрастом нижних горизонтов неконсолидированной аккумулятивной толщи. Следует считать четвертичной и морфоструктуру Северной Зауральской равнины. Хотя возраст нижних горизонтов неконсолидированной толщи верхнеплиоценовый, формирование этой морфоструктуры как относительно поднятой наклонной равнины началось лишь в позднем плейстоцене, когда эта часть аккумулятивной равнины испытала поднятие.

Локальные и региональные (глубинные) разломы выражены в рельефе неплохо, малые структуры, обусловленные соляной тектоникой, выражены хорошо.

Признаками локальных разломов чаще всего являются цепочки линейно ориентированных форм рельефа, а также останцовые холмы и гряды, западины, солончаки, ложбины стока. Локальные структуры (солянокупольные поднятия, мульды) обычно представлены денудационными останцами, деформациями одно-возрастной поверхности, рисунком водотоков и древних ложбин стока, крупными солончаками и озерами.

Мощность рыхлого чехла достигает 600 м (в отдельных компенсационных мульдах превышает 1000 м), из которых примерно 100 верхних метров приходится на четвертичные отложения. Наибольшие мощности чехла характерны для центральной части Волго-Уральского междуречья, наименьшие (первые десятки метров) — для северной и восточной окраин Прикаспийской низменности. На этом региональном фоне в распределении мощности наблюдается четкая тектоническая обусловленность: уменьшение ее в пределах положительных локальных структур и увеличение в пределах отрицательных. Для ачкагыльских отложений, кроме того, отмечена зависимость мощности от доакчагыльского рельефа (увеличение ее во врезках палеодолин).

Основные черты морфоскульптуры региона определяют широко развитые древние поверхности выравнивания междуречных пространств и разнообразные флювиальные формы рельефа (см. рис. 3).

В пределах Приволжской возвышенности выделяются три поверхности выравнивания различного генезиса (Поверхности выравнивания..., 1974). Верхняя охватывает самые высокие водоразделы междуречий. В Нижнем Поволжье ее высота изменяется от 220 (гора Венцы) до 358 м (Гусельско-Тетеревятский край). Ровные водораздельные плато этой поверхности срезают нижнемеловые горизонты в сводовой части Доно-Медведицкого вала и палеоцен-эоценовые отложения в пределах Приволжской моноклинали. По генезису, исходя из повсеместных находок обломков песчаников и базального конгломерата, водораздельное плато относится к типу исходной абразионно-денудационной равнины. В Среднем Поволжье на этой поверхности сохранились слабо развитые толщи эоценовых отложений, что позволяет относить образование поверхности к позднему палеогену—началу миоцена.

Средняя поверхность выравнивания с абсолютными отметками порядка 200—250 м почти повсеместно, особенно в зонах древних валов, ограничена от верхней поверхности крутыми четкими уступами высотой 50—100 м. По мере удаления от верхнего плато средний ярус рельефа приобретает черты денудационной поверхности снижения, а затем полигенетической поверхности выравнивания аллювиально-денудационного типа (Дедков, 1953; Мещеряков, 1964; Горелов, 1972). Образование этой поверхности было связано с позднемиоценовым—раннеплиоценовым этапом регионального выравнивания Русской равнины (Поверхности выравнивания..., 1974).

Нижний ярус рельефа с отметками порядка 120—150 м развит вдоль правого берега Волги, а его образование было связано с трансгрессией акчагыльского моря.

На Бугульминско-Белебеевской возвышенности прослеживаются три денудационных яруса рельефа, что вместе с интенсивным овражно-балочным расчленением составляет характерную особенность ее морфоскульптуры. Верхний ярус рельефа имеет средние высоты порядка 380—450 м, средний —280—300, нижний —180—200 м. В их пределах широко развиты локальные литолого-структурные ступени, связанные с выходами плотных пермских известняков и песчаников. Причина ярусности рельефа та же, что и на Приволжской возвышенности, — прерывистое воздымание.

Общий Сырт является южным продолжением Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Поэтому в его пределах развиты те же характерные элементы морфоскульптуры — главным образом древние поверхности выравнивания трех эрозионных ярусов рельефа с разнообразными флювиальными формами.

Поверхности выравнивания распространены широко. Наибольшую сохранность имеют палеогеновая (олигоцен-миоценовая?) и позднеплиоценовая поверхности. Возраст их датирован по коррелятным толщам (Востряков, 1967; Горелов, 1972).

Характерными элементами морфоскульптуры Подуральского плато также являются обширные площади древних поверхностей выравнивания, осложненные литолого-структурными ступенями, останцами и другими мелкими формами рельефа.

Распространены поверхности выравнивания в основном трех возрастов: 1) палеогеновая, точнее, позднеэоцен-олигоценная, приуроченная к самому высокому ярусу рельефа (от 400—350 м на севере и северо-востоке, до 200 м и менее на западе и юго-западе); 2) позднемиоценовая-раннеплиоценовая, развитая шире всего; высота ее останцов закономерно снижается от 320—300 м на северо-востоке региона до 250—200 м в центре Подуральского плато и до 150—100 м на Южной

Зауральской и Предустюртской равнинах; 3) позднеплиоценовая (160—100 м на севере, 100—80 м в центре и 150—110 м на юге региона), которая наиболее уверенно прослеживается на западе и северо-западе, вблизи древней береговой линии акчагыльского моря и вдоль долин основных рек. Кроме того, в пределах Южной Зауральской равнины вдоль границы с Прикаспийской низменностью и на Предустюртской равнине фрагментарно встречаются поверхности ранне-среднеплейстоценового возраста. На Орь-Илекской возвышенности известны также останцы откопанной мезозойской поверхности выравнивания.

На молодых аккумулятивных равнинах Прикаспийской впадины господствуют аккумулятивные поверхности выравнивания. В пределах Прикаспийской низменности это плоские поверхности морской аккумуляции раннехвалынского, позднехвалынского и новокаспийского возрастов. Последующими процессами денудации они были мало изменены, сохранились хорошо и распространены повсеместно. На Северной Зауральской равнине аккумулятивная поверхность выравнивания имеет аллювиально-дельтовое происхождение, возраст ее плейстоценовый, сохранность хорошая, облик наклонной, слабо волнистой равнины.

Своеобразие рельефа региона определяется развитием флювиальной морфоскульптуры. Руководящие формы: речные долины, балки, овраги. В определенных геологических и геоморфологических условиях развиты также карстовая, золовая, абразионно-аккумулятивная, суффозионная морфоскульптуры как реликтовые, так и современные.

Древние речные долины Приволжской и других возвышенностей в зависимости от размеров, морфологии и возраста разделяются на три основных типа.

Первый тип — долины наиболее крупных рек, заложившиеся в неогене. Это хорошо разработанные, резко асимметричные долины одностороннего развития рек Волги, Суры, Свияги, Иловли, Медведицы и ряда других. Один из склонов крут и сложен коренными породами, другой пологий, образованный системой плейстоценовых террас и остатками плиоценовой аккумулятивной равнины. Асимметрия склонов связана с односторонним смещением русел, происходившим в основном под влиянием силы Кориолиса.

Второй тип — долины малых рек, сформированные в неогене и плейстоцене до эпохи максимального оледенения. Эти долины хорошо разработаны, но в них не было одностороннего смещения русел, поэтому резко выраженная асимметрия склонов в них не наблюдается. Плиоценовые отложения и плейстоценовые террасы развиты на обоих пологих склонах долин.

Третий тип — долины малых рек, сформировавшиеся в плейстоцене после эпохи максимального оледенения. Это многочисленные долины самых малых рек с узким дном и резко выраженной асимметрией склонов. Склоны южной и западной экспозиции круты, сложены коренными породами, противоположные склоны очень пологие, покрыты шлейфами плейстоценовых делювиально-солифлюкционных суглинков. Асимметрия склонов является реликтовой, она связана с неравномерной денудацией противоположных склонов в перигляциальных условиях позднего плейстоцена.

Основные речные долины были заложены еще в преакчагыльское время — в конце миоцена—начале плиоцена.

Типичными элементами морфоскульптуры Ергеней являются слабо террасированные балки и небольшие долины. Древней и современной эрозией расчленены в основном восточные и южные крутые склоны, на которых глубины врезов достигают 100—120 м, а густота эрозионного расчленения составляет 1,5 км/км².

Эрозионная сеть низменностей (Мелекесской, Иргизской) отличается меньшей глубиной, а густота расчленения низменностей на один-два порядка меньше, чем на окружающих возвышенностях, что связано с их относительным новейшим опусканием.

Современная речная сеть Общего Сырта, Подуральского плато и особенно

Прикаспийской низменности отличается молодостью, хотя она часто наследует древние долины. Так, например, речные долины Общего Сырта асимметричны, имеют пойму, высокую пойму и две молодые надпойменные террасы хвалынского возраста, распространенные по левым берегам Самары, Большой и Малой Кинели, Урала, Сакмары и Илека, хотя время заложения крупных и многих малых современных долин — средний плиоцен.

Сеть водотоков Подуральского плато — коротких (до 100—200 км) рек и саев (последние преобладают) — сравнительно густая (0,3—0,5 км/км²). Долины главных рек (Илека, Утвы, Сагиза, верховьев Уила, Эмбы) и их основных притоков ящикообразные, шириной от 2—3 до 7—8 и даже до 10—12 км, однако одновременно характерны и суженные (1 км и меньше) тектонически обусловленные участки долин.

Заложение основных современных долин произошло в плейстоцене. Однако местоположение рек преимущественно унаследовано, что связано с их структурно-тектонической предопределенностью. Следы позднеплиоценовой долинной сети сохранились в виде придолинных фрагментов поверхности выравнивания. Унаследованность крупных рек (Эмбы, Сагиза, Уила) от эпох древних континентальных перерывов (позднеальбской, юрской) установлена палеогеоморфологическими исследованиями (Аристархова, Черткова, 1970; Проничева, 1973; и др.).

Долины основных рек Прикаспийской низменности неглубокие (до 6—15 м), широкие (4—5 км, а в низовьях Эмбы, Уила, Урала — до 10—15 км), с комплексом аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террас, поймы (обычно двух уровней), поздние и раннехвалынской надпойменных.

Основные современные речные долины, как показывает возраст развитых в них террас, заложены в позднем плейстоцене. Местоположение большей части долин (Урала, Большого и Малого Узеней, Кушума и др.) предопределено тектонически (долины приурочены к зонам глубинных разломов).

Преобладающий комплекс морфоскульптур междуречий всех возвышенностей эрозионный. Наряду с эрозионным расчленением на некоторых возвышенностях широко распространены литоморфные образования. В пределах Общего Сырта такими экзотическими формами являются куэсты на склонах солянокупольных поднятий и галогенный карст на сводах соляных куполов. Своеобразие морфоскульптуры Подуральского плато определяют азональные литоморфные формы рельефа (гряды, уступы, куэсты, останцы) с ярко выраженной обработкой зональными процессами аридной денудации (дефляции, склонового и линейного смыва и др.), а также формы солончаковой денудации и песчаные золовые, широко распространенные к югу от 49° с.ш.

Междуречья молодых аккумулятивных равнин характеризуются сглаженными неглубокими формами расчленения, образованными золовыми дефляционно-аккумулятивными, дефляционными и суффозионно-дефляционными процессами. Исключение составляют денудационные "острова" и ареалы бэровских бугров с глубиной расчленения до 20—30 м и с более резкими формами. На Северной Зауральской равнине междуречья пологоувалистые, глубина расчленения 10—15 м.

В пределах Прикаспийской низменности господствует зональная аридная морфоскульптура. Она представлена различными формами: 1) золово-аккумулятивными и дефляционными (цепи барханов от 3-5 до 8—10 м относительной высоты, в разной степени закрепленные растительностью, котловины выдувания с буграми навевания по краям), в том числе реликтовыми (бэровские бугры); 2) формами солончакового выветривания — многочисленными впадинами (хаками) площадью от 20—30 до 500 и даже 1000 км², глубиной до 2—3 м (редко больше), занятыми солончаками разной степени засоления; 3) суффозионно-просадочными западинами (степные блюдца) на суглинистых породах морского генезиса. Кроме того, на денудационных "островах" распространены зональные формы аридной денудации и поверхностные формы гипсового и соляного карста.

Долины рек с комплексом террас аazonальны. Формы морского происхождения (хвалынские и новокаспийские абразионные уступы, береговые валы, бары, лиманы и озера на месте морских заливов); ложбины и врезанные дельты отмерших позднеплейстоценовых водотоков реликтовые. Все формы аazonальной и реликтовой морфоскульптуры имеют черты современных зональных аридных рельефообразующих процессов.

Возраст основных этапов формирования морфоскульптуры — поздний плейстоцен и голоцен. В позднем плейстоцене (эпохи хвалынских трансгрессий и регрессий) возникли ныне заросшие барханные цепи (на их основе местами образовались бэровские бугры), формы морской аккумуляции и денудации, ложбины стока и врезанные дельты. В голоцене (включая современный этап) активизировались эоловая деятельность и солончаковое выветривание, образовались современные котловины выдувания и массивы подвижных барханов, углубились старые и возникли новые впадины, занятые солончаками. Вблизи побережья Каспия возникли формы морской новокаспийской абразии и аккумуляции, ложбины сгонно-нагонных проток.

Четвертичный покров региона представлен континентальными, преимущественно неледниковыми, образованиями небольшой мощности. К ним относятся аллювиальные, делювиальные, элювиальные, солифлюкционные, эоловые, озерные и болотные отложения. Только в пределах Приволжской возвышенности распространены ледниковые отложения. В Прикаспии широко развиты мощные отложения морских четвертичных трансгрессий.

На западном склоне Приволжской возвышенности, в основном по правому берегу Медведицы и далее на север к устью Суры, проходит граница среднеплейстоценового днестровского оледенения. Геоморфологически она здесь не выражена. Лишь к югу от устья Терсы на отдельных участках правого склона долины Медведицы встречаются скопления валунного материала, перемешанного с супесью и суглинком, и наблюдаются вытянутые в субмеридиональном направлении гряды и цепочки холмов, представляющие фрагменты конечной морены, обозначающей край донского ледникового языка. В других местах краевые образования если и возникли, то позднее были полностью уничтожены денудацией. Практически эта граница в описываемом районе проводится по крайним выходам днепровских ледниковых отложений.

Территория Прикаспийской низменности служила ареной неоднократных четвертичных трансгрессий Каспия. Граница трансгрессий (раннехвалынской, позднехвалынской, новокаспийской), а также границы, связанные с осцилляциями береговых линий морей в эпохи регрессий, маркируются остатками абразионных уступов и береговых валов, древнедельтовыми ветвлениями рек и распространением фаунистически охарактеризованных толщ осадков соответствующего возраста.

ПЛАТО И НИЗМЕННОСТИ СРЕДНЕЙ СИБИРИ, ВОЗВЫШЕННОСТИ И НИЗКОГОРЬЯ СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА

Основанием рельефа Средней Сибири служит древняя Сибирская платформа. В отличие от Восточно-Европейской платформы она более активизирована на новейшем этапе тектонического развития. Это нашло отражение в преобладании высоких плато и значительном орогенном преобразовании юго-восточной части платформы (особенно Алданского щита) в процессе формирования ее горного обрамления. В связи с этим указанную часть Сибирской платформы следует изучать вместе с горами Сибири.

Невыраженность в рельефе северной границы Сибирской платформы, погребенной под осадочными породами Северо-Сибирской низменности, и преобладание

в пределах Северного Таймыра слабо активизированных низкогорий указывают на значительную общность неотектонического развития древней и примыкающей к ней с севера молодой платформы с омоложенными горами Бырранга. Это обуславливает целесообразность рассматривать их рельеф в рамках одной гетерогенной равнины.

СРЕДНЯЯ СИБИРЬ

Регион Средней Сибири ограничивается на западе Енисеем, на севере — южным подножием гор Бырранга и побережьем моря Лаптевых (до устья Лены), на востоке — Леной, на юге — предрифтовой зоной Байкала и северными отрогами Восточного Саяна.

Почти вся территория относится к одной крупной геотектуре. Лишь на крайнем западе в узкой полосе по правобережью Енисея древний платформенный фундамент погружен под более молодое палеозойское складчатое основание Западно-Сибирской плиты. Более молодое (герцинское) складчатое основание предполагается и на крайнем севере рассматриваемой территории, к югу от гор Бырранга.

Основные черты орографии и морфоструктура

Основными орографическими единицами региона являются низменности Северо-Сибирская, побережья моря Лаптевых и Средне-Сибирское плоскогорье (рис. 4).

Северо-Сибирская низменность — аккумулятивная равнина, сформированная в пределах Енисей-Ленского прогиба, заложившегося в мезозое. Ее крайняя восточная часть наследует западную окраину Лена-Анабарского мезозойского прогиба. Низменность имеет четкие, хорошо морфологически выраженные прямолинейные северную и южную границы, предопределенные новейшими тектоническими движениями. Северная граница образована денудационно-тектоническим уступом южного склона глыбово-блокового поднятия гор Бырранга, южная — денудационно-тектоническим уступом поднятия Средне-Сибирского плоскогорья, совпадающим с флексурным перегибом палеозой-раннемезозойских пород Сибирской платформы, погружающихся под мощный чехол рыхлых мезозойских осадочных пород Енисей-Ленского прогиба.

На востоке низменность открыта к морю Лаптевых, а на западе отделена долиной Енисея от Западно-Сибирской равнины.

Долина Енисея приурочена или к зоне глубинного тектонического шва, отделяющего Западно-Сибирскую плиту от Сибирской платформы, или к зоне флексурного перегиба, по которой палеозойские породы Сибирской платформы погружаются под мезозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Эта зона трансформируется серией разрывов в фундаменте и осадочном мезозойском чехле дислоцированных пород мелового возраста. Это позволяет предполагать, что активные движения по этой региональной тектонической шовной зоне происходили и на позднейшем этапе тектонического развития. Восточная граница Западно-Сибирской плиты выражена региональным уступом (высотой от 50 до 200 м) денудационной структурной равнины западной окраины Сибирской платформы, хорошо видимым на космических снимках, даже на самых мелкомасштабных.

Абсолютные отметки Северо-Сибирской низменности колеблются от 0 до 250 м и распределены по площади неравномерно, хотя и отражают определенные закономерности ее структурного и морфоскульптурного строения.

На Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн показаны наиболее характерные высотные градации. Они выделены по обобщенным отметкам абсолютных высот, но тем не менее очень наглядно отражают основные особенности рельефа региона. Показанные на ней высотные градации выявляют наличие на западе параллельных водораздельных гряд северо-восточного простирания,

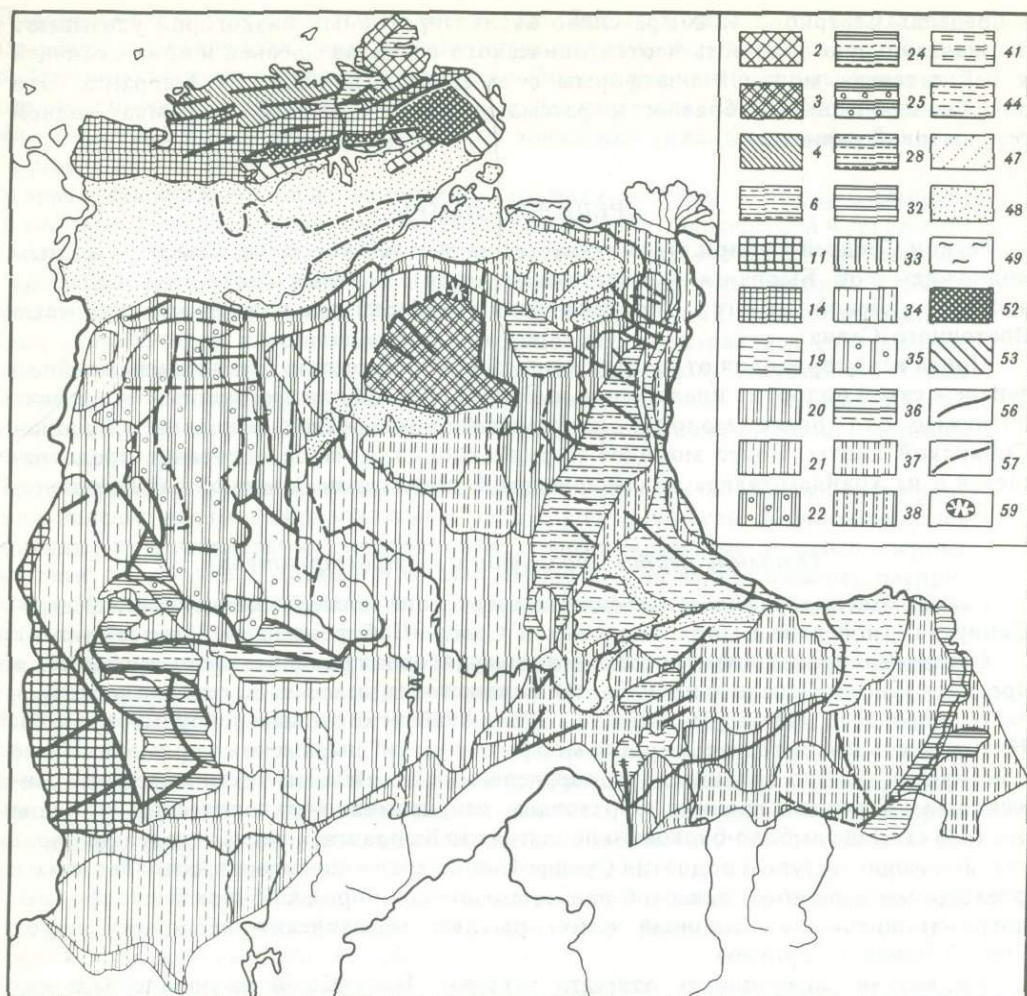


Рис. 4. Морфоструктура платформенных равнин Средней Сибири и гор Таймыра. (Объяснение условных обозначений см. в сводной легенде морфоструктуры суши — рис. 1)

пересекающих низменность по диагонали, плоскотеррасированный облик поверхности в центральной и юго-восточной частях низменности, грядово-ячеистый рисунок и общую приподнятость северо-восточной прибыррангской части. В этой же северо-восточной ее части располагаются участки низкогорного рельефа гряды Кирыка-Тас (максимальная абсолютная высота 635 м), безымянной возвышенности и одиночная гора Балахня. На крайнем востоке для рельефа низменности характерно чередование обширных низменных участков, выполненных кайнозойскими отложениями, с возвышенностями и изолированными останцами, сложенными мезозойскими породами.

Фундамент низменности гетерогенен. На юге, юго-востоке и в центре — это платформа архейского или байкальского заложения, на севере — складчатое герцинское основание, сходное с блоково-глыбовым основанием гор Бырранга. Фундамент разбит на блоки, залегающие на различной глубине. Максимально кровля фундамента погружена в центральной части низменности (до 8—10 км). Осадочный чехол представлен породами палеозоя и мезозоя, из которых наибольшую мощность имеют отложения юры и мела (в совокупности до 8 км), что

свидетельствует о юрском возрасте заложения Енисей-Ленского прогиба. Породы чехла в окраинных (северной и южной) частях низменности залегают моноκлиально, с падением от обрамляющих ее горных сооружений к центру. В центральной части они смяты и образуют крупные пликативные структуры — Рассохинский вал, Курьинское поднятие и Балахнинский мегавал, протягивающиеся, сменяя друг друга по простиранию, с юго-запада на северо-восток. Поднятия окаймлены вытянутыми вдоль них глубокими мульдами и прогибами.

В морфоструктуре Северо-Сибирской низменности четко проявилось строение как осадочного чехла, так и жесткого фундамента, причем последний отражается в поверхностной структуре на участках, активно втягивающихся в новейшее поднятие интенсивно воздымающимся прилегающим горным обрамлением. Мощность мезозойского чехла на таких участках относительно невелика (от 1 до 3 км).

Северо-восточная часть низменности относительно приподнята; в строении ее рельефа никакой связи со структурным основанием не обнаруживается, но многие линеаменты (в частности, речные долины) располагаются непосредственно над тектоническими швами фундамента, выявленными геофизическими методами. Тектонические швы имеют север-северо-западное простирание и отчетливо прослеживаются в горах Бырранга в виде глубоких долин, секущих эту горную систему вкрест простирания. Их распространение на юг резко обрывается по изломанному линеаменту, имеющему в общем северо-восточное простирание. По мнению А. А. Марголина (личное сообщение), здесь под покровом мезозойских отложений располагается зона сочленения жесткого платформенного фундамента низменности со складчатым (герцинским) основанием. Именно к этому месту, на северо-востоке низменности, приурочены горстовое поднятие гряды Киряка-Тас, имеющее четкие прямолинейные тектонические ограничения, и гора Балахня предположительно солянокупольного происхождения. Всю эту часть равнины можно отнести к категории территорий, испытавших на новейшем этапе развития сравнительно интенсивное поднятие, сопровождавшееся дифференцированным движением отдельных блоков.

В центре северной части низменности по кольцевому рисунку гидросети и значительным высотам (до 200 м) отчетливо выделяется Янгодо-Горбитское поднятие, наследующее одноименный выступ палеозойских недислоцированных пород, выведенных на отдельных участках на дневную поверхность.

В юго-восточной части Северо-Сибирской низменности, прилегающей к Средне-Сибирскому плоскогорью, в строении рельефа также отражены элементы структуры фундамента. Они выражены северо-восточным направлением линеаментов речной сети и орографических уступов, располагающихся над тектоническими швами фундамента. Участок высоко поднятой части низменности по правобережью Маймечи располагается над северной окраиной денудированного и погребенного здесь Гулинского плутона щелочных пород. Мощность мезозойского осадочного чехла на юго-востоке низменности невелика. Можно предполагать, что и эта часть ее активно поднималась в новейшее время, причем движения происходили дифференцированно по блокам, соответствующим блокам в жестком фундаменте.

В крайней восточной части низменности наблюдается некоторое несогласие морфоструктур со структурами мезозойского чехла. Наиболее прогнутой части мезозойского Лено-Анабарского прогиба здесь соответствует приподнятое крыло Принижнеленского кайнозойского поднятия, пониженные участки которого расположены на платформенном склоне прогиба. Структуру мезозойского осадочного чехла наследует только рельеф центральной части низменности: хорошо выраженная в рельефе депрессия вдоль Боганиды соответствует боганидской мульде в чехле, водораздельная гряда между Дудыптой и Боганидой располагается над Рассохинским валом, Курьинским поднятием и южным окончанием Балахнин-

ского мегавала, а средняя часть депрессии — вдоль Дудыпты над Пайтурминским прогибом.

В целом аккумулятивная равнина Северо-Сибирской низменности относится к числу очень слабо воздымающихся, что на фоне интенсивных поднятий окружающих ее горных сооружений, позволяет трактовать ее как территорию относительного прогибания. Мощность выполняющих низменность четвертичных отложений неравномерна (от 50 до 250—300 м).

Интенсивное прогибание территории закончилось, очевидно, в конце мела или в палеогене. Во всяком случае, по расчетным геофизическим данным, на западе низменности предполагается присутствие палеогеновых отложений, а на востоке — плиоценовых. На всей остальной территории самыми молодыми дочетвертичными породами являются верхнемеловые (маастрихт).

Судя по немногочисленным данным вертикального электрического зонирования, мезозойские структуры в палеогене—неогене подвергались глубокой денудации. Кровля мезозойских пород (она же подошва четвертичных) располагается в очень узком высотном интервале от —50 до 50 м, как бы являясь отражением древнего пенеплена. Поверхность пенеплена на отдельных участках расчленена и нарушена глубокими узкими линейными долинообразными замкнутыми депрессиями, выполненными четвертичными отложениями. Наиболее древними из них являются раннечетвертичные ледниковые и предположительно морские образования. Гипсометрические уровни ложа таких долин (или ложбин ледникового выпавивания) располагаются в настоящее время на абсолютных отметках — 180, —200 м, причем эти древние понижения никак не наследуются современной гидросетью и не проявляются в рельефе.

Таким образом, можно предполагать, что на границе неогена и четвертичного времени Северо-Сибирская низменность испытала значительное воздымание, сменившееся затем погружением. Дальнейшая история ее геологического развития фиксируется последовательной сменой в разрезах плейстоцена ледниковых, морских и континентальных межледниковых отложений, изучение которых свидетельствует о неоднократном повторении оледенений, гляциоизостатических опусканий, сопровождавшихся трансгрессиями, и поднятий, происходивших на фоне общего медленного воздымания территории, проявлявшегося дифференцированно по отдельным блокам. Возможно, что оживление движений по отдельным блокам происходило под влиянием ледниковой нагрузки и разгрузки.

На крайнем востоке низменности, где следы четвертичных оледенений до настоящего времени не обнаружены, в рельефе выражены локальные тектонические структуры в виде деформаций поверхностей выравнивания и аккумулятивных равнин. Выделяются такие крупные депрессии, как Хастахская, Бурская, Куойско-Бинчиминская, которые разделены валообразными поднятиями. Среди положительных морфоструктур наиболее крупными здесь являются Чарчикская, Хастахская, Молохинская, Харатумусская, Тичано-Анабарская.

Низменности побережья моря Лаптевых распространены фрагментами вдоль северного края материка и наложены на разные структуры. Так, фрагменты низменности района п-ва Терпай-Тумса и дельты Оленка наложены на погребенную в новейший этап Лено-Анабарскую ветвь Верхоянской складчатой области и частично на обрамляющий ее с севера Южно-Лаптевский мезозойский прогиб, который является продолжением к востоку Хатангского прогиба. Абсолютные высоты на этом участке составляют в среднем 20—40 м, редко достигая 50—60 м. Морфологически эти прибрежные низменности представлены низкой равниной аллювиально-озерного происхождения; возраст их, очевидно, не древнее позднечетвертичного.

Средне-Сибирское плоскогорье представляет равнинно-платформенную страну, состоящую из ряда морфоструктур. На севере и западе оно граничит соответственно с Северо-Сибирской и Западно-Сибирской низменностями. Характер

этих границ неодинаков. Если к Западно-Сибирской низменности плоскогорье спускается несколькими высотными ступенями и край его на отдельных участках разорван обширными понижениями, разбивающими плоскогорье на отдельные останцы, то к Северо-Сибирской низменности оно спускается дугообразно изогнутым уступом, имеющим западнее Котуя лишь один резкий выступ к северу. Южная граница плоскогорья четко очерчена подножиями Восточных Саян, Приморского и Байкальского хребтов, а далее к востоку долиной Лены и южным подножием хр. Чекановского. Юго-восточная часть плоскогорья отнесена к предрифтовой зоне Байкальского рифтогена. По характеру распределения высот и расчленения Средне-Сибирское плоскогорье весьма неоднородно — в нем обособляются несколько более дробных орографических единиц. Максимальной высоты его поверхность достигает на северо-западе, где возвышается плато Путорана (высотой до 1700 м) и плато Сыверма (более 1000 м). Между этими плато нет каких-либо орографических границ, так как снижение высот от плато Путорана к югу (к плато Сыверма) происходит очень постепенно.

К востоку от плато Сыверма располагается Вилюйское плато (960 м), к западу — Тунгусское (до 860 м), четко обособленные от него речными долинами, используемыми на определенных участках тектонические понижения. На востоке это долина Вилюя, а на западе — долины рек Северной и Тутончаны. На границе между плато Вилюйским и Путорана расположены депрессии рельефа — Воеволинская и Муруктинская впадины. Долиной Подкаменной Тунгуски от Тунгусского плато отделено Заангарское (до 700 м), к которому на юго-западе примыкает Енисейский кряж, где высоты повышаются до 1000—1100 м. Все перечисленные выше плато и Енисейский кряж отделены низкими Приангарским и Центрально-Тунгусским плато (400—500 м с единичными вершинами до 600—700 м) от Ангарского кряжа. На Ангарском кряже и расположенном к юго-востоку от него Лено-Ангарском плато высоты вновь увеличиваются до 900—1100 м.

Пониженные Приангарское и Центрально-Тунгусское плато к востоку сменяются Центрально-Якутской низменностью (с абсолютными отметками от 50—80 м в днищах долин до 250—300 м в междуречьях). Эти три орографические единицы образуют полосу относительно низкого рельефа, разделяющую северо-западную и юго-восточную возвышенные части плоскогорья. Центрально-Якутская низменность с северо-запада и юго-востока обрамляется наклонными и пологоувалистыми плато (абсолютная высота на северо-западном обрамлении — 200—300 м, на юго-восточном — 250—470 м). В направлении к северо-западу наклонная равнина на высотах 200—400 м постепенно сменяется ступенчатой, которая западнее, в свою очередь, сменяется столово-ступенчатым Вилюйским плато.

Вокруг расположенного на северо-западе рассматриваемой территории Анабарского плоскогорья (700—900 м) протягивается кольцо относительно низких (300—500 м) безымянных плато, отделяющих его от плато Путорана и Вилюйского. Вдоль южного подножия Анабарского плоскогорья в рельефе четко обособлена депрессия Аганыли-Кукусундинской впадины. В междуречье Оленека и Анабара располагается обширное безымянное низкое (100—200 м) плато, отделяя Анабарское плоскогорье от плато Кыстык.

В геологическом строении Среднесибирского плоскогорья принимают участие породы от архейских до четвертичных. Древнейшие архейские и протерозойские породы фундамента плоскогорья выведены на поверхность на северо-востоке (Анабарский щит), в нижнем течении Оленека (Оленекское и Куойско-Далдынское плато) и на юго-западе территории (Енисейский кряж). На правобережье Енисея к северу от долины Сухой Тунгуски и в нижнем течении Нижней Тунгуски обнаруживаются интенсивно дислоцированные породы протерозоя.

Развитые на остальной территории плоскогорья преимущественно карбонатные породы нижнего палеозоя, терригенные породы верхнего палеозоя (осадочные породы карбона и перми, туфогенно-осадочные, туфогенные и базальты

нижнего триаса) слагают самую крупную структуру рассматриваемого региона — Тунгусскую синеклизу. Породы карбона и перми, частично ордовика и силура, прорваны пластовыми и секущими интрузиями основного состава. Центральная часть синеклизы слагается триасовыми породами. На крыльях ее обнажены пермо-карбонные породы и трапповые интрузии. Большие площади выходящих на дневную поверхность нижнепалеозойских пород приурочены к юго-западному крылу синеклизы и к склонам Анабарской антеклизы.

Восточная часть рассматриваемой территории сложена породами юры, мела и кайнозоя, выполняющими Вилюйскую синеклизу. Небольшие площади развития юрских и меловых пород сохранились в бассейнах верхнего течения Нижней Тунгуски и среднего течения Подкаменной Тунгуски, фиксируя границы Ангаро-Ленского наложенного юрского прогиба, а также в бассейне Вилюя на северо-западной окраине Центрально-Якутской низменности, где они выполняют отдельные понижения между трапповыми останцами.

Четвертичные отложения развиты на Среднесибирском плоскогорье неравномерно. Максимальной мощности (до 100—150 м) они достигают в переуглубленных участках долины Нижней Тунгуски, в древней долине Подкаменной Тунгуски, а также в Центрально-Якутской низменности, в Муруктинской и Аганыйской впадинах. Значительная мощность четвертичных отложений в долинах Нижней Тунгуски и Подкаменной Тунгуски обусловлена выполнением их ледниковыми и озерными подпрудными осадками. Во впадинах большая мощность отложений обусловлена также и их относительным прогибанием в четвертичное время.

На остальной территории Среднесибирского плоскогорья рыхлый покров представлен отложениями ледникового генезиса (западная часть плоскогорья) или полигенетическими покровными и аллювиально-озерными осадками (восточная часть плоскогорья, Центрально-Якутская низменность). Мощность рыхлых отложений колеблется от 0 до 50 м. Наиболее свободна от них центральная и западная части плато Путорана, подвергавшиеся в последнее позднелейстоценовое оледенение интенсивной экзарации.

Изменение облика рельефа в пределах Среднесибирского плоскогорья обусловлено в первую очередь различной интенсивностью новейших тектонических движений, а также различиями в литологии и геологической структуре субстрата, обусловившими образование нескольких неоднородных морфоструктур. На северо-востоке плоскогорья четко обособлено глыбовое денудационно-тектоническое Анабарское плоскогорье, представляющее собой цокольную равнину с устойчивой тенденцией к новейшему умеренному поднятию, выработанную на древнейших архейско-протерозойских кристаллических и метаморфических породах. Эта морфоструктура имеет четкие западную, южную и восточную границы, выраженные прямолинейными тектоническими уступами, хорошо подчеркивающими ее глыбовую природу. Северо-западная граница глыбы не ограничена уступом, но хорошо отражена линеаментом по долинам Фомича (верхнее течение) и Тугуттура. Северо-восточной границей морфоструктуры является уступ к кратеру Попигайской астроблемы. Абсолютные высоты в пределах Анабарского плоскогорья изменяются от 500 м на периферии до 700 м в центральной части, что, вероятно, является отражением большей активности размыва и денудации по краям поднимающейся глыбы.

Геологическая структура основания плоскогорья глубоко денудирована и не имеет сколько-нибудь отчетливого проявления в морфоструктуре, за исключением новейшего грабена в междуречье рек Илья и Маган, границы которого совпадают с тектоническими швами в кристаллических породах. Высокая степень рельефа (800—900 м), сохранившаяся в центральной части плоскогорья, является, очевидно, остатком древней (домеловой) поверхности выравнивания. Она аструктурна по отношению к древним, срезающимся ею породам и не имеет каких-либо признаков тектонических границ. Анализ характера рельефа

(почти одновысотная равнина), прямолинейности тектонических границ и особенно фотоизображений на космических снимках показывает, что Анабарское плоскогорье — это единое массивное глыбовое поднятие, не дислоцированное на блоки (за исключением Маган-Ильинского грабена). Анабарская морфоструктура является унаследованной, длительно развивающейся.

Впервые породы архея были здесь выведены на дневную поверхность в юре, хотя как положительная структура (Анабарская антеклиза) эта часть территории развивается однонаправленно с протерозоя (Полькин, 1963). Современный рельеф Анабарского плоскогорья — выровненная поверхность одновысотными широкими водоразделов, прорезанных единичными, глубоко врезаемыми долинами, — свидетельствует о том, что последнее интенсивное воздымание глыбы происходило на ранне- или среднеплейстоценовом этапе ее развития, благодаря чему наиболее врезаемыми оказались долины рек, заложенные по тектоническим швам (линеаментам северо-восточного и северо-западного простираний), и речные долины небольших рек по периферии глыбы.

Расположенное на юго-западе Сибирской платформы денудационно-тектоническое низкогорье Енисейского кряжа является морфоструктурой, сформированной сводово-блоковым умеренно интенсивным новейшим поднятием на выступе древнейшего складчатого основания платформы, где также выведены на поверхность древнейшие кристаллические и метаморфические породы архея и протерозоя. Морфоструктура Енисейского кряжа имеет четкие тектонические границы по разломам, используемым на севере, западе и юге долинами рек, соответственно Подкаменной Тунгуски, Енисея и Ангары. Восточная граница кряжа выражена в рельефе резкой сменой ориентированных хребтов кряжевого низкогорья плоским рельефом Заангарского плато. Эта граница, соответствующая зоне разлома глубокого заложения, хорошо изображается линеаментной линией на всех космических снимках и подтверждается геофизическими данными (Табацкий, 1977).

Морфоструктура вытянута в северо-западном направлении, так же ориентирована большая часть речных долин и хребтов в ее пределах, отражая литологическое различие пород и геологическую структуру складчатого основания. Сводовый характер морфоструктуры подчеркивается приуроченностью максимальных высотных отметок к центральной осевой части Енисейского кряжа и их постепенным снижением к юго-западу и северо-востоку.

Дифференцированность новейших движений выразилась в различной интенсивности поднятия отдельных блоков. Особенно четко выделяются северный, центральный и южный блоки, границы между которыми изображаются на космических снимках в виде прямолинейных линеаментов. Их тектоническое происхождение имеет геологическое или геофизическое обоснование. Максимальной высоты Енисейский кряж достигает в центральном блоке (гора Енашимский Полкан, 1104 м). В двух других блоках высоты не превышают 850 м (в южном) и 950 м (в северном).

Морфоструктура Енисейского кряжа наследует древнейшую тектоническую структуру платформы — зону перикратонного опускания протерозойского этапа развития, подвергшуюся складкообразованию в байкальский орогенез. В связи с этим морфоструктуру можно отнести к унаследованным. Наиболее активно она формировалась в позднем палеогене—неогене, а возможно, и в раннечетвертичное время, когда происходило воздымание территории, интенсивное врезание гидросети, сопровождавшееся расчленением мел-палеогеновой поверхности выравнивания и формированием низкогорного расчлененного рельефа. Развитие новейших движений, формировавших структуру Енисейского кряжа, было, очевидно, более интенсивным и длительным по сравнению с развитием Анабарского плоскогорья. На это указывает наличие хорошо развитой сети глубоко врезаемых крутосклонных речных долин, проявление в ориентировке форм рельефа древней геологической структуры (главным образом опосредствован-

но через литологию пород) и сохранение поверхностей выравнивания только в виде изолированных, небольших по площади останцов, приуроченных к водораздельным хребтам.

Третьей морфоструктурой с выведенным на поверхность древнейшим складчатый основанием платформы является структурно-денудационная ступенчатая цокольная Приенисейская равнина (высокой от 150 до 300 м).

Равнина срезает складчатые структуры байкалид, дислоцирующие синийские породы Туруханского антиклинория, и раннепалеозойские породы чехла платформы. Равнина образована тремя высотными ступенями, отделяющимися друг от друга и от Западно-Сибирской равнины хорошо морфологически выраженными уступами. Низменный равнинный облик рельефа морфоструктуры, выработанный над выступом древних пород, указывает на инверсионную природу рельефа этой части территории. Образование ступеней, очевидно, связано с новейшими движениями, активно развивавшимися в конце неогена—начале четвертичного времени по западной окраине Сибирской платформы, в зоне сочленения ее с Западно-Сибирской плитой. От морфоструктуры денудационного структурно-ярусного Тунгусского плато Приенисейская ступенчатая равнина отделена прямолинейным регионально выдержанным и четко морфологически выраженным денудационно-тектоническим уступом, являющимся инверсионной структурой по отношению к зоне флексурного перегиба и погружения пород осадочного чехла платформы к центру Тунгусской синеклизы.

Вся остальная территория Средне-Сибирского плоскогорья относится к пластово-денудационной равнине. Строение ее рельефа различно в зависимости от пород, на которых она сформировалась, интенсивности новейших тектонических движений и от степени тектонической раздробленности. Формирование ряда морфоструктур западной и центральной частей плоскогорья происходило на вулканических породах (базальтах, туфах) триаса или осадочных породах, пронизанных пластовыми и секущими интрузиями траппов, внедрившихся в позднепермский—раннетриасовый этап вулканизма Сибирской платформы. Морфоструктуры северо-восточной части плоскогорья, а частично южного и западного обрамления формировались на осадочных породах палеозоя и мезозойского.

Наиболее характерные морфоструктуры пластово-денудационной равнины — структурно-денудационные столово-ступенчатые плато.

Структурно-денудационное столово-ступенчатое высокое плато на базальтах охватывает плато Путорана и северо-западную часть плато Сыверма. Морфоструктура формировалась в условиях интенсивного дифференцированного сводового новейшего воздымания (Путоранское сводово-глыбовое поднятие). Она имеет прямолинейные границы, выраженные уступами, что подчеркивает ее глыбовую природу. Северный уступ морфоструктуры является прямо унаследованной структурой; он наследует зону флексурного погружения палеозой-раннемезозойских пород к Енисей-Ленскому мезозойскому прогибу. Северная часть западного и восточный уступ являются инверсионными структурами по отношению к зонам флексурного погружения палеозой-нижнетриасовых пород к центру Тунгусской синеклизы. Юго-западным ограничением морфоструктуры служит полоса денудационных останцово-ступенчатых и структурно-денудационных столово-останцовых плато, бронированных базальтами; вдоль восточной границы морфоструктуры Путорана заложена Муруктинская внутриплатформенная впадина, а юго-восточная подчеркнута хорошо выраженным уступом высотой до 200 м. Уступ отделяет западную, интенсивно поднимающуюся часть плато Сыверма от восточной, относительно слабо поднимающейся части. Сводовая природа морфоструктуры отчетливо подчеркнута приуроченностью максимальных отметок (1500—1700 м) к ее центральной северной части и их постепенным или ступенчатым снижением к окраинам.

Плато Путорана и Сыверма сложены мощной толщей основных лав раннего триаса, чередующихся в разрезах с туфогенно-осадочными породами. Лишь по периферии плато, по склонам ограничивающих их уступов, на дневную поверхность выведены туфогенные породы триаса и палеозойские осадочные образования. Морфоструктура наследует север центральной части Тунгусской синеклизы (Курейскую синеклизу) раннемезозойского возраста, но является по отношению к ней инверсионной структурой. Расположенный на самом севере морфоструктуры поднятый блок, очевидно, является отражением активизации на новейшем этапе Аян-Амбардахского вала, заложенного в позднем палеозое (Полькин, 1963).

Поднятие рассматриваемой части территории началось еще в юрское время (о чем свидетельствует состав пород в прилегающих впадинах), затем в позднемеловое время оно активизировалось. От этих двух этапов в рельефе сохранились эрозионно-денудационные поверхности выравнивания. Но формирование морфоструктуры в виде, близком к современному, происходило в новейшее время и было связано с двумя эпохами интенсификации движений — в конце палеогена и на границе плиоцена и раннечетвертичного времени. Об этом свидетельствуют наличие по долинам основных рек придолинной поверхности выравнивания олигоцен-миоценового возраста и сети соответствующих им относительно хорошо разработанных древних брошенных долин и залегание на дне современных глубоко врезанных долин раннечетвертичных отложений (Исаева, Крауш, 1969; Цейтлин, Исаева, 1971; Исаева, 1972). Дифференцированность новейшего сводово-глыбого поднятия проявилась в распределении высот на площади морфоструктуры. Отдельные блоки, характеризующиеся различными величинами осредненных высот, имеют прямолинейные границы, подчеркнутые или речными долинами, или уступами. Особенно интенсивно раздроблена северо-западная часть морфоструктуры.

Путоранская морфоструктура на северо-востоке имеет резко очерченный выступ, ориентированный также в северо-восточном направлении. Его продолжением на восток является безымянное структурно-денудационное столово-ступенчатое плато, сформированное на осадочных породах палеозоя, пронизанных пластовыми интрузиями траппов. Это плато вытянуто вдоль северной границы Средне-Сибирского плоскогорья между плато Путорана и Анабарским плоскогорьем. Оно имеет прямолинейные, подчеркнутые уступами границы как с примыкающей с севера Северо-Сибирской низменностью, так и с расположенным южнее Прикотуйским плато, выработанным на осадочных породах палеозоя, и заметно возвышается над ними.

Плато обособилось в результате активных тектонических движений, происходивших на новейшем этапе (предположительно с конца плиоцена до начала четвертичного периода). Абсолютные высоты в пределах этой морфоструктуры значительно меньше (500—700 м), чем на Путоранской, но antecedentный характер долин пересекающих ее крупных рек Маймечи и Котуя (каньоны с врезанными меандрами) подчеркивает ее активное поднятие. В пределах морфоструктуры отчетливо обособляются отдельные разновысотные блоки рельефа. По отношению к геологической структуре эта морфоструктура, как и плато Путорана, инверсионна.

На северо-востоке обособленно располагаются структурно-денудационное столово-ступенчатое Олекминское плато, имеющее в плане округлую форму и возвышающееся над окружающей его территорией на 200—300 м, и останцовое Куойско-Далдынское плато. Для Олекминского плато характерны выровненные поверхности водоразделов, прорезанные глубокими речными долинами (относительное расчленение 300—400 м при абсолютных высотах 450—490 м), и широкое развитие на склонах денудационных уступов.

Морфоструктуры Олекминского и Куойско-Далдынского плато осложнены

разрывными нарушениями северо-западного простирания. В их пределах на поверхность выведены как нижнепалеозойские и рифейские осадочные породы, так и породы кристаллического основания платформы раннепротерозойского возраста. Кристаллические породы обнажены в пределах восточных частей этих плато, в присводовой части когда-то единой крупной структуры, погребенной под верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями Предверхоанского прогиба.

По отношению к структуре фундамента эта структура значительно смещена к западу. Ее формирование началось еще в позднем протерозое—раннем палеозое. Близкий к современному облик она приобрела уже в позднепалеозойское время в результате заложения Верхоянской геосинклинали и образования Кютингдинского грабена, которые обрамляли ее с северо-востока, востока и юго-запада. Однако в позднепермское время и в мезозое она неоднократно погребалась терригенными осадками и лишь в конце мезозоя, в основном на новейшем этапе развития, была вскрыта, несколько деформирована в процессе сводового поднятия и осложнена разрывными нарушениями.

Расположенная юго-западнее Оленекской морфоструктуры Кютингдинская депрессия ограничена от смежных поднятий тектоническими уступами. Она соответствует крупному одноименному грабену в осадочном чехле и фундаменте платформы, возникшему в предкаменноугольное время.

Морфоструктура Куойско-Далдынского плато соответствует части одноименного поднятия осадочного чехла и фундамента платформы, заложившегося и формировавшегося синхронно с Олекминской морфоструктурой. Она хорошо выражена в рельефе благодаря широкому развитию останцовых траппов, но по сравнению с Олекминской морфоструктурой менее отчетливо выражена в высотных уровнях денудационной поверхности. Ее высотная ступень, превышающая 300 м, отражает древние Куойско-Далдынское поднятие и (частично) Суханскую (Оленекскую) синеклизу. Таким образом, эта морфоструктура, названная Меримденской, не имеет прямой связи с древними структурами осадочного чехла и, очевидно, является остаточным образованием, возникшим в позднем мезозое и продолжавшим формироваться на новейшем этапе в связи с прогибанием смежных территорий.

На междуречье Оленека и Анабара расположена Уджинская морфоструктура субмеридионального простирания, наследующая одноименную структуру осадочного чехла и фундамента платформы, заложившуюся в позднем протерозое. Она подразделяет на две части крупную отрицательную морфоструктуру, соответствующую северной половине Суханской синеклизы, вырисовывающейся в осадочном чехле по выполняющим ее верхнекембрийским отложениям. В южной части Уджинская морфоструктура переходит в выраженный в рельефе ступенчатый равнинный Сянгундинский прогиб (седловину), открытый на восток в сторону ленской ветви Центрально-Якутской низменности. Как отрицательная морфоструктура Сянгундинский прогиб сформировался в предюрское время. Он совпадает с депрессией в фундаменте платформы и отчетливо выражен в палеозойской и мезозойской толщах по деформации маркирующих их разновозрастных горизонтов. Анализ показывает, что с течением времени их деформация как бы упрощалась и затухала. В результате довольно сложная в палеозойском чехле структура вырисовывается в мезозойском чехле уже в виде пологого прогиба простого очертания.

На юго-западе Средне-Сибирского плоскогорья расположено структурно-денудационное столово-ступенчатое Подкаменское плато, сформированное новейшим относительно интенсивным поднятием на осадочных породах палеозоя, пронизанных пластовыми интрузиями.

Подкаменная морфоструктура выделяется массивным блоком, приподнятым относительно прилегающей территории и отделенным от нее на некоторых участках

прямолинейным уступом. Ее южные границы выражены сравнительно плохо. В орографическом отношении этой морфоструктуре соответствует Заангарское плато и южная часть Тунгусского. Она разбита на несколько разновысотных (от 450 до 770 м) блоков.

По отношению к геологической структуре Подкаменскую морфоструктуру можно отнести к унаследованно развивающимся, так как она частично наследует Вельминскую антеклизу осадочного чехла платформы. Ее формирование как самостоятельной морфоструктуры произошло, очевидно, в ранние этапы новейших движений (конец палеогена), а затем продолжалось постоянное равномерное поднятие, но более интенсивное, чем на окружающей ее территории.

Рельеф структурно-денудационного столово-ступенчатого плато на правом берегу среднего течения Оленека отражает особенности его геологического строения (литологию пород субстрата и их напластование), а также заметные деформации новейшими движениями. Оно сформировано на залегающих почти горизонтально нижнепалеозойских карбонатных породах. Склоны речных долин осложнены здесь ступенями, отражающими разную устойчивость горизонтально наложенных пород к процессам денудации; вершины водоразделов благодаря бронированию их пластами плотных пород плоские. Морфоструктура не имеет четких, выраженных в рельефе границ: на западе она сменяется денудационным Верхнеоленинским плато, на восток и юго-восток постепенно снижается к морфоструктурам ступенчатой равнины.

Все остальные морфоструктуры Среднесибирского плоскогорья образованы в условиях слабых движений (общего новейшего воздымания или опускания) при плохой выраженности дифференцированных блоковых движений.

Восточная часть плато Сыверма представляет денудационное столово-ярусное плато на базальтах. На северо-востоке, юго-востоке и юго-западе оно ограничено высоким уступом, фиксирующим границу распространения сплошного покрова базальтов в пределах Тунгусской синеклизы. Морфоструктура восточной части плато соответствует центральной, максимально прогнутой части Тунгусской синеклизы. Наследование геологической структуры чехла платформы проявляется и в ее строении: максимальные высотные отметки приурочены к краевым приуступным частям плато, где они достигают 800 и 900 м, к центру плато высоты снижаются до 600—500 м.

Таким образом, проявляется более медленное поднятие центральной части морфоструктуры, расположенной над осевой линией Тунгусской синеклизы. Интересно, что и примыкающий непосредственно с северо-запада к Путоранской морфоструктуре блок Ягтальского плато, расположенный над осевой частью синеклизы, относительно мало поднят и расчленен. Очевидно, на новейшем этапе развития при формировании инверсионной структуры наиболее трудно вытягиваются в поднятие центральные, максимально прогнутые участки синеклизы, где сохраняется инерция движения предшествовавшего тектонического развития. Начало формирования морфоструктуры, вероятно, относится к концу палеогена (олигоцену), когда в связи с общим поднятием Средне-Сибирского плоскогорья заложилась сеть древних долин и начала формироваться придолинная поверхность выравнивания, возраст которой по коррелятным отложениям определяется как олигоцен-миоценовый.

Денудационные столово-ярусные Вилюйское и Тунгусское (большая часть его) плато сформированы на осадочных породах позднего палеозоя, пронизанных пластовыми и секущими интрузиями траппов.

Вилюйское плато ограничено с северо-востока уступом, фиксирующим границу распространения пластовых интрузий траппов. Максимальные высоты приурочены к приуступной части (до 960 м); к юго-западу, по направлению к центру Тунгусской синеклизы, высоты соответственно направлению падения слоев пород палеозоя снижаются до 600 м, подчеркивая куэстообразный характер

плато и отражение в его строении геологической структуры северо-восточного крыла Тунгусской синеклизы.

Морфоструктура Тунгусского плато также наследует крыло Тунгусской синеклизы (юго-западное). Однако распределение высот в его пределах инверсионно направлению падения слоев на крыле синеклизы — они постепенно уменьшаются с северо-востока на юго-запад от 700 до 600—400 м. Очевидно, это является результатом обращения рельефа в связи с активным воздыманием Путоранской морфоструктуры и столь же активным прогибанием Западно-Сибирской равнины, между которыми располагается Тунгусское плато. Возраст морфоструктур определяется как олигоценый.

Морфоструктуры денудационных столово-ярусных Приангарского и Центрально-Тунгусского плато, выработанные на осадочных и туфогенных породах, пронизанных трапповыми интрузиями, не имеют четких границ. Этим морфоструктурам соответствуют минимальные высотные отметки (300—500 м) в области развития вулканических пород триаса. Такое высотное положение, вероятно, является отражением приуроченности морфоструктур к Ангаро-Ленскому прогибу юрского возраста. Именно в их пределах на отдельных участках сохранились юрские и меловые отложения. Возраст морфоструктур олигоценый.

Денудационные столово-ярусные плато развиты и в поле распространения осадочных пород (карбонатных пород кембрия и частично ордовика), главным образом вокруг Анабарского плоскогорья и на востоке Средне-Сибирского (в междуречье Вилюя и Лены). Абсолютные высоты плато колеблются от 200 до 500 м. Развитые вокруг Анабарского плоскогорья Прикотуйское и Верхнеоленинское плато наследуют соответственно западное и южное крылья Анабарской антеклизы. Распределение высот на отдельных участках морфоструктур отражает особенности их развития. Так, на Верхнеоленинском плато распределение высот инверсионно по отношению к падению слоев в геологической структуре южного крыла Анабарской антеклизы: высоты понижаются от крыла Тунгусской синеклизы к Анабарскому щиту. Такое обращение рельефа, возможно, связано с формированием вдоль южной окраины Анабарского щита новейшей наложенной Аганыйлийской впадины. Снижение высот в центральной части Прикотуйского плато также позволяет предполагать существование здесь тектонической новейшей впадины, хотя она не фиксирована рыхлыми отложениями, как Аганыйлийская и Муруктинская. Начало формирования этих морфоструктур также может быть отнесено к олигоцену.

По границе между морфоструктурами, приуроченными к крыльям Тунгусской синеклизы (Тунгусское и Вилюйское плато) и к ее центральной части (плато Путорана и западная часть плато Сыверма), в сравнительно узкой полосе четковидно располагаются своеобразные морфоструктуры денудационных столово-останцовых бронированных плато. Останцы, образующие группы среди выровненного рельефа, возвышаются над ним на 300—400 м. Они занимают пограничное положение между морфоструктурами, сложены разными породами, имеют четковидно-линейное распространение и, очевидно, приурочены к зоне тектонических нарушений в земной коре.

К периферии морфоструктур, обусловленных относительным прогибанием, приурочены структурно-денудационные ступенчатые равнины. Одна из них прилегает к Центрально-Якутской низменности, другая — к восточной окраине Северо-Сибирской низменности. Абсолютные высоты в их пределах колеблются от 200 до 400 м. Ступенчатые равнины соответствуют границам распространения юрских и меловых пород и являются унаследованными морфоструктурами.

В пределах Средне-Оленекской структурно-денудационной ступенчатой равнины отчетливо выражены Мунское поднятие и Эйикская депрессия, наследующие структуры осадочного чехла и фундамента платформы. Мунское поднятие раз-

вивалось синхронно с Оленекским. Современная морфоструктура по отношению к сводовой части поднятия, вырисовывающейся по маркирующему горизонту кембрийских отложений, смещена значительно на запад. Эйкская депрессия почти полностью совпадает со структурой фундамента и осадочного чехла платформы. Кроме указанных выше структур, в рельефе менее отчетливо выражены Тюнг-Силигирский вал и Моркокинское поднятие, наследующие строение осадочного чехла или фундамента.

В бассейнах нижнего течения Мархи и Ыгыатты в рельефе отражена крупная депрессия, соответствующая Ыгыаттинской впадине в мезозойском и палеозойском чехле и фундаменте платформы. К юго-востоку от этой впадины расположено Сунтарское поднятие, которое выражено в рельефе лишь частично со стороны указанной впадины. На юго-востоке поднятие сливается с Кемпендяйской диапировой морфоструктурой. В структуре осадочного чехла и в фундаменте платформы поднятию соответствует Сунтарский выступ, формирование которого началось еще в палеозое. Обращает на себя внимание небольшая морфоструктура в междуречье в низовьях Мархи и Вилюя. Она приурочена к южному борту Ыгыаттинской впадины и ее образование связано, по-видимому, с новейшими движениями соседнего Сунтарского поднятия.

Своеобразием рельефа выделяется морфоструктура грядово-холмистой равнины, расположенной на правом берегу Вилюя в верховьях рек Кемпендяй и Ботомою. В ее пределах широко развиты структурно-денудационные гряды, мелкие холмы и западины преимущественно северо-восточного простирания, подчеркивающие Кемпендяйские дислокации. Последние представлены куполами, удлиненными антиклинальными складками очень сложных очертаний, формирование которых связано с проявлением соляного диапиризма. Складки образованы в вулканогенно-карбонатно-терригенных девонских и каменноугольных порогах и терригенных юрских и меловых отложениях. Ядра складок в ряде мест выведены на дневную поверхность и значительно разрушены, а поэтому выражены в рельефе в виде гряд — крыльев складок вокруг суффозионных котловин — их разрушенных ядер. В ядрах складок вскрыты эвапориты девонского возраста. В мезозойском осадочном чехле — это обращенные структуры по отношению к крупной Кемпендяйской впадине в осадочном палеозойском чехле и фундаменте платформы.

К междуречью Лены и Вилюя в пределах пологоувалистой наклонной к северу равнины, сформированной на южном крыле Вилюйской синеклизы, приурочено денудационное наклонное плато. В его рельефе выражен ряд морфоструктур. Наиболее крупные из них расположены в верховьях Чыбыды, Синяя и Баппагая. Они наследуют структуры осадочного чехла и выступы фундамента платформы: Баппагайское и Верхнесинское поднятия, заложившиеся в конце протерозоя. Довольно крупные морфоструктуры отражены в рельефе в верховьях Тюгене и Хатынг-Юряха (Хатынг-Юряхская), Кенкеме и Ситтэ (Кенкемесская), Чыра и Лунхи (Лунхинская) и ряд более мелких структур, не изученных в осадочном чехле, но имеющих отражение в геофизических полях.

Пластово-аккумулятивные субгоризонтальные равнины фиксируют Муруктинскую, Аганыльскую и Центрально-Якутскую внутриплатформенные впадины.

Центрально-Якутская низменность своей западной частью совпадает с Вилюйской синеклизой, восточной — с Нижнеалданской мезозойской впадиной. Ее северное ответвление совпадает с центральной частью западного крыла Предверзоянского краевого прогиба. Абсолютные высоты низменности возрастают от 50—80 в днищах долин Лены, Вилюя и Алдана до 250—300 м на ее склонах, а относительные высоты — соответственно от 15—20 до 70—100 м. Морфологически низменность представляет субгоризонтальную равнину, очень полого понижающуюся от бортов к центральной части, занятой Леной, Вилюем и Алданом, долины которых террасированы.

Центральная часть собственно Вилюйской низменности, а также большая часть Центрально-Якутской в бассейне нижнего течения Алдана представляют собой пластово-аккумулятивную субгоризонтальную равнину, сложенную преимущественно средне- и верхнечетвертичными и голоценовыми отложениями. По периферии Центрально-Якутской низменности развиты более высокие поверхности пологоволнистой равнины, сложенные неогеновыми и нижнечетвертичными, преимущественно песчано-галечниковыми, отложениями, местами перекрытыми на междуречьях покровными песками или супесями четвертичного возраста.

Современные структуры Центрально-Якутской низменности наследуют структуры фундамента и осадочного чехла. Они большей частью древнеунаследованные. Исключением являются только участки равнины, расположенной вблизи Верхоянских гор. В результате воздымания последних в четвертичное время оси новейших впадин по отношению к древним мезозойским значительно смещены на запад. Например, ось северной ветви Предверхоянского прогиба в раннемеловое время располагалась непосредственно у современных гор, а ось четвертичной впадины сместилась по отношению к раннемеловой на 70—90 км к западу.

Возраст наиболее древних кайнозойских слоев, выполняющих Центрально-Якутскую низменность, олигоценовый или миоценовый. Эти слои сохранились в Усть-Алданской впадине, предгорной части северной ветви Предверхоянского прогиба и в междуречьях в бассейне Вилюя.

Разрывные нарушения прослеживаются главным образом по спрямленным элементам рельефа, реже вдоль них образованы уступы. Локальные тектонические структуры хорошо выражены по периферии Центрально-Якутской низменности, где кайнозойский чехол имеет незначительную мощность. Например, в пределах южного склона низменности изолиниями деформаций палеоген-неогеновой поверхности выравнивания выявляется ряд структур, соответствующих структурам осадочного чехла и неровностям фундамента платформы. Такие морфоструктуры расположены в верховьях Чыбыды, Синяя и Баппагая, Тюгенэ, Хатынг-Юряха, Кенкеме, Ситтэ, Чыры, Лунха и в ряде других участков, в том числе и на северо-западном склоне низменности. В ее наиболее прогнутой части, где неогеновые и четвертичные отложения достигают значительной мощности, локальные структуры выражены в молодом рельефе менее контрастно. Они фиксируются лишь в плане речной сети, в ее более интенсивном врезе, появлением молодых цокольных террас и другими признаками. В пределах предгорной части низменности рельеф отражает ее общее воздымание в сторону гор. На этом фоне изолинии деформаций древней поверхности выравнивания отражают ряд морфоструктур (Соболохмаямская и др.), наследующих структуры чехла.

Муруктинская и Аганылийская впадины по отношению к древним геологическим структурам являются наложенными, начавшими формироваться в середине палеогена, что фиксируется развитыми здесь коррелятными отложениями. Мощность кайнозойских отложений не превышает 200 м. На космических снимках видно, что эти впадины заложены по тектоническим разломам и имеют на отдельных участках прямолинейные тектонические границы.

Относительно числа поверхностей выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье существуют различные мнения, но большинство исследователей считают, что на нем сохранились в рельефе три поверхности: древняя — юрско-меловая, присутствующая в виде единичных высоких останцов, затем регионально развитая водораздельная позднемеловая — среднепалеогеновая (дат-эоценовая или палеоцен-эоценовая) и придолинная палеоген (олигоцен)-миоценового (плиоценового?) возраста. Сторонники другой точки зрения считают, что в рельефе плоскогорья выражено до девяти поверхностей, имеющих возраст от позднего триаса (самая древняя) до раннего плейстоцена (Филатов и др., 1976).

Палеоцен-эоценовая поверхность сохранилась наиболее полно в виде равнины в Центрально-Якутской низменности, где она погребена под олигоцен-неогеновыми и верхнечетвертичными отложениями небольшой (10—30 м) мощности. Она сформирована на меловых отложениях, среди которых самыми молодыми являются датские слои (линденская свита). По ним развита мощная (80—100 м) каолиновая кора выветривания. Ее полный профиль, включая верхнюю железистую зону — кирасу, сохранился по левобережью приустьевой части Вилюя против с. Хатырык-Хомо. По мере удаления от центральной части низменности мощность коры выветривания постепенно уменьшается, а на ее окраине она полностью исчезает.

В обрамлении Центрально-Якутской низменности, вне сплошного поля распространения мезозойских отложений, палеоцен-эоценовая поверхность выравнивания совмещена с откопанной поздне триасовой—раннеюрской, которая на обширных площадях экспонирована в современном рельефе. Эта плоская поверхность развита на карбонатных породах, над ней возвышаются доюрские холмы и гряды, сложенные траппами. Поверхность фиксируется останцами юрских отложений в с корой выветривания в их основании. Поскольку палеоцен-эоценовая поверхность выравнивания на этих участках сформировалась на еще существовавшем в то время сплошном покрове юрских отложений, то очевидно, что в процессе поднятия и размыва она была в значительной мере преобразована. Фактически в современном рельефе здесь господствует экспонированная поздне триасовая—раннеюрская поверхность выравнивания. Лишь местами, на юрских отложениях незначительной мощности, встречаются глины, включающие диатомовые водоросли раннекайнозойского времени, которые фиксируют совпадение этих двух поверхностей.

При удалении от полосы расположения двух совмещенных поверхностей и приближения к более приподнятым участкам платформы поздне триасовая—раннеюрская поверхность выравнивания исчезает (она полностью уничтожена) и в рельефе выражена лишь дат-эоценовая, сохранность которой неравномерна. Большие площади ее прослеживаются в южной части Центрально-Тунгусского плато. Можно предположить, что на плато Путорана она полностью разрушена (за исключением его южной части — плато Ягтали), хотя на карте "Поверхности выравнивания и коры выветривания СССР" (1972) здесь показаны не только водораздельная мел-палеогеновая поверхность выравнивания, но и останцы более древней — юрско-меловой. Не сохранилась она и на некоторых других участках, особенно в сводовых частях новейших поднятий.

Придолинная палеоген (олигоцен)-миоценовая (плиоценовая?) поверхность выравнивания на Среднесибирском плоскогорье представлена фрагментами древних долин, в которых сохранились отложения олигоценного возраста, и пониженными приречными зонами (возраст аллювия — неоген, миоцен) в долинах основных крупных рек. По возрасту ей соответствует аккумулятивная равнина Центрально-Якутской низменности.

На Северо-Сибирской низменности известна одна поверхность выравнивания,

погребенная под мощным чехлом четвертичных, а на востоке низменности и плиоценовых (?) отложений. Она срезает разновозрастные меловые отложения до маастрихтских включительно, т.е. ее возраст определяется в широком диапазоне времени — от дата до миоцена включительно.

Заложение основных долин Средне-Сибирского плоскогорья возможно восходит еще к мезозою. На востоке плоскогорья отдельные их участки наследуют даже фрагменты долин позднепалеозойского возраста. Однако, исходя из присутствия придолинной поверхности выравнивания, с уверенностью можно говорить лишь об их кайнозойском возрасте.

Наиболее крупные речные долины — это долины Енисея, Лены, Подкаменной Тунгуски и Нижней Тунгуски, Курейки, Вилюя и Оленека. Все они заложены не позднее неогена. Строение их долин как в целом, так и отдельных участков различно.

В долине Енисея обособливаются ледниковая и внеледниковая зоны (граница проходит несколько южнее устья Подкаменной Тунгуски). Во внеледниковой зоне развита серия террас, имеющих возраст от конца неогена до голоцена. Цикловые террасы коррелируются с эпохами межледниковье—оледенение. В ледниковой зоне долина Енисея неоднократно пересечена вкрест краевыми ледниковыми образованиями. Наиболее древние конечные морены (среднечетвертичные) коррелируются с краевыми образованиями Сибирских Увалов. Севернее известны конечноморенные валы Елогуйский, Черноостровский, Ангутихинский и ряд других, предположительно зырянского позднеплейстоценового оледенения. Еще севернее известны широкие пояса краевых образований, пересекающие долину Енисея севернее г. Игарки в районе с. Потапово (аналог Малохетских краевых образований Западной Сибири), севернее г. Дудинки, в районе с. Караул (Караульская конечная морена). Возраст их на данном этапе изученности предполагается сартанским. Участки между валами конечных морен представляют собой днища гляциодепрессий, покрытые озерными отложениями. На участке севернее широты Сибирских Увалов развито не более двух речных цокольных террас, врезанных в озерные и ледниковые отложения, а к северу от Игарского краевого амфитеатра — одна надпойменная цокольная терраса и аккумулятивные высокая и низкая поймы.

Долина Подкаменной Тунгуски древняя, с нормально построенной лестницей цокольных террас, возраст которых определяется от неогена до голоцена. Узкая долина Нижней Тунгуски заложилась в неогене. История ее развития характеризуется неоднократно происходившими врезами и заполнениями, связанными как с тектоническими движениями, так и с погребением долины ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями. Лестница нормальных речных террас свойственна только верхнему (меридиональному) отрезку долины. Ниже в ней присутствуют озерные террасы ледникового времени и позднеплейстоценовые и голоценовые речные. Цокольные террасы на отрезке ниже п. Тура — озерные позднеплейстоценовые.

Долина Лены имеет различный облик в зависимости от пересечения ею разнородных морфоструктур. На участках поднятий она узкая, каньонобразная, с высокими цокольными террасами, а на пониженных участках — широкая, с серией террас, выработанных в мощном аллювии и озерных отложениях (Центрально-Якутская низменность). В рельефе сохранились две крупные палеодолины. Одна из них — пра-Молодо прослеживается на левобережье нижнего течения Лены от верховьев р. Линде вплоть до устья р. Оленек. Судя по ее морфологии, минералогическому и петрографическому составу аллювия, это была долина крупной реки, не имевшей связи с Леной. Она существовала в конце миоцена—плиоцена впадала в море Лаптевых в районе современного Оленекского залива. В конце плиоцена—начале четвертичного

времени пра-Молодо была перехвачена Леной на участке современного нижнего течения р. Молодо, приуроченном к Кютингдинскому грабену. Крупный фрагмент другой древней долины Лены установлен на ее правобережье между реками Собопол и Уэль-Сиктях. Анализ распространения и возраст террас на этом участке позволяет заключить, что р. Лена протекала по этой долине в неогене, в ранне- и среднечетвертичное время, а в позднечетвертичное она была оттеснена на запад наступающими с Верхоянья ледниками.

Много фрагментов крупных речных долин, ныне используемых небольшими речками или верховьями крупных рек, отмечается на плато Путорана. К ним зачастую приурочены водоразделы рек различных бассейнов, например Курейки и Нижней Тунгуски, Енисея и Пясины, Енисея и Хеты и др.

Все Средне-Сибирское плоскогорье охвачено густой и глубоко врезанной речной сетью, но особенно выделяется глубиной расчленения (до 1000 м) западная и центральная части плато Путорана, для которых характерна густая сеть узких речных долин с плоским широким дном. Часть долин переуглублена и имеет троговый облик. На дне многих трогов расположены глубокие протяженные озера, а весь ландшафт (особенно в северо-западной части плато) имеет экзарационный характер (рис. 5, см. вкл.).

Для той части плоскогорья, которая сформирована на карбонатных палеозойских породах, характерны грядово-ступенчатые, реже грядово-увалистые междуречья с большой густотой и довольно значительной глубиной (200—350 м) расчленения. Особенно интенсивным расчленением выделяются участки вдоль долины Оленека. Ступенчатость склонов в виде своеобразных структурных террас обусловлена различной устойчивостью к процессам денудации карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей), залегающих почти горизонтально. На наиболее глубоко и густо расчлененных участках такая ступенчатость прослеживается до самых вершин водоразделов. В пределах участков распространения упомянутых выше двух совмещенных поверхностей выравнивания ступенчатые только относительно крутые склоны долин. В местах, где развиты останцы покровов и дайки траппов, на фоне ступенчатых междуречий выделяются столово-останцовые или грядовые формы рельефа.

Минимальная глубина (50—100 м) эрозионного расчленения свойственна Центрально-Якутской низменности, Муруктинской и Аганыйлийской впадинам, а также Центрально-Тунгусскому плато. Междуречья здесь сглаженные, плоские или слабоволнистые. Более приподнятые участки по периферии низменности и впадин отличаются большей густотой и глубиной (100—200 м) расчленения и менее сглаженными, увалистыми междуречьями.

В западной и центральной частях Северо-Сибирской низменности речные долины очень молодые, поздне-послеплейстоценовые. По долинам Хатанги и Большой Балахны (нижнее течение) известны три надпойменные террасы: на остальной территории крупные реки имеют только по две террасы, а на площадях, покрывавшихся сартанским ледником, — одну. В настоящее время низменность охвачена интенсивными эрозионными процессами, что отражается в почти повсеместном развитии сети глубоких и крутосклонных оврагов и балок.

Из других азональных форм рельефа Среднесибирского плоскогорья следует отметить карстовые. Наиболее широко они развиты в бассейне Котуя, на тех участках, где он протекает в поле развития кембро-силурийских пород (западный склон Анабарской антеклизы), и на Енисейском кряже. Карст представлен воронками, располагающимися на поверхности водоразделов, и скрытыми формами типа пещер, заполненных продуктами разрушения коренных пород.

Реликтовая морфоскульптура на Среднесибирском плоскогорье образована ледниковыми формами рельефа, особенно ярко выраженными в зонах краевой ледниковой аккумуляции, где они представлены конечноморенными валами, маргинальными озами, озово-камовыми холмами и грядами, флювиогляциальными террасами. Степень сохранности ледниковых форм рельефа и распространение их по площади свидетельствуют об их разновозрастности. Можно говорить уверенно об одном среднечетвертичном и двух позднечетвертичных оледенениях, развивавшихся из двух центров: Путоранского и Анабарского. На плато Путорана присутствуют экзарационные формы рельефа — трог с характерным рельефом курчавых скал по склонам, бараньих лбов на водоразделах, друмлиноидных гряд на низких водоразделах и в некоторых депрессиях рельефа.

На правобережье Лены распространены холмисто-увалистый и грядовый рельеф, созданный позднечетвертичным оледенением, развивавшимся из Верхоянской горной системы. Рельеф несколько переработан в голоцене неглубокой (30—100 м) эрозией. К числу реликтовых форм рельефа следует отнести и золовые образования, хотя местами они продолжают возникать и в настоящее время. Так, на участках широкого распространения песчаных отложений — в долинах Лены, Вилюя, Линде, Хоруонки, Кютингде и других, а также на низких междуречьях развит комплекс золовых и золово-эрозионных форм, одни из них закреплены, другие довольно интенсивно развеваются, образуя обширные участки полярных пустынь.

Морфоскульптура западной и центральной частей Северо-Сибирской низменности главным образом реликтовая, созданная последним позднеплейстоценовым оледенением. Она представлена серией напорно-насыпных моренных, камовых и трещинно-камовых образований, формирующих водораздельные гряды. Характерной особенностью гряд является их почти полная непрерывность, дугообразные и фестончатые очертания в плане. На севере низменности дуги гряд выгнуты выпуклой стороной к югу, а на юге — к северу, что отражает их формирование двумя ледниковыми покровами — Путоранским и Северотаймырским (Карским?). С внешней — дистальной — стороны краевые гряды имеют пологие склоны и переходят во флювиогляциальные шлейфы. С проксимальной стороны их склоны круты, окаймлены камовыми террасами, сменяющимися во внутренних гляциодепрессиях серией озерных террас, располагающихся на высотах от 80 до 40 м. Высота озерных поздне-последнеледниковых террас в различных гляциодепрессиях неодинакова, так как последние до определенного этапа были изолированы друг от друга межязыковыми и межлопастными ледниково-аккумулятивными массивами.

Показанные на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн границы максимального распространения ледника выявлены в результате картирования ледниковых отложений, проведенного при геологической и геоморфологической съемках среднего масштаба.

Другие реликтовые формы Северо-Сибирской низменности золовые — материковые параболические, продольные, поперечные и комплексные дюны, распространены на площади, не занимавшейся в последнее оледенение ледниками.

Зональная морфоскульптура представлена на Среднесибирском плоскогорье почти повсеместно развитыми криогенными формами рельефа. На высоких незалесенных плато — это полигональные грунты, каменные медальоны. Термокарстовые понижения, среди которых многие заняты озерами, приурочены к полям развития ледниковых и озерных отложений, а на востоке в пределах Центрально-Якутской низменности — к площадям, покрытым гетерогенными покровными отложениями ейской свиты плейстоцена. На водоразделе Нижней Тунгуски и Подкаменной Тунгуски широко развиты бугристые торфяники.

Вся территория Северо-Сибирской низменности является ареной активного и разнообразного проявления криогенных процессов. На краевых ледниковых образованиях по вытаявающим захороненным глетчерным льдам сформированы и продолжают формироваться глубокие крутосклонные термокарстовые понижения. Преобладающая часть понижений занята в настоящее время озерами. На дне гляциодепрессий на поверхности озерных террас почти повсеместно распространены плоские, зачастую обширные термокарстовые понижения, образованные вытаиванием инъекционных и сегрегационных льдов. Повсеместно на суглинчатых породах развиты полигональные грунты, каменные медальоны. На пойменных террасах крупных рек низменности активно развиваются повторно-трещинные льды с образованием сети правильных полигонов. В историческое время (судя по определенным по C_{14} датам, 700—800 лет назад) происходило образование специфических криогенных форм рельефа — булгунняхов.

Покровные отложения широко распространены в пределах всех основных низменностей региона, а на плоскогорье — в зонах краевых ледниковых образований. В западной и центральной частях Северо-Сибирской низменности они представлены ледниковыми, озерными и морскими осадками, а в ее восточной части и в Центрально-Якутской низменности — своеобразными покровными песками, супесями, суглинками, которые перекрывают позднечетвертичные и более древние террасы рек, пологие склоны долин и низкие междуречья. Местами этими отложениями полностью погребены речные долины (бассейн Хоруонки). Мощность этих отложений колеблется от 15—20 до 40—60 м, а в пределах погребенных долин достигает 80—100 м. Толща песков, супесей и суглинков на большей части характеризуемой территории горизонтально- или волнистослоистая, явно водного происхождения.

Генезис и условия формирования этих отложений недостаточно ясны. Одни исследователи считают их осадками приледниковых подпрудных бассейнов, другие — образованиями золотого генезиса. Более обоснованной представляется точка зрения, согласно которой на преобладающей части территории развиты подпрудные аллювиально-озерные и водно-ледниковые отложения, которые вблизи склонов долин и на низких водоразделах перемежаются со склоновыми образованиями. Отложения сложного генезиса, включающие как солифлюкционные, делювиальные, так и озерные, озерно-болотные и аллювиальные, особенно широко развиты в пределах северо-западного обрамления Центрально-Якутской низменности, где они известны под названием эйкских отложений. На отдельных участках низменности эти отложения с поверхности переработаны золотыми процессами. Таким образом, покровные отложения имеют сложный генезис и формировались в эпохи главным образом позднечетвертичных оледенений.

ВОЗВЫШЕННОСТИ И НИЗКОГОРЬЯ СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА

Северный Таймыр в орографическом и морфоструктурном отношении выделяется в самостоятельную область на крайнем севере Средней Сибири. С запада, севера и востока его омывают воды морей Карского и Лаптевых, на юге граница региона проходит вдоль подножий возвышенностей и гор Бырранга.

Основные черты орографии и морфоструктура

На севере, в области распространения древнейших кристаллических пород (Берег Харитона Лаптева, п-ов Челюскин), преобладают массивные изометричные в плане возвышенности, ограниченные прямолинейными уступами. Для этой части региона характерны широкие, пологоволнистые междуречья высотой 250—500 м. Иной облик имеют возвышенности к юго-западу от зал. Фаддея — горы

Ленинградские, одна из вершин которых достигает аномально большой высоты (гора Верблюд — 732 м).

Южнее располагается система узких параллельных структурно-денудационных гряд субширотного и восток-северо-восточного простирания, которые расчленены на отдельные краевые возвышенности. Максимальные отметки их достигают 491, 525 и 583 м (соответственно гряд Северной, Геологической и Топографической), хотя в среднем уровень их вершин заметно ниже (250—400 м). Отметки разделяющих гряды возвышенных увалистых равнин — 200—300 м. Относительные превышения, несмотря на значительные абсолютные высоты отдельных вершин и интенсивное расчленение, весьма незначительны и редко бывают больше 200 м.

Типичный низкогорный облик имеет лишь самая южная Главная гряда и изометричный в плане массив восточного Барранга. Главная гряда, высота выположенных вершин которой варьирует в интервале 550—700 м, пересечена вкрест простирания глубокими долинами-проходами (самый широкий занят одним, из заливов оз. Таймыр). В восточной части гор Бырранга отметки несколько выше — 850—1100 м, а высоты двух возвышенностей превышают 1100 м.

Вдоль побережий арктических морей (по берегу Харитона Лаптева и по берегу Прончищева) неширокой полосой протягиваются равнины и аккумулятивные низменности (до 100—150 м). В устьях крупных рек (Пясины, Нижней Таймыры, Ленинградской) они местами несколько расширяются. Во внутренних районах полуострова равнины отмечаются вдоль долин притоков Нижней Таймыры, Шренка, Траутфеттера и др.

Тектоническое строение Северного Таймыра трактуется разными исследователями неоднозначно.

Согласно представлениям В.А. Вакара, П.С. Воронова, Б.Х. Егизарова (1958), И.П. Атласова (1960) и некоторых других специалистов, Таймыр — полициклическое геосинклинальное складчатое сооружение, где от ядра к периферии последовательно сменяются протерозойские, каледонские и герцинские структуры. Позднее Ю.Е. Погребницкий (1971) предложил существенно иную трактовку, согласно которой докембрийский массив Таймыра (и Северной Земли) является обломком древней платформы, а складчатое обрамление — результатом своеобразного позднепалеозойско-раннемезозойского этапа активизации платформы.

При составлении Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн в пределах древнего кристаллического массива были выделены морфоструктуры древних щитов. Южные, наиболее возвышенные цепи и массивы Бырранга рассматриваются как горные сооружения, созданные на консолидированных породах палеозойских (с участием нижнемезозойских) складчатых комплексов. Промежуточное положение занимает область развития равнин и краевых возвышенностей выступа складчатого основания платформ (см. рис. 4).

Область распространения пород докембрия располагается к северу от линии, соединяющей Пясинский залив на западе и зал. Фаддея на востоке. Наиболее древними являются гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, относимые к архею, слагающие несколько массивов на берегу Прончищева и на побережье зал. Фаддея. Широко распространены метаморфизованные терригенные, карбонатные и вулканогенные породы протерозоя. Структурный план архея определяется сочетанием нескольких крупных гнейсовых куполов. Протерозойские отложения собраны в крупные линейные складки, ориентированные соответственно простиранию Таймыро-Североземельской дуги (Погребницкий, 1971). Весь докембрийский комплекс интродуцирован протерозойскими и палеозойскими (предположительно пермскими) гранитоидами, образующими ряд крупных массивов. Останцы нижнепалеозойского чехла сохранились в узких грабнах, а также образуют пологие чащеобразные синклинали (полуостров Челюскин, среднее и нижнее течение Траутфеттера, Ленинградской и некоторых других рек).

Наиболее распространены здесь глыбовые морфоструктуры краевых возвышенностей.

В нижнем течении рек Нижней Таймыры и Ленинградской и на побережье п-ва Челюскин древний массив перекрыт маломощным прерывистым чехлом слабо преобразованных диагенезом юрских и нижнемеловых отложений. Здесь же сосредоточены максимальные мощности (несколько десятков метров) четвертичных отложений. Они образуют полупогребенные ступенчатые равнины.

К югу от Пясинского залива, среднего течения рек Шренк и Траутфеттер и зал. Фаддея находится область развития структурно-денудационных равнин и краевых возвышенностей, выработанных в дислоцированных породах палеозоя и нижнего триаса. В непосредственной близости с древним массивом выделяется зона интенсивных смятий, преимущественно нижнего и среднего палеозоя, которая рассматривается Ю.Е. Погребицким (1971) как пограничная флексура. Особенности складчатости здесь являются исключительная линейность и сжатость форм, подчеркнутых продольными взбросами. Протяженность складок достигает 75—100 км при ширине 3—6 км. Далее к югу следует область развития коробчатых синклиналей и брахиантиклиналей, в строении которых участвуют породы карбона, перми и нижнего триаса. В рельефе им соответствуют многочисленные параллельные гряды, представляющие отпрепарированные пласти устойчивых пород, а также пластовые интрузии траппов.

На юго-западе, между Енисейским заливом и нижним течением Пясины, располагается обширная "лавовая моноклинал", образованная полого падающими к югу (под углом 5—10°) лавами трапповой формации. Там, где они постепенно погружаются под рыхлые отложения, выделяется полоса пограничных с Северо-Сибирской низменностью полупогребенных равнин.

Структурно-денудационные низкогорные глыбовые массивы Бырранга имеют четкие тектонические ограничения в виде прямолинейных уступов, особенно хорошо выраженных на границе с аккумулятивными равнинами Северо-Сибирской низменности. Вдоль южного подножия Главной гряды и на берегу Прончищева выделяется переходная ступень — полоса структурно-денудационных предгорных равнин. В морфоструктурном отношении эта область представляет продолжение описанных выше складчатых структур палеозоя и раннего мезозоя, вовлеченных на новейшем этапе в поднятие умеренными и умеренно-интенсивными движениями.

Сформированный по окончании архейских и протерозойских циклов геологического развития Таймыра палеоплен испытал общее слабое погружение и погребение под нижне- и среднепалеозойскими отложениями. В начале карбона произошла дифференциация территории на область устойчивых воздыманий на севере (Карское сводовое поднятие по Ю.Е. Погребицкому (1971)) и область прогиба на юге, разделенные пограничной флексурой. В течение позднего палеозоя морской бассейн последовательно отступал на юг и на осушившейся территории происходил размыв и освобождение на большей части поднятия древнего фундамента из-под платформенного чехла. В триасе имела место инверсия прогиба, с начальным этапом которой связаны интенсивные излияния базальтов и внедрение силлов трапповой формации.

Следующий этап ознаменовался на юге формированием горноскладчатого сооружения, а на севере, в пределах древнего массива, — образованием наложенных впадин, в которых накапливались осадки. В дальнейшем морфоструктурный план Северного Таймыра в целом не претерпел существенных изменений; возраст унаследованных морфоструктур большей части равнин и краевых возвышенностей может оцениваться как юрско-раннемеловой.

На новейшем этапе Северный Таймыр испытал слабое региональное сводовое поднятие, осложненное отдельными подвижками по разломам. Исключением явились горные массивы Бырранга, возрожденные более интенсивными глыбовыми

ми движениями. Возникновение горных сооружений Таймыра и примыкающих к ним предгорных равнин связано с началом новейших движений, которые В.М. Макеев (1976) относит к концу олигоцена.

К новообразованным следует отнести равнины Берега Прончищева, не вовлеченные в общее поднятие и, возможно, даже испытывавшие относительное погружение, характерное для прилегающей области шельфа.

В рельефе Северного Таймыра весьма четко отражены разрывные нарушения, особенно продольные разломы, согласные с общим направлением складчатых структур. Простираение их изменяется от субширотного на западе через восток-северо-восточное в центральных районах до северо-восточного на востоке и субмеридионального на п-ве Челюскин. Поперечные разломы, преимущественно северо-западных направлений, фиксируются прямолинейными участками речных долин (Ленивой, Нижней Таймыры и др.).

Морфоскульптура

Ведущим фактором рельефообразования в течение плейстоцена явилось образование мощных покровных оледенений, перекрывших практически весь возвышенный Северный Таймыр. Они привели преимущественно к деструктивной, экзарационной переработке существовавшего ранее эрозионно-денудационного рельефа. Основу современного ландшафта территории составляет реликтовая морфоскульптура, окончательно сформировавшаяся во время последнего зырянского (по В.Д. Дибнеру, 1959) покровного оледенения (см. рис. 5).

Речная сеть Таймыра сравнительно молодая, освоение территории флювиальными процессами началось в поздне-последлениковое время, и преобразование ледникового рельефа находится еще в начальной стадии. Для долин характерен ступенчатый продольный профиль, участки аккумуляции чередуются с участками врезания, нередки озера, занимающие переуглубленные ледником котловины. Участки долин субмеридионального и северо-западного направлений, особенно в горных районах, имеют ярко выраженный троговый облик; в ряде долин отмечается несколько вложенных друг в друга трогов (Макеев, 1970).

Наиболее распространен ортогональный, решетчатый рисунок речных долин, ориентированных в двух взаимно пересекающихся направлениях — продольном, согласном с простираем складчатых структур, и поперечном, соответствующим общему направлению движения древнего ледникового покрова с севера на юг. В горах восточного Бырранга речная сеть имеет, кроме того, центробежное строение, что, видимо, связано с существованием здесь самостоятельного центра оледенения.

Своеобразие весьма интенсивного, но неглубокого (в низкогорьях до 500 м, редко больше, на остальной территории — меньше 200 м) расчленения территории связано с несоответствием между движением ледника и расположением подавляющей части морфоструктур и их элементов. Леднику, двигавшемуся с севера, со стороны побережья Карского моря, приходилось преодолевать ряд гряд и структурных уступов. Они были расчленены многочисленными проходами. Часто встречаются (особенно на Берегу Харитона Лаптева и на п-ове Челюскин) и другие следы ледниковой обработки — курчавые скалы и бараньи лбы. Конечноморенные гряды отмечаются у подножия гор Бырранга: на Берегу Прончищева и на северном берегу оз. Таймыр.

К унаследованно развивающимся следует отнести район современного горного оледенения на северо-востоке гор Бырранга в верховьях рек Жданова и Ключевки (ледник Неожиданный и др.).

Современная зональная морфоструктура представлена комплексом повсеместно распространенных криогенных и нивально-криогенных форм. В горах и на возвышенностях они формируются весьма активными процессами курумо-

образования, солифлюкции, гольцовой планации; а на прибрежных низменностях и на речных террасах — различными проявлениями термокарста и другими криогенными процессами.

Из азональных элементов можно отметить осыпи и обвалы, весьма характерные для горных районов, а также эрозионные формы на побережье (п-ов Челюскин и др.).

Четвертичные отложения не имеют широкого распространения в пределах возвышенного Северного Таймыра. Наиболее значительные скопления валунных суглинков ледникового происхождения наблюдаются в депрессиях, дренируемых Нижней Таймой и ее притоками, на побережье зал. Толля, на п-ве Челюскин и на побережье Прончищева. Они выстилают также днища троговых долин или прислонены к их бортам, образуя террасовидные увалы высотой до 40 м над руслом (Дибнер, 1959).

РЕЛЬЕФ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Особенности геотектонического развития молодых платформ нашли прямое отражение в рельефе сформировавшихся на них равнин.

Развитие опусканий, позднекайнозойская морская и плейстоценовая аллювиальная аккумуляция в центральных частях равнин, поднятия и денудация на их периферии, непосредственное отражение в их рельефе структуры осадочного чехла и следов очень молодых перестроек структурного плана создали геоморфологическое своеобразие аккумулятивных равнин молодых платформ.

Цокольные равнины на выступах складчатого фундамента, иногда называемые молодыми щитами, в большей степени, чем цокольные равнины древних щитов, сохраняют структурные связи со складчатостью и магматизмом фундамента (Казахский щит). История их развития отражает чередование аккумулятивных и денудационных фаз рельефообразования при общем преобладании последних. Им были более свойственны блоковые дифференцированные движения с образованием глыбовых низкогорий, чем, например, Украинскому, Анабарскому и даже Балтийскому щитам.

РАВНИНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Западно-Сибирская платформенная равнина — одна из крупнейших равнин мира (3,1 млн км²). В структурно-тектоническом отношении она соответствует Западно-Сибирской плите.

До недавнего времени господствовало мнение о монотонности рельефа равнины и его генетическом однообразии, и только после геологической съемки миллионного масштаба, проведенной в 1950—1960 гг., начало складываться близкое к современному представление о геологическом строении этого региона. Было выявлено, что рельеф равнины очень разнообразен, что в ее пределах много самостоятельных возвышенностей и низменностей. В связи с этим Ю.А. Мещеряков, М.Е. Городецкая и Е.М. Николаевская предложили в конце 60-х годов орографическую схему Западно-Сибирской равнины, выделив на ней возвышенности, наклонные равнины и низменности, многие из которых получили собственные наименования¹.

Основные черты орографии и морфоструктура

Западная, восточная и южная границы Западно-Сибирской равнины predetermined структурно-тектоническим планом Западно-Сибирской плиты. На западе границей служит зона контакта с Уралом, на востоке равнина простирается до Северо-Сибирского плоскогорья и Енисейского кряжа, а на юге ее ограничивают выходы дислоцированных палеозойских пород Центрально-Казахстанского мелкосопочника и Алтае-Саянской горной области. Северная граница равнины

¹ Эта схема была утверждена Академией наук СССР и Главным управлением геодезии и картографии при Совете Министров СССР.

проходит по побережью Карского моря, таким образом, она определяется географическим фактором.

Современный облик рельефа Западно-Сибирской равнины и особенности его развития обусловлены как геологическим строением и тектоническим развитием этой территории, так и разнообразным влиянием экзогенных факторов (Архипов и др., 1970; Лазуков, 1970; Зубаков, 1972; Земцов, 1976).

В орографическом отношении на равнине выделяются три уровня. Наиболее низкий располагается в интервале от 0 до 100 м, второй — в пределах от 100 до 150 м, третий — преимущественно в интервале от 150 до 200 м (немалые площади имеют высотные отметки в интервале от 200 до 250 м). Наиболее высокий уровень обычно соответствует положительным морфоструктурам, приуроченным главным образом к краевым частям равнины, а наиболее низкий тяготеет к ее внутренней области и нередко соответствует отрицательным морфоструктурам. В такой приуроченности их отражаются особенности структурно-тектонического плана Западно-Сибирской плиты. Исключением является располагающаяся во внутренней области равнины зона Сибирских Увалов, которая в гипсометрическом отношении относится ко второму уровню (100—150 м), а периферические, западная и восточная, части ее — даже к наиболее высокому (Городецкая, 1975).

На севере и юге равнины прослеживаются еще две субширотные зоны (Юрибейская и Танамская гряды на севере, Тобольский материк и Васюганская наклонная равнина на юге), к которым также приурочены положительные морфоструктуры, отражающие субширотные зоны наиболее активных тектонических поднятий, но в целом более слабых, чем на Сибирских Увалах.

В ориентировке основных орографических элементов явно преобладают субмеридиональные и субширотные простирания. Крупные формы рельефа, ориентированные субмеридионально, приурочены к приуральским и приенисейским районам, а также к территориям, располагающимся севернее Сибирских Увалов. Южнее господствует в основном их субширотная ориентировка (Архипов, 1971).

Наиболее ярко орографически выраженные элементы рельефа приурочены к краевым частям равнины. Здесь же фиксируется наиболее тесная и ярко выраженная зависимость рельефа от особенностей геологического строения и структурно-тектонического плана Западно-Сибирской плиты. Наиболее крупными орографическими элементами являются возвышенности, плато и наклонные равнины (Северо-Сосьвинская возвышенность, Туринская, Ишимская, Северо-Казахская, Кетско-Тымская наклонные равнины, Приобское плато, Верхнетазовская возвышенность и др.):

Северо-Сосьвинская возвышенность занимает большую площадь и весьма разнородна в геоморфологическом и структурно-тектоническом отношениях. Абсолютные высоты достигают местами 300 м, в основном же преобладают отметки 150—200 м. Весьма выразительна и Туринская наклонная равнина, представленная тремя хорошо выраженными разновысотными ступенями, понижающимися к востоку (250—400, 150—200 и 115—150 м). Приобское плато на севере имеет высоты около 150 м, а на юге — до 300—325 м. Верхнетазовская возвышенность, где максимальные высоты достигают почти 300 м, а преобладают отметки в 150—200 м, отличается от окружающих ее пространств и глубиной и густотой расчленения, узкими долинами, крутыми продольными уклонами рек.

Во внутренней области большие площади заняты низменностями. Наиболее крупной из них является Среднеобская, которая вместе со смыкающейся с ней Кондинской низменностью занимает огромное пространство в среднем Приобье и по нижнему Иртышу. Многие низменности имеют отметки меньше 50 м. Небольшие высоты (до 20—40 м) характерны и для Нижнеобской, Надымской, Пурской, Тазовской ряда других низменностей. Эти низменности хотя и небольшие по площади, но морфологически выражены четко, хотя их краевые части нередко сходны с прилегающими к ним возвышенностями. Во внутренней области равнины возвышенности по

сравнению с возвышенностями ее внешнего пояса менее значительны и нередко располагаются в интервале высот от 50 до 100 м. Это относится к таким возвышенностям, как Ненецкая, Таз-Пурская и некоторым другим. Наиболее четко выраженные возвышенности внутренней области — Белогорский и Тобольский материка, Васюганская наклонная равнина, Юрибейская и Гыданская гряды, расположенные в основном в интервале высот от 100 до 150 м.

Основные орографические элементы Западно-Сибирской равнины находятся в тесной зависимости от структурно-тектонического плана Западно-Сибирской плиты, от особенностей рельефа доюрского фундамента и мезокайнозойского осадочного чехла. В периферических частях плиты, где кристаллический фундамент залегает неглубоко, мощность осадочного чехла сравнительно невелика и он в стратиграфическом отношении неполон, преобладают прямые положительные, в основном моноклинальные, морфоструктуры. По мере удаления от периферии плиты фундамент постепенно все более погружается (до 7 км, местами более), мощность осадочного чехла возрастает и на первое место выходят отрицательные морфоструктуры (рис. 6).

На севере равнины отчетливо проявляется преобладание субмеридионально ориентированных наиболее крупных морфоструктур, большей частью непосредственно связанных со структурами осадочного чехла (Чочия и др., 1963). Это отчетливо проявляется, например, в конфигурации и меридиональной ориентировке Ямала, Тазовского и Гыданского полуостровов, Обской и Тазовской губ. Енисейского залива, долин Оби, Надыма, Пура, Таза, Енисея и множества более мелких долин. В южной же части равнины господствуют морфоструктуры субширотного простирания, тогда как простирание большей части геологических структур осадочного чехла субмеридиональное. Разделяющие эти части Западно-Сибирской равнины Сибирские Увалы являются не только важной орографической, но и структурно-тектонической зоной. С ней совпадает и зона субширотного Транссибирского линеамента глубокого заложения.

Эти различия между севером и югом региона определяются геологическими и тектоническими факторами. В его южной половине мощность земной коры достигает 30—35 км, тогда как в северной она на 10—15 км меньше. Не менее существенно и различие в мощности пород осадочного чехла (1—3 км на юге и 5—7 км на севере). Очень велико и различие литолого-фациального состава осадочных мезокайнозойских пород (на юге преобладают континентальные, на севере морские отложения).

Для расшифровки морфоструктурного плана Западно-Сибирской равнины большое значение имеет и другой, но уже субмеридиональный Омско-Пурский линеамент, прослеживаемый по геофизическим и геоморфологическим данным на огромном протяжении от побережья Карского моря до юга Западно-Сибирской равнины. Этот линеамент на юге равнины разделяет ее восточную и западную половины, в пределах которых основные ориентировки морфоструктур (так же как и тектонических структур) существенно различаются. В западной половине южной части равнины они ориентированы преимущественно в север-северо-восточном направлении, а в восточной половине — в север-северо-западном. Отличия проявляются и в том, что в западной половине основные уклоны современной поверхности направлены на восток, а в восточной — на запад. Это отличие в совокупности с генеральным уклоном равнины на север хорошо отражает погруженные поверхности фундамента и увеличение мощности пород осадочного чехла к центральному району равнины.

Мезокайнозойские структуры первого порядка в современном рельефе большей частью не выражены. Так, положительные структуры нередко располагаются в пределах современных низменностей (например, Surgутский и Александровский валы). Отметим и то, что многие морфоструктуры ориентированы вкрест простирания более древних структур. Эти особенности обусловлены тем, что в

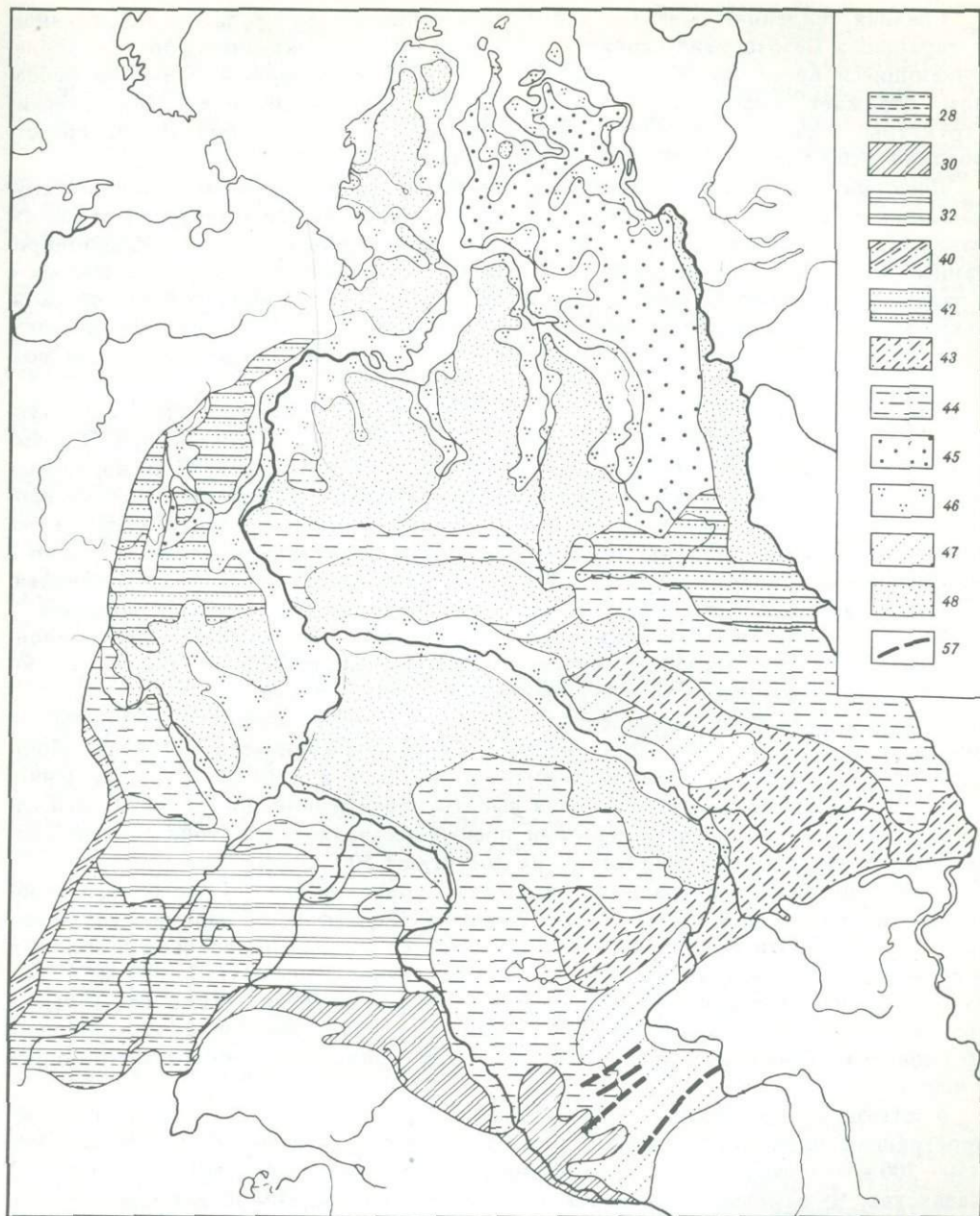


Рис. 6. Морфоструктура платформенных равнин Западной Сибири
(Объяснение условных обозначений см. в сводной легенде морфоструктуры суши — рис. 1)

процессе формирования осадочного чехла происходили перестройки структурно-тектонического плана, отразившиеся на соотношениях разновозрастных структур и морфоструктур (прямые, инверсионные, гетерогенные). Перестройки вызывались главной тенденцией развития северных и южных районов Западно-Сибирской равнины — сменой знака движений на обширных площадях. В результате наряду с унаследованными структурами (которые преобладают) появляются и новообразованные (например, Омская и Ханты-Мансийская синеклизы) и возрастают их размеры (за счет вовлечения в опускания или поднятия смежных структур).

Главная тенденция развития структур в кайнозойе выражалась в постепенном превращении мезозойских структур в более крупные структурные формы, выполаживающиеся вверх по разрезу. В связи с этим современный рельеф в основном отражает именно позднекайнозойский структурный план. Мезозойские структуры отражены в современном рельефе главным образом опосредствованно через кайнозойский структурный план.

Внешний морфоструктурный пояс представлен в основном пластово-денудационными равнинами и плато, ступенчато понижающихся к внутренним частям равнины. В их сложении участвуют слабодислоцированные или недислоцированные мезокайнозойские породы. В самых периферических частях, смежных с Уралом, Центрально-Казахстанским мелкосопочником и Сибирской платформой, вскрываются залегающие на небольшой глубине породы складчатого фундамента. При удалении от краевых частей мощность отложений осадочного чехла возрастает (в том числе и плейстоценовых отложений).

Морфоструктурный план внешнего пояса отражает главные черты структурно-тектонического плана не только осадочного чехла, но и фундамента. Это выражается, в частности, в том, что в западных (приуральских) и восточных (приенисейских) районах ориентировка морфоструктур соответствует север-северо-восточному и север-северо-западному простиранию тектонических структур. На юге Западно-Сибирской равнины морфоструктуры ориентированы также согласно с простиранием основных структур Центрально-Казахстанского мелкосопочника.

В приуральской части равнины чаще всего выражены две ступени: западная — наиболее приподнятая, денудационная и восточная — более низкая, денудационно-аккумулятивная. Наиболее крупными морфоструктурами являются Северо-Сосьвинская возвышенность и Туринская наклонная равнина.

Северо-Сосьвинская возвышенность занимает территорию Восточно-Уральской моноклинали, Ляпинского мегапрогиба и Северо-Сосьвинского мегавала. Мощность пород осадочного чехла быстро возрастает в восточном направлении, в этом же направлении уменьшаются высоты современной поверхности. Эти изменения обусловлены неравномерными, преимущественно неотектоническими, поднятиями. Максимальные амплитуды их достигают 500 м.

Туринская наклонная равнина наследует Туринский выступ восточного склона Урала, возникший еще в конце палеозоя. Рельеф этой равнины ступенчатый. Западная ступень (230—400 м) располагается в узкой приуральской полосе в зоне неглубокого залегания фундамента, а восточная ступень (150—200 м) в зоне его глубокого залегания. Отмечаются и меньшие ступени, также связанные с структурно-тектоническими особенностями. Ступенчатость Туринской равнины обусловлена неравномерностью тектонических поднятий, в общем затухающих к востоку.

В юго-западных, южных и юго-восточных районах внешнего пояса, где распространены наклонные равнины, рельеф также ступенчатый. Наиболее высокие (150—200 м и более) равнины располагаются на самом юге (Предтургайская, Северо-Казахская, Чулымская, Енисейская наклонные равнины, Приобское плато и др.). Большой частью они пластово-аккумулятивные и денудационные. Севернее располагаются более низкие (100—150 м) и в основном аккумулятивные равнины (Ишимская, Восточно-Барабинская, Кетско-Тымская наклонные равнины, Кулундинская равнина, Барабинская низменность и др.). Все эти морфоструктуры начали формироваться в олигоцене как предгорные равнины в зоне перехода складчатого обрамления к геосинеклизе. Однако оформление рельефа, близкого по своим основным чертам к современному, происходило разновремененно.

Предтургайская наклонная равнина (180—230 м) представляет собой переходную зону от ступенчатых равнин Тургайского прогиба к Западно-Сибирской равнине. В пределах этой зоны происходит довольно резкое погружение (от —70 до —550 м) кристаллического фундамента в северном и восточном направле-

ниях. В этих же направлениях возрастает мощность осадочного чехла (до 200 м и больше). Предтургайская равнина расположена в зоне сочленения участков разновозрастной складчатости. Эта морфоструктура характеризуется прямым соотношением структуры и рельефа. Она приурочена к зоне распространения Куртымьшской и части Северо-Казахстанской моноклиналей, что предопределяет и основные черты рельефа равнины. Амплитуды послечаганских поднятий (к концу раннего олигоцена), в основном сформировавших эту морфоструктуру, достигают на юге 140—150 м, а на севере — 50—120 м. Возраст морфоструктуры неоген-плейстоценовый.

Структурно-денудационная Ишимская наклонная равнина, располагающаяся севернее Предтургайской, приурочена к части территории, занятой Тюменским мегапрогибом, Тобольским мегавалом, Вагай-Ишимским полусводом, и к западному борту Омской впадины. Такая гетерогенность тектонического строения субстрата предопределяет и разнообразие основных особенностей морфоструктуры. Она формировалась в течение длительного времени (в мезозое и кайнозое), а близкий к современному вид приобрела в плиоцен—плейстоцене.

Северо-Казахская наклонная равнина (110—140 м) располагается в пределах Северо-Казахстанской моноклинали и на участке погружения каледонских структур под мезокайнозойский осадочный чехол. Наклон поверхности фундамента на север достигает 1000 м, а наклон современной поверхности — всего 100—130 м. С раннемелового времени до позднего эоцена на этой территории господствовали поднятия и формировались пенеплены, а с конца эоцена до миоцена преобладала аккумуляция. Сюда доходила Чеганское море, широко представлены люлинворские отложения. Отмеченные особенности развития обусловили формирование в неогене основных черт современного рельефа.

Барабинская низменность (100—120 м) занимает территорию Омской и Иртышской впадин. Фундамент залегает здесь на глубине от 1,5 до 3 км. Он представлен каледонскими и герцинскими структурами. Поскольку в мезокайнозое преобладали опускания, мощность накопившихся за это время отложений весьма значительна. Широкое распространение и большая мощность неогеновых отложений указывают на преобладание опусканий и в это время. В конце плиоцена опускания сменились поднятиями, обусловившими перерыв в накоплении и размыв. В плейстоцене (особенно в раннем и среднем) происходила аккумуляция субаэральных отложений, сносившихся со смежных морфоструктур, испытывавших относительное поднятие.

Приобское плато является одной из наиболее четко выраженных и весьма молодых морфоструктур. В ее пределах преобладают высоты порядка 140—150 м, ступенчато возрастающие к югу до 300 м. Наиболее высокие участки располагаются в пределах Кулундинской впадины, где фундамент залегает на глубине до 500 м и большей. Он перекрыт мощной толщей мезокайнозойских отложений, вплоть до среднеплейстоценовых. В северной части морфоструктуры располагается Томско-Каменский выступ, но и здесь неоген-плейстоценовые отложения представлены широко и мощными толщами. Большая мощность отложений, озерно-аллювиальный генезис и широкое распространение свидетельствуют о господстве в это время опусканий. Однако довольно высокое залегание неоген-плейстоценовых отложений свидетельствует о произошедшем в среднем и позднем плейстоцене значительном поднятии. Таким образом, Приобское плато является молодой гетерогенной наложенной морфоструктурой (прямой на севере и обращенной на юге).

На юго-востоке во внешнем поясе расположено несколько наклонных равнин (Приаргинская, Чулымская, Енисейская, Кетско-Тымская). Часть из них прямые, а часть обращенные морфоструктуры. Прямые морфоструктуры приурочены преимущественно к периферическим частям плиты. Большая часть морфоструктур ориентирована субширотно, т.е. согласно с простиранием основных тектонических

структур. Различная интенсивность тектонических движений выражается в наклонном характере равнины, в различной глубине эрозионного расчленения.

Приаргинская наклонная равнина тесно связана со структурами Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна и находится в зоне их резкого погружения. Современная поверхность этой субширотной морфоструктуры наклонена на север-северо-запад. На юго-востоке высоты ее достигают 350 м, а на северо-западе — 180—200 м. В структурно-тектоническом отношении Приаргинская равнина наследует в основном структуры мезокайнозойского чехла и занимает территорию Приаргинской моноклинали и восточного крыла Томско-Каменского выступа. Поверхность фундамента погружается здесь на протяжении всего лишь 50—70 км на 1 км (от —200 до —120 м). Аналогично погружаются и осадочные мел-палеогеновые породы. О длительности формирования этой морфоструктуры свидетельствует анализ мезокайнозойского разреза: эпохи аккумуляции неоднократно чередовались с эпохами денудационными.

Чулымская наклонная равнина пологоволнистая, и только на юге и юго-востоке ее рельеф становится увалистым. В морфоструктурном отношении она также неоднородна, поскольку располагается в пределах Тегульдетской и Киселевской впадин и прилегающих к ним положительных структур. Фундамент залегает на различных глубинах (от 1 до 2,8 км). Фундамент перекрывается юрскими, меловыми и кайнозойскими породами. Разнородность структурно-тектонического плана отражается в особенностях рельефа: на юге равнина сравнительно высокая (200—250 м) и плоская, на севере ее отметки снижаются до 150—180 м.

Енисейская наклонная равнина протягивается в субмеридиональном направлении довольно узкой полосой вдоль правобережья и левобережья Енисея (Южно-Енисейской и Приенисейской моноклиналей). Это четко выраженная в рельефе прямая морфоструктура древнего заложения и унаследованного развития. В общем она соответствует погребенному склону Енисейского кряжа, в пределах которого отмечается быстрое погружение фундамента, увеличение мощности мезокайнозойских отложений. Погружение фундамента отражается в современном рельефе в том, что поверхность понижается вкрест простирания структур фундамента: на востоке равнина приподнята до 230—270 м, а на западе — всего на 150—200 м.

Крупной морфоструктурой является Кетско-Тымская наклонная равнина, занимающая обширные пространства Обь-Енисейского междуречья. Эта морфоструктура расположена на площади развития ряда структур кристаллического фундамента и осадочного чехла (Алипской и Усть-Тымской впадин, Касского мегапрогиба и др.). В основном морфоструктура инверсионная, так как большая часть структур осадочного чехла в современном рельефе не выражена. Хотя структуры ориентированы преимущественно субмеридионально, ориентировка морфоструктуры субширотная. Фундамент в ее пределах существенно погружается к западу (от 1,2 до 3 км). В соответствии с этим абсолютные отметки современной поверхности снижаются (от 180—200 до 110—120 м). Наклонный характер морфоструктуры обусловлен неравномерностью тектонических движений. В мезозое здесь происходило интенсивное осадконакопление на фоне опусканий. С конца мела — начала палеогена опускания сменились поднятиями. К этому времени и относятся начальные этапы формирования морфоструктуры.

Севернее и северо-западнее Кеть-Тымской наклонной равнины находится одна из наиболее выразительных морфоструктур — Верхнетазовская возвышенность. Располагается она в основном в пределах Верхнетазовского свода и Енисейского выступа. Верхнетазовская возвышенность является восточным окончанием зоны Сибирских Увалов. Морфоструктура приурочена к зоне Приенисейской моноклинали. Поверхность фундамента погружается в западном направлении на глубину от 1 до 2,5 км. Верхнетазовская возвышенность отчетливо выделяется

многими особенностями рельефа, прежде всего значительными абсолютными высотами (до 285, преобладают же отметки в 200—225 м). До таких же высот поднимаются и коренные породы. Мощность плейстоценовых отложений невелика. Обращают на себя внимание аномально большая глубина и густота эрозионного расчленения, значительные продольные уклоны современных рек и слабая заболоченность территории. Все эти особенности — свидетельство интенсивного проявления тектонических поднятий. Хотя начальные этапы формирования этой морфоструктуры относятся к олигоцену или к еще более раннему времени (юр—мелу), окончательное оформление ее произошло в неоген—плейстоцене.

В северо-восточном секторе Западно-Сибирской равнины во внешнем поясе отчетливо выражены Среднетазовская, Хетская и Танамская возвышенности и Туруханская низменность, являющиеся преимущественно прямыми гетерогенными морфоструктурами субмеридионального простираения, согласно с простираемостью структур погребенного фундамента Сибирской платформы. Погружение кристаллического фундамента в этой относительно узкой полосе достигает 3—4 км. В соответствии с этим возрастает и мощность пород осадочного чехла.

Среднетазовская возвышенность как и Верхнетазовская является районом интенсивных новейших поднятий, хотя и менее ярко выраженных. В связи с этим многие геолого-геоморфологические особенности обеих возвышенностей весьма сходны — значительная глубина и густота расчленения, большие абсолютные высоты (максимальные более 200 м) и высокое залегание коренных пород. Амплитуды неотектонических движений затухают к западу. Максимальные их амплитуды 200—250 м. В пределах Среднетазовской возвышенности располагается ряд разнохарактерных структур. Наиболее крупные из них (Красноселькупское поднятие, Худосейский прогиб) непосредственно выражены в рельефе, остальные — далеко не всегда.

Смежная со Среднетазовской Хетская возвышенность также хорошо выражена в рельефе. Это гетерогенная морфоструктура, имеющая на разных участках как прямые, так и инверсионные соотношения со структурой. Западная, наиболее приподнятая часть возвышенности ориентирована субмеридионально, а северная — субширотно, что не совпадает с простираемостью древних структур мезокайнозойского чехла. Эта особенность является результатом проявления новейших тектонических движений, которые достигали здесь значительной активности.

К участкам наибольшего погружения фундамента (до 6—7 км) приурочена Танамская возвышенность. В структурном отношении это сложная морфоструктура. Она состоит из положительных и отрицательных структур (Танамского свода и Танамского прогиба). На поверхность нередко выходят меловые породы. Мощность плейстоценовых отложений в общем невелика. В северной, наиболее повышенной части морфоструктуры абсолютные высоты достигают 150 м. Это наиболее приподнятый участок. Амплитуда неотектонических движений достигала 150—175 м. Западный участок понижен (110—120 м) и отличается меньшими амплитудами поднятий (около 50 м).

Не менее отчетливой, но отрицательной морфоструктурой является Туруханская низменность, занимающая центральную часть Енисейской моноклинали. Кровля меловых отложений лежит здесь значительно ниже уровня моря и перекрыта толщей плейстоценовых отложений мощностью более 200 м. Поверхность низменности ровная, высотные отметки достигают всего 60—70 м, она сильно заозерена и заболочена. Речные долины ориентированы согласно простираемости морфоструктуры. От окружающих возвышенностей Туруханская низменность отделена хорошо выраженными уступами.

Внутренняя морфоструктурная область объединяет в основном пониженные участки (150—100 м и ниже), характеризующиеся развитием мощного покрова мезокайнозойских осадочных пород. В ней развиты пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями и сложенные рыхлыми неоген-четвертичными отложениями. Рельеф этой области

представлен низкими возвышенностями и низменностями, снижающимися в северном направлении. Она разделена Сибирскими Увалами на северную и южную части, отличающиеся рядом существенных морфоструктурных особенностей. В северной части области преобладают прямые положительные и отрицательные морфоструктуры в основном субмеридионального простирания. Наиболее крупными положительными морфоструктурами являются Полуйская, Ненецкая, Таз-Пурская, Северо-Ямальская возвышенности, Гыданская и Юрибейская гряды. К отрицательным морфоструктурам относятся Нижнеобская, Надымская, Пурская, Тазовская, Ямальская и Усть-Енисейская низменности.

Полуйская возвышенность располагается в краевых частях Северо-Сосьвинского мегавала и Надымской впадины. Фундамент залегает на большой глубине (на восточной окраине до 3 км). Абсолютные отметки современного рельефа уменьшаются с востока на запад, в сторону Нижнеобской низменности. Наиболее повышенные участки характеризуются густым и глубоким расчленением, волнистой поверхностью. На ряде участков отчетливо отражаются довольно мелкие тектонические структуры (например, Полуйский вал, Куноватское поднятие). К этим участкам приурочены наиболее высокие отметки (до 200 м и больше). Здесь на поверхности или близко от нее вскрываются породы палеогена. Максимальные амплитуды новейших движений оцениваются в 150—220 м.

Ненецкая возвышенность (Тазовский полуостров, междуречье Надыма и Пура). Основная ее часть приурочена к Ненецкому своду. Севернее есть более мелкие структуры, а на юге Северный свод. Эти структуры фиксируются благодаря высокому залеганию морских палеогеновых отложений, которые на многих участках встречаются на поверхности. В отличие от Полуйской возвышенности высотные отметки этой возвышенности редко превышают 100 м (например, в пределах Талновского поднятия). Господствуют высоты в 80—90 м. Начало формирования морфоструктуры относится к раннему мелу. Следующий крупный этап поднятия был в послепалеогеновое время. Положительные движения продолжались и в плейстоцене, когда морфоструктура была сформирована окончательно.

Таз-Пурская возвышенность является сложной морфоструктурой, располагающейся в пределах Тазовского свода, Верхнетолькинского и Пурского (Уренгойского) мегапрогибов и ряда более мелких структур. Поверхность фундамента залегает здесь еще глубже (3—4 км). Во многих местах на поверхности вскрываются палеогеновые отложения. Как на Ненецкой возвышенности, так и на Таз-Пурской нет аномально больших высот. Преобладают отметки в 70—80 м. Рельеф плоский, сильно заозеренный. Суммарные амплитуды новейших поднятий достигали 100—150 м. Этапы формирования этой морфоструктуры аналогичны этапам, пройденным Ненецкой возвышенностью.

Юрибейская и Гыданская гряды в основном соответствуют Гыданскому и Ерофеевскому мегавалам. В их пределах высоко поднимаются коренные породы. Морфоструктуры характеризуются повышенными гипсометрическими отметками и значительной глубиной эрозионного расчленения, лесницей морских и речных террас. Все это отражает интенсивные неотектонические движения, амплитуда которых оценивается в 100—150 м, а местами даже в 250 м (район Енисейского залива).

Нижнеобская низменность в основном инверсионная морфоструктура, основная часть ее располагается в пределах положительных структур (Северо-Сосьвинского свода, Ангальского поднятия). Лишь в пределах распространения Шурышкарской мульды она является на отдельных участках прямой морфоструктурой. Низменность характеризуется широким развитием поймы и надпойменных террас; каждый из этих уровней достигает в ширину нескольких десятков километров. Против устья Казыма, например, лишь одна пойма Оби имеет ширину более 50 км. В зоне пересечения Ангальского поднятия долина Оби резко суживается, а террасы представлены фрагментарно узкими сегментами.

Надымская низменность приурочена к Надымской впадине, где глубина залегания фундамента определяется в 4—5 км. Большую мощность имеют морские плейстоценовые отложения (до 200—250 м). Подошва их залегает на 150—200 м ниже уровня моря. Участками на поверхности встречаются палеогеновые отложения. Геолого-геоморфологические данные позволяют утверждать, что в плейстоцене низменность испытывала преимущественно опускания, суммарная амплитуда которых оценивается в 100—150 м.

Не менее выразительна Пурская низменность, приуроченная к зоне Омско-Пурского линейaments. Она располагается в Уренгойском мегапрогибе. Фундамент залегает на глубине 5—7 км. В связи с этим очень велики мощности пород осадочного мезокайнозойского чехла, в том числе и плейстоценовых отложений, подошва которых залегает на 150—200 м ниже уровня моря. Суммарная амплитуда неоген-плейстоценовых движений достигала примерно 150—200 м. Тектонические движения были интенсивными и в более раннее время. Так, олигоценные отложения атлымской свиты на склонах смежной Ненецкой возвышенности фиксируются на отметках в 50—60 м, а в пределах впадины они вскрыты на 230—240 м ниже.

Тазовская низменность также наследует в основном крупную отрицательную структуру (Среднетазовский мегапрогиб). Однако южная ее часть располагается в пределах Часельского мегавала, следовательно, низменность является сложной, но в основном прямой морфоструктурой. Важным морфоструктурным элементом является Усть-Енисейская низменность, хотя площадь ее и невелика. Она наследует Енисейский мегапрогиб, в пределах которого глубина залегания фундамента достигает 5—7 км. Мощность плейстоценовых (преимущественно морских) отложений достигает здесь, как и в других низменностях севера региона, 150—200 м, а местами 300 м.

Самостоятельную морфоструктурную зону образуют возвышенности Сибирских Увалов. Они протягиваются в субширотном направлении через всю Западно-Сибирскую равнину, захватывая и внешний морфоструктурный пояс, где к ним относятся возвышенности Люлинвор и Верхнетазовская. Во внутренней области зона Сибирских Увалов представлена возвышенностью Белогорский материк и увалом Нумто.

Возвышенность Белогорский материк одна из наиболее выразительных морфоструктур внутренней области. Располагается она в зоне сочленения Ханты-Мансийской и Надымской впадин, осложненных более мелкими положительными и отрицательными структурами. Так, северные участки возвышенности приурочены в основном к зоне чередования прогибов и валов (в рельефе они не выражены). Именно к этим участкам приурочены наиболее высокие отметки возвышенности (до 230 м). Фундамент залегает глубоко, мощность мезокайнозойского осадочного чехла достигает нескольких километров. Велика мощность и палеогеновых отложений, которые на значительной площади поднимаются до современной поверхности (на правом берегу Оби, в левобережной части бассейна Казыма). В краевой западной части возвышенности фиксируется максимальная глубина и густота эрозионного расчленения (до 100 м и более). Таким образом, возвышенность Белогорский материк является наложенной новообразованной морфоструктурой и ее морфологическая выраженность обусловлена неотектоническими движениями.

Увал Нумто — сложная морфоструктура. Абсолютные отметки в его пределах достигают 130—160 м и понижаются к северу. Увал Нумто переходит в окружающие пространства весьма постепенно, тем не менее он представляет собой главный водораздел большей части крупных рек, текущих в северном и южном направлениях (Надыма, Пура, Агана и др.).

Южнее Сибирских Увалов морфоструктурное строение Западно-Сибирской равнины весьма разнообразно, сложно и имеет ряд отличительных особенностей от

строения северной половины равнины. Здесь преобладают обширные низменные равнины (Кондинская, Среднеобская, Среднеиртышская, Обь-Тымская). Большая часть морфоструктур ориентирована здесь субширотно. Отрицательные морфоструктуры в основном прямые, положительные — инверсионные.

Весьма примечательными морфоструктурами являются возвышенность Тобольский материк и Васюганская наклонная равнина, образующие субширотную зону, в известной мере аналогичную зоне Сибирских Увалов.

Возвышенность Тобольский материк является сложной (в основном инверсионной) морфоструктурой, развитой в области Ханты-Мансийской впадины, Верхнедземьянского мегавала и Каймысовского магасвода. Рельеф плоский, преобладают отметки 100—110 м. Северо-западная часть возвышенности несколько выше (до 120—140 м) и заметно сильнее расчленена речной и овражно-балочной сетью. Анализ условий залегания и генезиса палеоген-неогеновых отложений свидетельствует, что в это время здесь была область прогибания и повышенной аккумуляции озерных и аллювиально-озерных отложений. Позже (в плиоцен—плейстоцене) преобладали поднятия. Современный облик морфоструктура получила в плейстоцене.

Васюганская наклонная равнина также гетерогенная морфоструктура с разнородным структурно-тектоническим планом. В ее пределах имеются как положительные (Средневасюганский, Парабельский своды и др.), так и отрицательные структуры (Колтогорский мегапрогиб, Ньюрольская, Бокчарская впадины и др.); в единую морфоструктуру эти структурные элементы были объединены в неоген-плейстоцене. Фундамент местами опущен до 3,5 км.

Приподнятость Тобольского материка и Васюганской наклонной равнины до 140—160 м, значительная глубина и густота расчленения их периферии речной и овражно-балочной сетью обусловлены неотектоническими, в основном плейстоценовыми, движениями.

В бассейнах нижнего Иртыша и средней Оби огромная территория занята Кондинской и Среднеобской низменностями.

Кондинская низменность располагается в пределах западной части Ханты-Мансийской впадины и северной части Восточно-Туринской моноклинали. Одной из наиболее характерных особенностей рельефа низменности является равнинность и террасированность. Высотные отметки основной по площади части низменности не достигают и 50—60 м. Особенности структурно-тектонического плана проступают в ряде черт современного рельефа и гидрографической сети. Так, Иртыш и ряд других рек на отдельных участках ориентированы согласно с простиранием структур фундамента на север-северо-восток, на других же участках — на север-северо-запад, что соответствует простираниям новейших структур.

Среднеобская низменность по площади самая крупная и соответствует бассейну средней Оби на ее субширотном участке. Основная часть этой морфоструктуры располагается на месте Юганской и Ханты-Мансийской впадин, а ее периферические части — в основном в районах развития положительных структур (Ляминский, Сургутский, Нижневартовский своды и др.). На востоке низменности проходит зона Уренгойского мегапрогиба. Поверхность фундамента залегает на большой глубине (в центральной части глубже 3 км). Депрессия на месте морфоструктуры существовала еще в юрское время, а огромные по площади пресноводные бассейны — в палеогене и в первой половине неогена. Позже условия стали субаэральными. В плейстоцене процессы аккумуляции усилились. Одной из наиболее характерных черт этой низменности является террасированность. Террасы сильно заболочены и заозерены, реки интенсивно меандрируют, глубина вреза незначительная, что указывает на ее тектоническое погружение.

Среднеиртышская низменность невелика по площади, но в структурном и геоморфологическом отношении весьма выразительна. Располагается она в пределах разнородных структур (Тюменского мегапрогиба, Тобольского мегавала, Муром-

цевского прогиба и др.). Фундамент залегает на глубине 3—4 км. В мезозое и палеогене в условиях устойчивого прогибания происходила повышенная аккумуляция отложений. Рельеф низменности плоский, ступенчатый (за счет террасированности). Наиболее высокие уровни (около 70—100 м) сформированы в среднем, а более низкие в позднем плейстоцене и голоцене.

Морфоскульптура

Морфоскульптура Западно-Сибирской равнины как в генетическом, так и в морфологическом отношении очень многообразна, и степень ее сохранности и морфологической выраженности различна (рис. 7). Объясняется это тем, что она формировалась в течение длительного времени и под влиянием многих рельефообразующих факторов, причем неоднократные палеогеографические изменения приводили к тому, что одни и те же факторы играли в разные эпохи различную роль. Кроме того, происходило наложение морфоструктур друг на друга, древние морфоструктуры перерабатывались развивавшимися после их формирования процессами.

Поверхности выравнивания распространены на юге Западной Сибири. На юго-западе они относятся к денудационным, а на юго-востоке — к аккумулятивным равнинам (Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей, 1977). Рельеф их поверхности плоский, слабоволнистый.

На Западно-Сибирской равнине выделяются две полигенетические поверхности выравнивания. Формирование более древней относят к ранне-среднеплиоценовому времени, более молодая поверхность выравнивания датируется позднеплиоценовым—раннеплейстоценовым временем. Формирование их происходило в условиях превышавшегося и вновь возникавшего денудационно-аккумулятивного выравнивания и корообразования. Поверхности выравнивания приурочены к краевой, тектонически наиболее активной зоне Западно-Сибирской равнины, поэтому их высота и тип (они или денудационные, или аккумулятивные) различны.

Западно-Сибирская равнина дренируется крупнейшими реками Земли. Небольшие продольные уклоны русел обусловили значительную ширину долин (на нижней и средней Оби, например, ширина поймы на некоторых участках достигает 50—60 км). Это обуславливает заозеренность долин и присутствие в разрезах поймы и надпойменных террас озерных отложений. В связи с частыми колебаниями уровня Северного Ледовитого океана и перемещениями его береговой линии в низовьях многих рек на севере развиты морские террасы. Неоднократные оледенения, во время которых речные долины в течение длительного времени оставались перекрытыми ледниковыми покровами, приводили к прерывам развития речной сети. Во внеледниковой области ее развитие было непрерывным, но на самом юге сказывалось влияние горных оледенений.

Господствующими направлениями речных долин Западно-Сибирской равнины являются субмеридиональное, субширотное, северо-западное и северо-восточное. Наличие спрямленных на протяжении сотен километров участков долин, неоднократное чередование суженных и расширенных отрезков, резкие коленообразные изгибы указывают на тесную зависимость рисунка гидрографической сети от структурно-тектонических особенностей территории.

Анализ развития речных долин показывает, что их особенности зависят не только от неотектонических движений и новейшего структурно-тектонического плана, но и от структур осадочного чехла и даже кристаллического фундамента. Например, коленообразные изгибы рек связаны с обтеканием положительных структур. Участки радиального расхождения долин характерны для положительных структур, а радиального схождения — для отрицательных. Удивительно прямолинейная практически на всем протяжении долина Пура — яркое свидетельство наследования ею Гыдан-Омской зоны разломов. Не менее ярким примером являет-

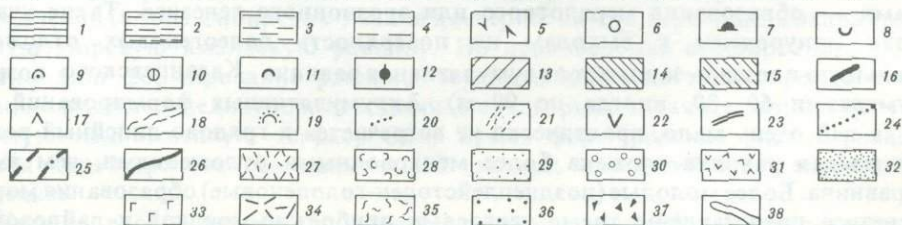
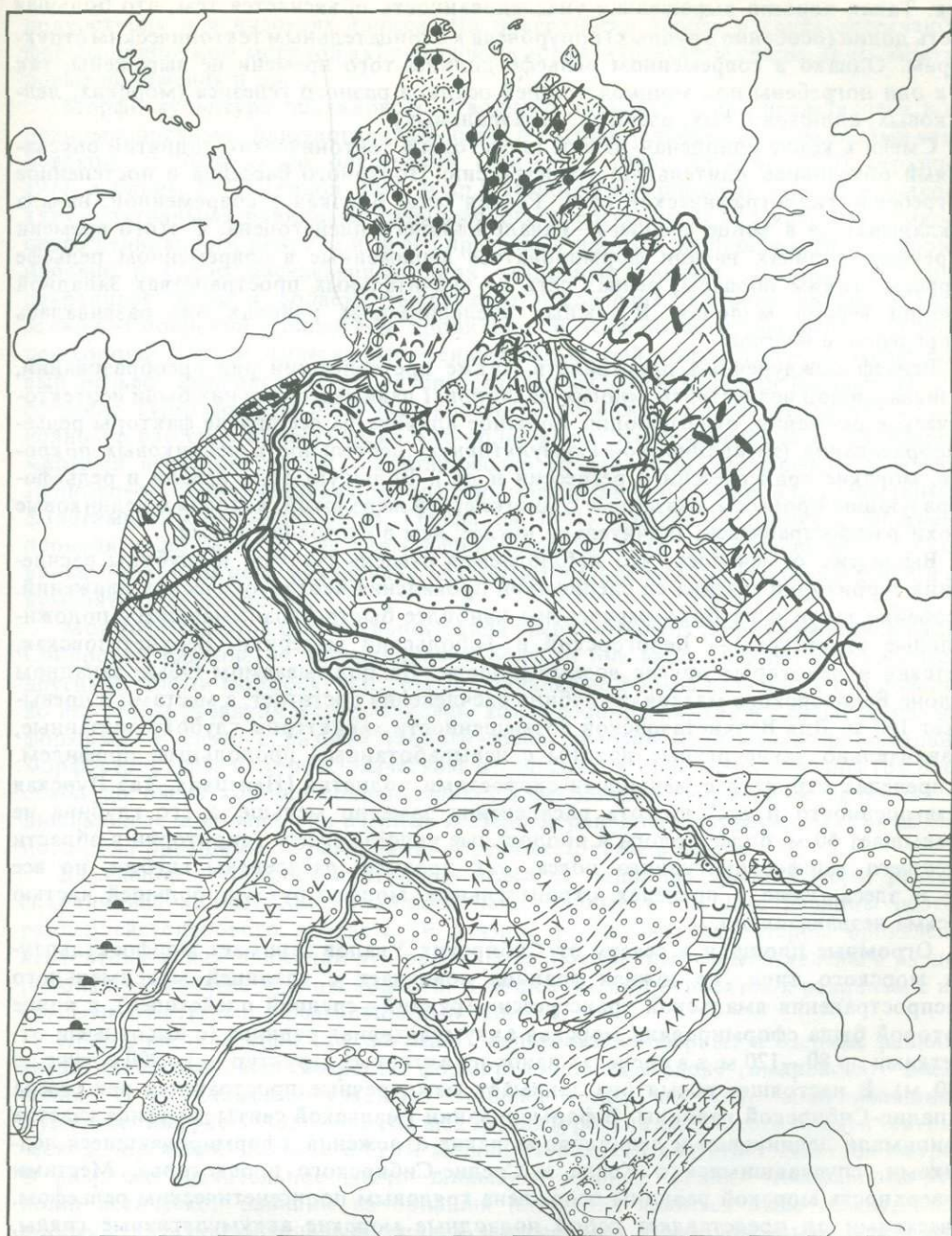
ся долина средней и нижней Оби. Субширотный участок средней Оби и нижняя Обь между Белогорским материком и Ангалским поднятием (район Салехарда) приурочены к Ханты-Мансийской и Нижнеобской впадинам, характеризуются значительной (десятки километров) шириной и обилием проток и стариц. В то же время для участков пересечения Обью Белогорского материка и Ангалского поднятия характерно резкое сужение долины, уменьшение числа проток и озер. Наглядным примером обтекания положительных структур является долина отрезка Иртыша между Павлодаром и Ханты-Мансийском. Долина Енисея, которая в отличие от большей части других речных долин Западной Сибири неширока, имеет узкую пойму (иногда практически она совсем отсутствует), узкие, фрагментарно встречающиеся участки террас (преимущественно цокольных). Эти особенности являются отражением ее приуроченности к зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, где фиксируются субмеридиональные разломы.

Большая часть речных долин Западно-Сибирской равнины имеет лестницу широких аккумулятивных, реже эрозионно-аккумулятивных террас. Последние преобладают только в долине Енисея. Эта особенность также отражает в основном специфику тектонического развития территории. Число террас в большинстве долин достигает трех-четырех, иногда пяти. Долина Енисея выделяется и в этом отношении, в ней выше впадения Подкаменной Тунгуски на некоторых участках фиксируются до девяти подпойменных террас. В низовьях Оби, Надыма, Пура, Таза и Енисея все речные террасы замещаются морскими террасами. Причем в связи с колебаниями уровня Северного Ледовитого океана зона их сочленения находится значительно южнее современной береговой линии. Это особенно относится к IV террасе, сформировавшейся в основном в эпоху казанцевской трансгрессии.

Весма своеобразной и очень хорошо разработанной была речная сеть конца плиоцена—начала плейстоцена. Днища существовавших в то время речных долин вскрываются скважинами значительно ниже современной поверхности, особенно на севере Западно-Сибирской равнины, где они вскрыты на 200—300 м ниже уровня океана. При движении к югу высотные отметки их днищ возрастают и уже в бассейнах нижнего Иртыша и средней Оби становятся положительными, но все же не достигают уреза современных рек. Наиболее крупные из этих долин характеризуются большими глубинами (максимально до 200—300 м), значительной шириной (десятки километров) и большими (по сравнению с современными) продольными уклонами русел. В долинах преобладали процессы эрозии. Установлено, что на месте наиболее крупных современных долин в то время также существовали долины: в ряде случаев наследуются долины даже сравнительно небольших

Рис. 7. Морфоскульптура Западной Сибири

Азональная. Типы, созданные эрозионно денудационными процессами: 1 — увалы; 2 — холмисто-увалистый; 3 — плоский и слабоволнистый; 4 — пологоувалистый и увалистый, созданный процессами аккумуляции и последующей эрозии. Комплексы эрозионных, карстовых и суффозионно-просадочных форм: 5 — овраги; 6 — воронки, поля; 7 — пещеры; 8 — западины, степные блюдца; 9 — оползни. Зональная. Комплексы форм унаследованно развивающейся криогенной и нивально-криогенной морфоскульптуры; 10 — термокары; 11 — бугры пучения; 12 — нерасчлененный комплекс криогенных форм на равнинах. Типы реликтовой морфоскульптуры: 13 — волнистый и пологохолмистый моренных равнин, созданный процессами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции; 14 — увалистый, созданный процессами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции и последующей эрозии; 15 — пологоувалистый. Комплексы форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции; 16 — конечноморенные гряды и маргинальные озера; 17 — моренные холмы; 18 — ложбины стока ледниковых вод. Комплекс аккумулятивных форм разного генезиса; 19 — озовые, местами переработанные современными процессами; 20 — береговые валы; 21 — то же, или моренные гряды (дискуссионные). Полигенетические формы: 22 — гривно-ложбинные; 23 — эрозионно-мерзлотно-тектонические или моренные гряды (дискуссионные); 23 — ложбины стока ледниковых вод. Границы: 24 — оледенения максимального среднеплейстоценового (самаровского); 25 — то же, позднейшего оледенения; а — по данным В. А. Николаева, б — по данным Г. И. Лазукова; 26 — области неглубокого залегания многолетнемерзлых пород. Генезис четвертичных рельефообразующих покровов: 27 — морской; 28 — озерный; 29 — аллювиальный; 30 — озерно-аллювиальный; 31 — ледниково-морской; 32 — делювиально-пролювиальный; 33 — лёссовый. Генезис дискуссионный: 34 — водно-ледниковый или ледниково-морской; 35 — водно-ледниковый или морской; 36 — водно-ледниковый или озерно-аллювиальный; 37 — озерно-ледниковый или морской. Комплекс флювиальных форм: 38 — речные долины



рек. Такая хорошо выраженная унаследованность объясняется тем, что большая часть долин (особенно крупных) приурочена к отрицательным тектоническим структурам. Однако в современном рельефе долины того времени не выражены, так как они погребены под мощной толщей осадков разного генезиса (морских, ледниковых, аллювиальных, озерных, субазральных).

Смена в конце плиоцена—начале плейстоцена тектонических поднятий опусканиями обусловила длительную трансгрессию Полярного бассейна и постепенное погребение гидрографической сети. Речная сеть, близкая к современной, начала закладываться в конце среднего—начале позднего плейстоцена. С этого времени в речных долинах начали формироваться выраженные в современном рельефе террасы. Таким образом, речная сеть на значительных пространствах Западной Сибири весьма молодая. В южных внеледниковых районах она развивалась непрерывно с неогена.

Рельеф междуречных пространств, также претерпевший ряд преобразований, развивался под воздействием многих факторов. Главными среди них были неотектонические движения, оказывающие большое влияние на все другие факторы рельефообразования (экзарационно-аккумулятивную деятельность ледниковых покровов, морские трансгрессии и регрессии и др.). Большую роль играли и рельефообразующие процессы, связанные с многолетней мерзлотой, которая в ледниковые эпохи распространялась значительно южнее, чем в настоящее время.

Выше уже отмечалось, что наблюдаемая степень густоты и глубины расчленения территории связана со спецификой проявления неотектонических движений. Особенно густо и глубоко расчленены наиболее быстро воздымавшиеся положительные структуры — Белогорский и Тобольский материка, Верхнетазовская, Хетская и некоторые другие возвышенности. На подмываемом Обью западном склоне Белогорского материка глубина расчленения достигает, а местами и превышает 100 м. Для Верхнетазовской возвышенности характерны глубоко врезанные, сравнительно узкие речные долины с невыработанным продольным профилем. В пределах структур с меньшими скоростями поднятия (Ненецкая, Таз-Пурская возвышенности и др.) густота расчленения заметно меньше, а его глубина не превышает 50 м, более пологи и продольные уклоны русел. Территории в области внешнего морфоструктурного пояса, как правило, расчленены глубже, но все же и здесь, даже в пределах отрицательных морфоструктур, большей частью весьма незначительно.

Огромные площади к северу от Сибирских Увалов занимает морфоскульптура морского типа. Ее южная граница совпадает с границей максимального распространения ямальской трансгрессии (ранний—средний плейстоцен), в конце которой была сформирована морская аккумулятивная равнина (с высотными отметками до 80—120 м, а в пределах наиболее активных структур — до 200 и даже до 280 м). В настоящее время она занимает междуречные пространства рек севера Западно-Сибирской равнины. В формировании ямальской свиты заметное участие принимали ледниковые и ледниково-морские отложения, сформировавшиеся ледниками, спускавшимися с Урала и Средне-Сибирского плоскогорья. Местами поверхность морской равнины осложнена грядовым полигенетическим рельефом. Участками он представляет собой подводные морские аккумулятивные гряды, местами — образования мерзлотного или эрозионного генезиса. Такие участки нередко приурочены к выходам на поверхность палеогеновых отложений.

Большую площадь занимает аккумулятивная равнина Казанцевского возраста (с отметками 50—80, иногда до 90 м). Аккумулятивных формирований типа гряд на ней очень мало, практически не встречается и грядово-линейный рельеф. Казанцевская равнина сложена более мелководными отложениями, чем ямальская равнина. Более молодые (позднеплейстоцен-голоценовые) образования морского генезиса представлены тремя террасами прибрежно-морской и лайдовой аккумуляции, широко распространенными на Ямале, Гыдане, севере Тазовского

полуострова и в низовьях Енисея. На поверхности террас изредка встречаются формы прибрежно-морской аккумуляции и абразии (песчаные гряды, валы, межгрядовые понижения и др.).

Морфоскульптура ледникового и водно-ледникового типа представлена в основном морскими, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми равнинами самаровского и зырянского оледенений (Мизеров, 1966; Лазуков, 1970; Архипов, 1971; Зубаков, 1972; Земцов, 1976; и др.). Наибольшие площади заняты ледниково-аккумулятивными равнинами самаровского оледенения. В краевой зоне самаровского ледникового покрова и за его пределами широко распространены обширные плоские и слабо расчлененные поля зандровых равнин. Ледниковый рельеф сохранился лишь в области зырянского оледенения, которое далеко в глубь Западно-Сибирской равнины не проникало. В этой области участками представлен хорошо морфологически выраженный холмистый, холмисто-грядовый и грядовый рельеф. Особенно четко он представлен на мысе Салемал (нижняя Обь), в бассейне Турухана и на ряде участков по левобережью Енисея. Выделяется (в основном в бассейне Енисея) несколько полос холмисто-грядового рельефа, которые многими исследователями сопоставляются со стадиями последнего оледенения. Ледниково-аккумулятивная природа этих образований признается не всеми геоморфологами (Чочия, Кузин, 1964; Генералов, 1981). Поэтому и границы оледенения проводятся по-разному. На Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн, кроме того, отражена различная трактовка генезиса многих грядовых форм и аккумулятивных покровов.

Морфоскульптура флювиального типа распространена широко на всей Западно-Сибирской равнине во внеледниковой области она явно господствует над всеми другими типами морфоскульптуры. Флювиальные формы рельефа формировались во все этапы развития и представлены как эрозионными, так и аккумулятивными формами. В связи с разным геологическим возрастом элементы флювиальной морфоструктуры в морфологическом отношении весьма разнообразны (от очень слабо до очень хорошо сохранившихся). Основными формами ее являются аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные равнины и террасы, а также различного рода промоины, овраги, балки и речные долины в целом.

Во внешнем морфоскульптурном поясе из наиболее древних форм рельефа сохранились аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные равнины неоген-раннеплейстоценового возраста. В связи с различным характером проявления неотектонических движений эти равнины разновысотны и представлены в разных районах различным числом уровней. В общем же они относятся к равнинам с высотными отметками, превышающими 120—130 м.

Обширные пространства занимают аллювиально-озерные и озерные равнины среднеледниковой эпохи, сформировавшиеся в эпоху самаровского оледенения. В их сложении участвует мощная толща осадков, накапливавшихся в условиях высокого положения базиса эрозии (уровень ямальского моря) и тектонических опусканий. В связи с этим мощность осадков достигает десятков метров. В разрезах значительное место занимают озерные фации. Поверхность этой полигенетической равнины на больших площадях является ныне междуречьем, плоским, субгоризонтальным, сильно заозеренным и заболоченным. В северном направлении (в зоне Сибирских Увалов и севернее их) она переходит в охарактеризованную морскую ямальскую равнину. На правобережье субширотного отрезка долины Оби формирование равнины осуществлялось не только речными потоками, но и тальными ледниковыми водами. В предгорьях Алтая эта равнина переходит в пятую надпойменную террасу Оби. Время формирования рассматриваемого уровня характеризовалось наименьшей (за весь новейший этап) глубиной расчленения.

Широко распространена аллювиально-озерная равнина, сформировавшаяся в казанцевское межледниковье и являющаяся ныне IV надпойменной террасой

(50—80 м). Ее формирование на обширных пространствах в северной части Западной Сибири явилось начальным этапом образования сети современных речных долин; в это время заложился плановый рисунок гидросети. На поверхности наиболее низких — I и в меньшей мере II надпойменных террас на многих участках развиты эрозионно-аккумулятивные формы (гряды, валы, староречья, озерные западины и т.п.).

На юге Западной Сибири довольно широко распространен гривно-ложбинный рельеф. На одних участках гривно-ложбинные формы ориентированы согласно с простираем современных речных долин, на других — вкрест их простираения. По вопросам его генезиса и возраста до сих пор не прекращаются дискуссии. По мнению авторов этого раздела, этот рельеф большей частью имеет эрозионно-аккумулятивное происхождение. Вместе с тем существуют аналогичные образования и золотового генезиса.

Морфоскульптура денудационного типа развита главным образом на юге Западно-Сибирской равнины. Она представлена в основном несколькими уровнями денудационных равнин, распространенных в диапазоне высот от 110 до 400 м. Все они приурочены к внешнему морфоскульптурному поясу. Формирование равнин происходило преимущественно в неогене. Их цоколь сложен разновозрастными породами палеозоя и чаще мезокайнозоя. Встречаются и коры выветривания. Плейстоценовые отложения распространены не повсеместно и, как правило, мало мощны. В генетическом отношении это чаще всего супесчано-суглинистые субаэральные отложения.

При составлении Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн ее авторам не удалось преодолеть отмечавшиеся выше расхождения границ самаровского и зырянского оледенений. Учитывая, что этот вопрос требует дальнейшего исследования, было сочтено целесообразным привести на ней два варианта их границ.

Максимальным было самаровское среднеледниковое оледенение. Ледниково-аккумулятивный рельеф этого возраста не сохранился. Поэтому граница проводится по геологическим данным, что обусловило ее схематичность. Многие исследователи считают, что уральский и сибирский ледниковые покровы этого оледенения соединялись. В связи с этим граница этого оледенения проводится непрерывной линией от Урала до Средне-Сибирского плоскогорья. По мнению же других геоморфологов, эти покровы в эпоху зырянского оледенения не смыкались. Не существовало и огромного подпрудного озерного бассейна, так как речной сток на север отсутствовал.

Размеры зырянского оледенения (поздний плейстоцен) также определяют весьма различно. Нет единогласия по этому вопросу и между авторами этого раздела, что явилось причиной показа на Геоморфологической карте СССР двух вариантов границ этого оледенения. Согласно представлению одних исследователей, зырянские ледники далеко в пределы Западно-Сибирской равнины не заходили, а льды, спустившиеся с Урала, перекрывали долину Оби только в районе Салехарда. Но была ими перекрыта только его юго-западная часть. На востоке Сибирский ледниковый покров доходил только до правобережья Турухана, где развит хорошо выраженный ледниково-аккумулятивный рельеф. Другие исследователи считают, что зырянское оледенение охватывало большую территорию. По их мнению, в бассейне нижней Оби льды достигали верховьев Куновата и на значительной площади распространялись на правобережье Оби. На востоке, по их мнению, льды достигали долины Таза.

Отложения максимальной ранне-среднеледниковой трансгрессии Полярного бассейна известны на обширных пространствах севера Западной Сибири вплоть до Сибирских Увалов. Однако, поскольку они еще слабо изучены, южная граница максимальной трансгрессии определена лишь схематично, и поэтому на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн не показана. Уровень моря поднялся в это время на 100—120 м выше современного.

Казанцевская трансгрессия Полярного бассейна (первая половина позднего плейстоцена) охватывала заметно меньшую площадь. Ее уровень превышал современный уровень океана на 50—70 м. Наиболее далеко на юг она проникала по речным долинам, образуя заливы типа современных губ. Эта трансгрессия была наиболее тепловодной за весь плейстоцен.

РАВНИНЫ И НИЗКОГОРЬЯ КАЗАХСТАНА (КАЗАХСКИЙ ЩИТ)

Казахский щит — выступ сложнодислоцированного, складчато-глыбового основания Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. В морфоструктурном отношении он представляет целостную область преимущественного развития цокольных равнин и островных низкогорий со специфическим, мелкосопочным типом расчленения. Это обусловило широко распространенное название территории как Центрально-Казахстанский мелкосопочник.

На юго-западе, западе, севере и северо-востоке Казахский щит граничит с платформенными морфоструктурами Чуйской, Тургайской и Иртышской синеклиз, а на юге и юго-востоке — с орогенной областью Центрально-Азиатского пояса. На западе его морфологически выраженная граница с пластово-денудационными равнинами Тургая проходит около 66° в.д. Частично она связана с разрывными нарушениями (Николаев, 1962). На севере, северо-востоке и юго-западе цокольные равнины щита через промежуточную полосу полупогребенных цокольных равнин довольно плавно переходят в пластово-денудационные равнины Иртышской и Чуйской синеклиз. Наиболее условны южная и юго-восточная границы щита, поскольку переход платформенных морфоструктур в орогенные не везде четкий. В этой части его, в пределах Балхашской, Алакольской и Зайсанской предгорных впадин, широко представлены разнообразные переходные морфоструктуры зоны сочленения платформенных равнин и орогенов.

Основные черты орографии и морфоструктура

В орографическом отношении для рассматриваемой территории характерна монолитность, проявляющаяся в слабой дифференциации его рельефа на крупные орографические единицы и преобладании равнин с абсолютными отметками, превышающими 200 м (максимальная абсолютная высота 1565 м). Однако между западной и восточной частями территории (граница между ними проходит по 71° в.д.) отмечаются известные различия. В западной части крупные орографически обособленные возвышенности — Кокчетавская, Улутауская — и Сарысу-Тенгизский водораздел разделены относительно пониженными равнинами Тенгизской и Сарысульской впадин. В восточной части щит имеет форму обширного ступенчатосводового поднятия (Центрально-Казахстанского) с более коротким южным и растянутым северным склонами. В этой части его особенно ярко проявляется ярусное устройство поверхности — широкое развитие системы разновысотных уровней, как региональных, так и локальных.

Представление о многоярусном ландшафте Казахского щита наиболее последовательно развивалось в работах Г.Ц. Медоева (1960) и его последователей. Однако в отношении генетической оценки этой ярусности исследователи не имеют единого мнения. Остается дискуссионным вопрос о том, представляют ли эти разновысотные уровни поверхности выравнивания различного возраста или являются в разной степени деформированными фрагментами единого пенеплена. Наиболее распространено представление, согласно которому современный морфоструктурный план Казахского щита сформировался на основе древнего пенеплена. На Карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1:2,5 млн (1971)

основная часть щита показана как мезозойская поверхность выравнивания, созданная процессами длительного и глубокого денудационного среза с преобладанием открытых каолиновых кор выветривания. (Эту точку зрения разделяют и авторы настоящего раздела.)

На Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн в генерализованном виде изображена система реально существующих высотных ярусов Казахского щита и проведено их генетическое расчленение. Занимающие обширную зону различные в морфологическом отношении (наклонные, ступенчато-ярусные и субгоризонтальные) цокольные и цокольные полупогребенные равнины, как расположенные по периферии щита, так и внедряющиеся в его внутреннюю часть в виде обширных заливов с абсолютными отметками 100—400 м (реже до 600 м), отнесены к категории денудационных. Это участки древнего пенеплена, испытавшие в новейшее время слабые деформации положительного знака с амплитудой до 400 м. К ним относятся равнины Тенгизской и Сарысуйской впадин, прииртышского склона щита, восточной части плато Бетпак-Дала и Чу-Балхашского водораздела (рис. 8).

Крупные фрагменты пенеплена, деформированные в новейшее время в виде обширных пологих сводов (с отдельными глыбовыми перемещениями), выделены как сводово-глыбовые массивы и рассматриваются с известной условностью как структурно-денудационные образования. К ним относятся Кокчетавская и Улутауская возвышенности, а также Сарысу-Тенгизское и Центральнo-Казахстанское поднятия субширотного простирания, образующие главный Арало-Иртышский водораздел в пределах Казахского щита. В высотном отношении они составляют три обобщенных уровня: 400—500 м — Кокчетавская возвышенность и Сарысу-Тенгизский водораздел, 500—600 м — Улутауская возвышенность и северный склон Центральнo-Казахстанского поднятия, 600—800 м — сводовая часть этого поднятия. В пределах указанных уровней отмечается еще более дробная ярусность.

Разнообразные в морфологическом отношении низкогорья, представленные на Геоморфологической карте двумя ярусами — 600—1000 и 1000—1500 м, рассматриваются как сводово-глыбовые и глыбовые горы и отнесены к денудационно-тектонической категории морфоструктур.

Морфоструктура Казахского щита отражает сложные структурно-геологические особенности субстрата, возникшие в ходе геологического развития, и характер его новейших деформаций. Территория Казахского щита представляет палеозойскую складчатую область, испытавшую в орогенные этапы развития континентальный сводово-глыбовый тектогенез. Субстрат щита консолидированный, мозаично-блоковый, включающий фрагменты разновозрастных складчатых сооружений (докембрийских, каледонских и герцинских), осложненных многочисленными разрывными нарушениями разных порядков. Наиболее интенсивные дизъюнктивные тектонические процессы и дифференциальные блоковые дислокации связаны с орогенными этапами развития каледонид и герцинид.

На геоморфологическом этапе с мезозоя, началась континентальная фаза развития. Казахский щит пережил континентальную фазу развития с периодически менявшимся тектоническим режимом. Периоды активизации движений чередовались с эпохами выравнивания и корообразования, отмечавшимися в конце триаса, ранней и средней юре и в раннемеловое время. В палеогене в условиях трансгрессии окружающих щит морей сохранялись благоприятные условия для выравнивания суши в его пределах. На неотектоническом этапе развития щита, начавшемся в конце раннего олигоцена, важным периодом явился миоцен — период накопления озерных глин аральского возраста. Встречающиеся почти повсеместно аральские глины являются важным геоморфологическим репером. По их гипсометрическому положению можно судить об интенсивности и направленности движений новейшего времени. Однако сводной картины о положении аральских глин для всего щита пока нет.

На неотектоническом этапе развития Казахского щита преобладали движения

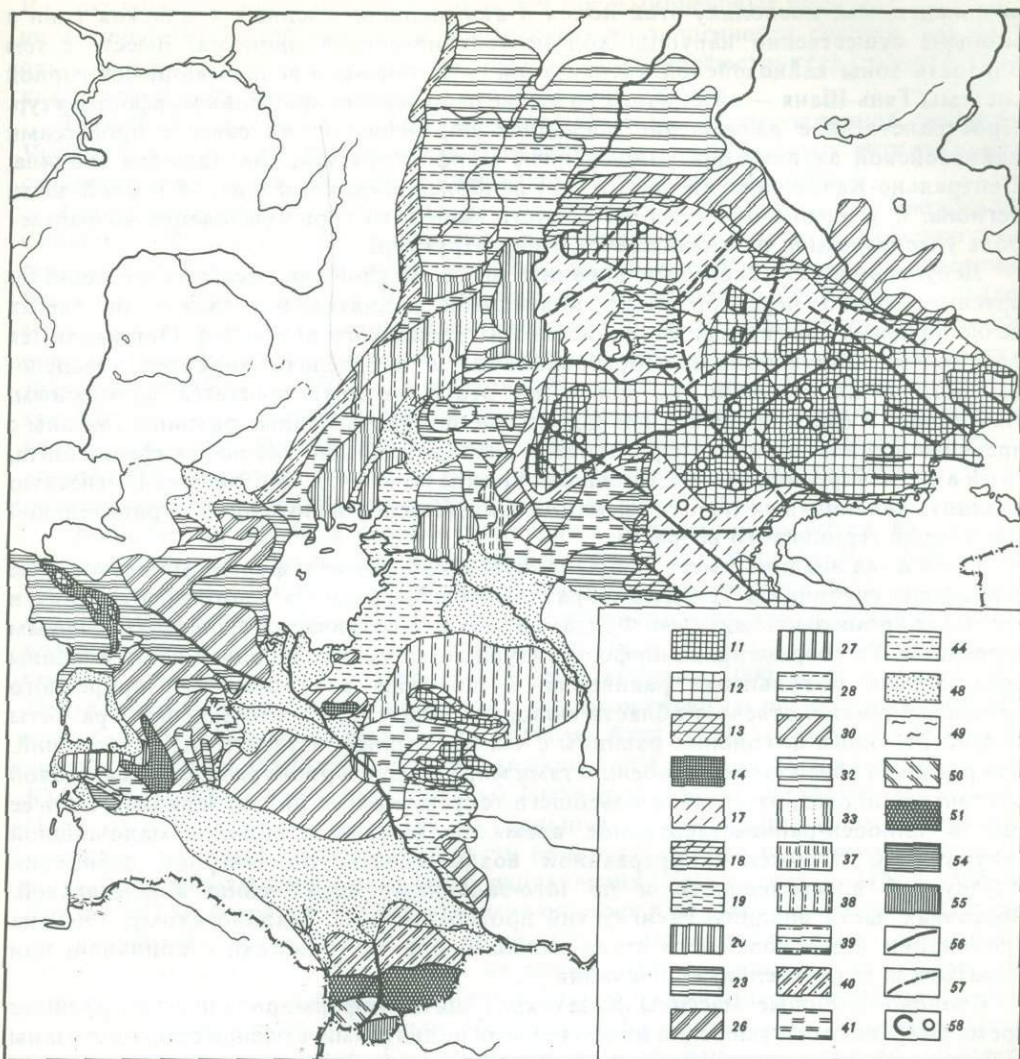


Рис. 8. Морфоструктура платформенных равнин Средней Азии и Казахстана. (Объяснение условных обозначений см. в сводной легенде морфоструктуры суши — рис. 1)

платформенного типа. Проявляясь в условиях жесткого субстрата, они имели сводово-глыбовый и глыбовый характер при господстве вертикальной составляющей и небольших амплитуд. Именно преобладание слабых и умеренных новейших движений способствовало сохранности древнего пенеплена. Участки, на которых он был наиболее поднят (с амплитудой до 1000 м), характеризуются низкогорным рельефом.

Формирование современной морфоструктуры Казахского щита находится в тесной зависимости от орогенных структур средне- и позднепалеозойского этапов. Умеренные по интенсивности, слабо дифференцированные новейшие движения не могли коренным образом изменить тектонический план орогенных структур. В новейшее время наряду с формированием пологих сводовых поднятий происходило четкое обновление основных глубинных разломов, что определило унаследованность структурного каркаса региона с палеозоя. Однако в условиях Казахского щита тип развития был не древнеунаследованным, а унаследованно

возрожденным, поскольку этап покоя и аккумуляции озерных аральских глин в миоцене существенно нарушил ход неотектонического процесса. Вместе с тем близость зоны кайнозойской активизации — интенсивно воздымающейся горной системы Тянь-Шаня — обусловила развитие наложенных новейших морфоструктур. Пространственное размещение последних подтверждает их связь с процессами кайнозойской активизации. Наложённые морфоструктуры (Балхашская впадина, Центрально-Казахстанский свод и др.) наиболее широко развиты в южной части региона. С удалением на север от области молодого горообразования возрастает роль унаследованно развивающихся морфоструктур.

Денудационные цокольные равнины щита (наклонные, местами ступенчато-ярусные), слабо переработанные новейшими поднятиями, развиты на самых разнообразных структурах каледонского и герцинского возрастов. Они являются фактически аструктурными образованиями, и определить характер унаследованности в их развитии на новейшем этапе не представляется возможным. Наклонные и субгоризонтальные цокольные полупогребенные равнины связаны с древними отрицательными структурами, расположенными как по периферии щита, так и в его внутренних частях. Среди них прежде всего следует отметить Тенгизскую впадину, являющуюся по отношению к каледонидам наложенной отрицательной структурой герцинского возраста.

Тенгизская впадина имеет неправильную изометричную форму. На востоке она ограничена глубинным Тенгизским разломом субмеридионального простирания, в новейшее время омоложенным. Фундамент впадины отличается сложным блоковым строением. Ее современная морфоструктура гетерогенна. Западная часть впадины представлена цокольными равнинами с широким развитием зон приречного мелкосопочника и отвечает области молодых поднятий; в восточной части развиты полупогребенные цокольные равнины с чехлом рыхлых четвертичных отложений. Эти различия обусловлены особенностями морфоструктурного развития Тенгизской впадины на последних стадиях новейшего тектонического цикла. Западная часть ее еще в плиоцен-раннечетвертичное время представляла область маломощной аккумуляции отложений, прерванной воздыманиями по северной периферии Улутауской возвышенности и по юго-западному обрамлению Кокчетавской. Восточная часть впадины (Тенгизский прогиб, по В.Ю. Малиновскому, 1967) на протяжении всего новейшего этапа являлась или тектонически стабильной, или испытывала относительные опускания.

Сводово-глыбовые массивы Казахского щита, деформированные в новейшее время умеренными и умеренно интенсивными поднятиями, в разной степени связаны с каледонскими и герцинскими структурами. Кокчетавская возвышенность, имеющая конфигурацию неправильного овала субширотного простирания, в основных чертах соответствует контуру крупного каледонского антиклинория, для которого характерны выходы в ядре древнейших пород арха и рифея, широкое развитие гранитных интрузий каледонского возраста, преобладание северо-восточного и широтного простирания структурных элементов. В современной морфоструктуре это отражено обновленными разрывами северо-восточного простирания, широким развитием кольцевых морфоструктур и островных гор на гранитах. В настоящее время эти образования рассматриваются как активно развивающиеся структуры (Клюшкин, Скублова, 1970; Скублова, Зорина, 1975). Улутауская возвышенность, включая массив Арганаты, также имеет форму неправильного овала, но с субмеридиональным простиранием, что соответствует в общем виде каледонскому Улутаускому антиклинорию (уральского простирания).

Обе возвышенности имеют очень древний возраст, о чем свидетельствует присутствие в их строении фрагментов докембрийских сооружений. На протяжении палеозоя они сохраняли устойчивую тенденцию к поднятию. В основном эта тенденция проявлялась и в мезозое. В миоцене произошло частичное погребение Кокчетавской возвышенности, полное — Улутауской отложениями аральских глин.

Их современный облик создан в результате послемiocеновых поднятий умеренной интенсивности. Кокчетавскую и Улутаускую возвышенности следует, вероятно, отнести к категории унаследованно возрожденных морфоструктур (имеется в виду унаследованность от каледонского структурного яруса).

Такова же природа и сводово-глыбового массива на северо-западной периферии Чу-Илийских гор. Он приурочен к Бурунтавскому каледонскому антиклинорию, ограниченому зоной Джалаир-Найманского глубинного разлома.

Сарысу-Тенгизский водораздел, расположенный между равнинами Тенгизской и Сарысуйской впадин, в структурном отношении соответствует субширотному герцинскому сводово-блоковому поднятию, наложенному на структуры каледонид. В позднем мелу—палеогене он сохранял свое водораздельное положение, однако в миоцене был перекрыт озерными отложениями аральского возраста. Послемiocеновые поднятия, определившие современный облик водораздела, достигли в западной части 250—300 м, в восточной — 400 м. Для его морфоструктуры характерны омоложенные разрывы субширотного и северо-западного простирания, наследующие герцинский структурный план. Таким образом, Сарысу-Тенгизский водораздел является унаследованно возрожденной морфоструктурой, но по отношению не к каледонским структурам, а к герцинидам.

Наиболее сложным в морфоструктурном отношении является Центрально-Казахстанское поднятие, представляющее обширное ступенчато-глыбовое образование, занимающее всю восточную половину Казахского щита, где широко развит низкогорный рельеф. В сводовой части поднятия отдельные изолированные массивы возвышаются над пьедесталом, представленным в основном денудационным уровнем на абсолютных отметках 600—800, местами 1000 м. В западной части Центрально-Казахстанского поднятия к таким островным низкогорьям относятся горы Бугалы (1187 м), Жаксы-Тагалы (1041 м), Актау (1133 м), Ортау (1068 м) и ряд других. Центральная часть наиболее высокая, в ней сосредоточены горные массивы Кызылтас (1283 м), Каркаралы (1403 м), Кызылрай (1565 м), Кент (1469 м), Кошубай (1559 м) и Коньртемирши (1369 м), большей частью приуроченные к гранитам пермского возраста. В восточной части поднятия широко представлены линейно-вытянутые хребты северо-западного направления (Кан-Чингиз — 1152 м, Чингиз-Тау — 1077 м, Акшатау — 1305 м), сменяющегося к югу на субширотное. Отметим, что основной Арало-Иртышский водораздел щита расположен на абсолютных высотах около 1000—1200 м, в то же время наиболее высокие из низкогорных массивов, такие, как Каркаралы, Кент и Кызылрай, находятся за его пределами.

Выше указывалось, что для Центрально-Казахстанского поднятия весьма типично ярусное строение. Кроме отмеченных обобщенных уровней, прослеживается и ряд других. Так, в его сводовой части реконструируются уровни на абсолютных высотах около 600, 700, 800, 900 и 1000 м, а на северном склоне наряду с обширной ступенью, имеющей отметки 500—600 м, представлена и менее протяженная с высотами 400—500 м. На их фоне выделяются островные горы — Баянаульские (1026 м), Кызылтау (1055 м), Нияз (833 м), Ерментау (899 м) и др. Конфигурация островных гор и их ориентировка весьма различны.

По отношению к древнему структурному плану Центрально-Казахстанское поднятие в целом является наложенной морфоструктурой, возникшей на весьма гетерогенном субстрате. Его западная и северо-западная части приурочены к каледонским антиклинориям — Атасу-Моинтинскому и Тектурмасскому соответственно субмеридионального и северо-восточного простирания. Центральной, наиболее возвышенной части поднятия соответствуют отрицательные герцинские структуры — Токрауский и Северо-Балхашский синклинии с широким развитием вулканогенных пород и интрузиями пермских гранитов. Восточная часть поднятия приурочена к каледонскому Чингиз-Тарбагатайскому антиклинорию и к герцинскому Жарминскому синклинорию.

Глыбовые и сводово-глыбовые низкогорья, весьма многочисленные в пределах

Центрально-Казахстанского свода, по-разному связаны с древним структурным планом. Значительная часть низкогорных островных массивов приурочена к интрузиям пермских гранитов (их особенно много в центральной части поднятия — Каркаралы, Кент, Кызылрай и др.). В последнее время утвердилась тенденция рассматривать островные горы на гранитах как в разной степени эродированные кольцевые морфоструктуры, представляющие локальные поднятия (брахискладки основания), которым обычно соответствуют локальные гравитационные минимумы, обусловленные гранитными плутонами (Скублова, Зейлик, 1969; Скублова, Зорина, 1975). При этом считается, что, чем эродированнее кольцевая морфоструктура, тем она резче выражена в рельефе. Примером может служить гора Бектауата (1213 м), которая на 600 м возвышается над цокольными равнинами северного Прибалхашья. Она представляет отпрепарированный центральный магматический плутон округлой формы.

Для морфоструктуры Казахского щита весьма характерно развитие широкой сети разломов. На Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн выделены основные региональные разломы, испытавшие в новейшее время обновление. Они подразделяются на два типа. Разломы первого типа — региональные структурные швы, по которым происходили вертикальные подвижки; они фиксируются в рельефе четко выраженными уступами, протягивающимися иногда на многие десятки километров. Разломы этого типа нередко ограничивают морфоструктуры первого и второго порядков или расчленяют их на основные элементы с различным режимом развития. Разломы второго типа, включающие и "скрытые" разломы фундамента, выявляются по ряду косвенных признаков, например по прямолинейным элементам гидросети, по совокупности локальных морфоструктур. При выявлении этих разломов учитываются характерные для них особенности: преимущественно поперечное положение относительно генеральных направлений и независимость по отношению к пересекаемым ими разнородным структурным элементам.

Дизъюнктивные нарушения Казахского щита отражаются в геофизических полях. Наиболее интересным феноменом в этом отношении является Центрально-Казахстанский мегаблок (Центрально-Казахстанский гравитационный минимум), ограниченный со всех сторон глубинными разломами: на севере Тектурмасским, на юге Бектауатинским, на западе Атасуйским и на востоке Центрально-Казахстанским. Все разломы глубинные, проникающие вплоть до верхней мантии. Они в разной степени омоложены и выражены в рельефе уступами или комплексом косвенных признаков. Центрально-Казахстанский мегаблок в пределах щита отличается повышенной мощностью земной коры (50—52 км), тогда как для щита в целом характерна средняя мощность в 40 км, именно для него типично широкое развитие лейкократовых и аляскитовых гранитов пермского возраста, на которых развиты островные низкогорья. Геодезические данные, полученные при повторном нивелировании, свидетельствуют о современной активности этих морфоструктур. Совокупность факторов, характеризующих современную геодинамику этого мегаблока, позволяет рассматривать его как очень активную в пределах щита морфоструктуру — блокоген (Герасимов, 1976). На Карте новейшей тектоники СССР (1977) он выделен из платформенных структур Казахского щита как ороген.

Среди глубинных разломов наибольшее морфоструктурное значение имеют те, которые переходят в пределы щита из орогенной области. Прежде всего следует отметить систему разрывов Джалаир-Найманской, Джунгарской и Чингиз-Тарбагатайской зон (все северо-западного простирания), обычно выраженную в рельефе уступами, а также субширотные разрывы северного Прибалхашья.

Возраст морфоструктуры Казахского щита определяется началом деформаций исходного пенеплена. По вопросу, когда начались эти деформации, мнения исследователей расходятся. Например, З.А. Сваричевская (1961, 1965) связывает их начало со средним олигоценом, В.И. Бабак и Э.К. Пансова (1968) — с эоценом,

В.Ю. Малиновский (1967) — с поздним мелом. Наиболее оптимальным решением этого вопроса является оценка, согласно которой денудационные равнины (под которыми понимается недеференцированный пенеплен) имеют позднемеловой возраст, а сводово-глыбовые массивы и островные низкогорья — от олигоценового до плейстоценового.

Морфоскульптура

В облике морфоскульптуры региона отражены особенности морфоструктурного развития Казахского щита: длительная на геоморфологическом этапе континентальная планация в условиях тектонической стабильности и неравномерность новейших движений, определивших разную, но в целом невысокую степень вторичного расчленения исходного пенеплена. Он отражает также огромное влияние миоценового этапа выравнивания территории в период аккумуляции аральских глин, поскольку последующие слабые и умеренные новейшие деформации не смогли существенно перестроить выложенный рельеф (рис. 9).

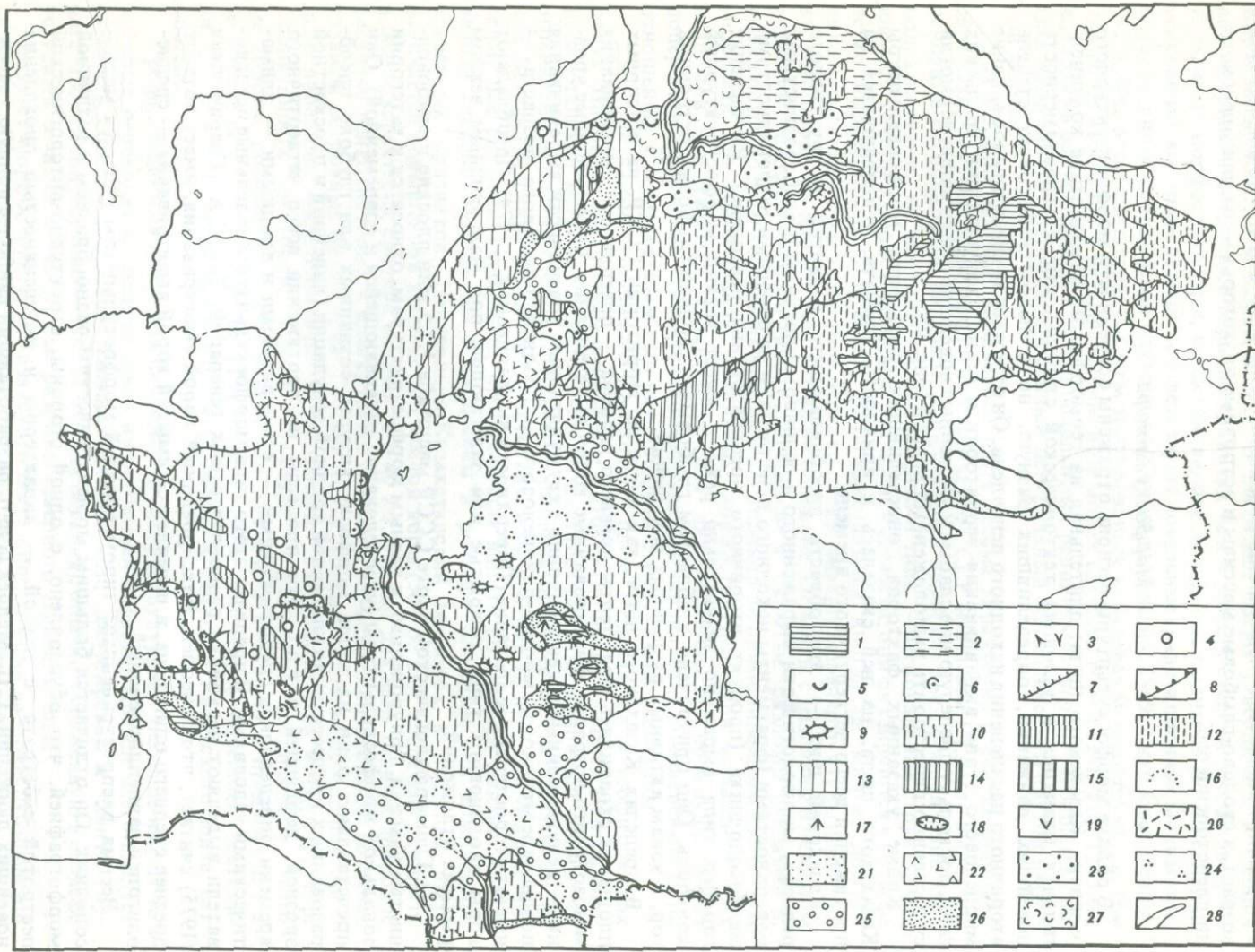
Кроме указанных факторов, определивших специфику морфоскульптуры Казахского щита, на ней сказались и аридность климата, усиливавшаяся на протяжении всего четвертичного времени.

Казахский щит — это область преобладающего развития деструктивного рельефа, морфологически выраженного в основном плоскими и слабоволнистыми поверхностями (фрагменты исходного пенеплена) и различными разновидностями мелкосопочника (продукт вторичного преобразования пенеплена). Расчленение горного типа выражено значительно реже и имеет четкий морфоструктурный контроль. Оно приурочено к областям глыбовых и сводово-глыбовых островных гор, к зонам активных разрывных нарушений.

В пределах Казахского щита, как нигде на территории СССР, на обширных площадях сохранились фрагменты древнего рельефа — поверхности выравнивания мезозойского возраста, фиксированные корой выветривания. Более молодые уровни — денудационные и денудационно-аккумулятивные поверхности выравнивания позднепалеогенового, миоцен-плиоценового и позднеплиоценового возраста — имеют второстепенное значение (Поверхности выравнивания..., 1974). Преобладают коры каолинового типа, открытые или залегающие под маломощным чехлом рыхлых отложений.

На Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн плоские и слабоволнистые участки, приуроченные к разным морфоструктурам, относятся к категории зональной морфоскульптуры (унаследованно развивающейся и современной). Они представляют один из типов морфоскульптуры, созданных или глубоко преобразованных процессами комплексной аридной денудации (линейной и плоскостной эрозией, дефляцией и т.д.). Эти процессы на протяжении всего четвертичного времени определялись специфическими — семиаридными и аридными — климатическими условиями. В пределах этого типа морфоскульптуры отдельные исследователи выделяют несколько разновозрастных генераций. Так, З.А. Сваричевская (1975) считает, что пенеплен, фиксированный корой выветривания, имеет возраст древнее среднего олигодена, а пенеплен со смытой корой выветривания — среднеолигоцен-раннеплиоценовый.

Весьма распространенным типом аридной морфоскульптуры является мелко-сопочник. Он отличается большим морфологическим разнообразием и различной морфографией, что обусловлено, с одной стороны, структурно-литологической пестротой субстрата, с другой — характером и интенсивностью проявления новейших движений. Г.Ц. Медоев (1960), разработавший наиболее полную классификацию мелкосопочного рельефа, выделяет ряд морфологических разновидностей его: грядовый, грядово-увалистый, грядово-куполовидный, грядово-гривовый, увалистый, увалисто-куполовидный, куполовидный, конусовидный, рельеф щерба-



тых скал, гривовый. По глубине расчленения Г.Ц. Медоев различает мелкосопочник низкий, средний и высокий с относительными высотами соответственно 50, 50—100 и 100—200 м. (На Геоморфологической карте СССР мелкосопочник по условиям масштаба на морфологические и морфометрические разновидности не подразделяется.)

В генетическом и возрастном отношении обычно различают две категории мелкосопочника — водораздельный (более древний) и приречный или мелкосопочник склонов (более молодой). З.А. Сваричевская (1975) рассматривает водораздельный мелкосопочник как продукт новейшего преобразования исходного пенеплена в местах его слабых поднятий и по возрасту считает его аналогичным пенеплену со смытой корой выветривания, т.е. среднеолигоцен-раннеплиоценовым. Приречный, или мелкосопочник склонов, отличается большей расчлененностью и обнаженностью. Он образует нижний молодой ярус эрозионного рельефа в областях поднятий, как общих, так и локальных.

Низкогорное расчленение составляет третий, наиболее распространенный в пределах Казахского щита тип морфоскульптуры. Преобладают неглубоко расчлененные низкогорья (относительная высота 100—500 м) различного морфологического облика в зависимости от литологии субстрата. Так, островные горы на гранитах имеют обнаженные склоны, резко очерченные вершины и отличаются сильной трещиноватостью, используемой линейной эрозией. В условиях засушливых равнин эти островные низкогорные массивы являются своеобразными залеженными оазисами. Этот тип морфоскульптуры относится к категории аazonальной морфоскульптуры, контролируемой преимущественно морфоструктурными условиями.

Аридность климата рассматриваемого региона, обуславливающая преобладание в его пределах зональных типов морфоскульптуры, в полной мере отражает и характер речной сети. Здесь представлены в основном плесовые реки, имеющие временные водотоки, теряющиеся в собственных наносах. Последние плохо окатаны и сортированы, представляя по существу разновидность пролювиальных отложений.

Однако, несмотря на такой характер водотоков, созданные ими долины отражают морфоструктурные различия отдельных районов. В пределах положительных морфоструктур типа Кокчетавской и Улутауской возвышенностей они имеют радиальный рисунок. Ширина долин не превышает 1—2 км при глубине вреза 10—40 м. Они хорошо разработаны и имеют террасы. Наиболее широко представлены молодые террасы — I надпойменная и пойма (Q₃—Q₄). Более высокие — II и III террасы — развиты фрагментарно. Склоны долин часто расчленены мелкими логами и превращены в приречный мелкосопочник. Встречаются antecedentные каньонообразные участки долин.

Участки современных долин, приуроченные к древним долинам и впадинам, имеют совершенно иной облик. Они расширяются до нескольких километров и сохраняют пологие склоны древних долин. Проблеме древних долин Казахстана посвящена обширная литература. Различают несколько их возрастных генераций.

Рис. 9. Морфоскульптура равнин Средней Азии и Казахстана

Азональная. Типы: 1 — горный (вырезанный), созданный эрозионно-денудационными процессами; 2 — плоский и слабоволнистый, созданный процессами комплексной денудации. Комплексы эрозионных, карстовых, суффозионно-просадочных и гравитационных форм: 3 — овраги; 4 — воронки; 5 — западины, степные блюдца; 6 — оползни; 7 — уступы денудационные; 8 — то же, абразионные; 9 — денудационные останцы. Зональная. Типы унаследованно развивающейся и современной морфоскульптуры, созданные или глубоко преобразованные процессами комплексной аридной денудации: 10 — плоский и слабоволнистый; 11 — увалистый (баиры); 12 — холмистый, грядовый, увалистый (мелкосопочник); 13 — столово-ступенчатый; 14 — столово-останцовый (турткули); 15 — кузово-грядовый. Комплексы форм дефляции и аридной аккумуляции: 16 — бугристо-грядовые золовые; 17 — пролювиальные конусы выноса; 18 — денудационно-дефляционные котловины; 19 — гривно-ложбинный реликтовый полигенетический. Генезис четвертичных рельефообразующих покровов: 20 — морской; 21 — аллювиальный; 22 — озерно-аллювиальный; 23 — дельтовый; 24 — субазально-дельтовый; 25 — аллювиально-пролювиальный; 26 — делювиально-пролювиальный; 27 — озерный; Комплекс флювиальных форм: 28 — долины

Согласно З.А. Сваричевской (1975), древнейшие долины имеют поздневерхне-меловой—эоценовый возраст, древние — среднеолигоцен-раннеплиоценовый. В современном рельефе эти долины не выражены, поскольку они погребенные. Песчано-галечниковый аллювий древних долин обычно является водоносным горизонтом и широко используется для водоснабжения. Перекрывающие его глины аральской и павлодарской свит составляют основную массу осадков, выполняющих долины. Мощность четвертичного аллювия обычно достигает нескольких первых метров. Широко представлены в пределах щита цокольные террасы.

Современные долины большей частью наследуют направление древних долин. Они обычно не испытывают перестройки, но иногда она все же отмечается. Например, в долине Сарысу и в низовьях Нуры выделяются участки палеодолин, выраженные в рельефе по-разному: в долине Сарысу наблюдается скопление дюн, а в низовьях Нуры образовалась цепочка озер.

В пределах Казахского щита широко представлены бессточные впадины разного размера, занятые озерами. Генетически они подразделяются на тектонические, сорово-дефляционные и суффозионные. К тектоническим относятся озерные впадины в районе Кокчетавских и Баянаульских гор, а также озер Карасор, Тениз, Кургальджин и некоторые другие. Сорвая дефляция распространена в засушливых районах. К впадинам, возникшим под влиянием этого процесса, относятся впадина северного Прибалхашья к востоку от устья Моинты, впадины озер на левобережье Селеты — Алаколь, Алтайсор, Тамсор, Карасор и другие. Почти все крупные впадины этого типа являются реликтовыми образованиями. Суффозионные впадины развиты преимущественно на водораздельных равнинах и пологих склонах. Размеры их варьируют от нескольких первых десятков метров до 100—200 м при глубине от 0,5 до 2—3 м.

Современных карстовых форм в пределах рассматриваемой территории нет, поскольку аридность климата и редкая речная сеть не благоприятствуют его развитию, однако бурение выявило древние погребенные карстовые формы.

Преобладание в пределах Казахского щита деструктивного рельефа обусловило слабое развитие рыхлых покровных отложений. Исключением являются восточная часть Тенгизской впадины и прилегающие к ней склоны Кокчетавской возвышенности. Рыхлые отложения развиты там повсеместно, и их мощность достигает нескольких десятков метров. Генезис этих отложений различный. Покровные суглинки восточной части Тенгизской впадины относятся к озерно-аллювиальным отложениям раннечетвертичного возраста, коррелятные им отложения склонов прилегающих возвышенностей — к делювиально-пролювиальным.

РАВНИНЫ ТУРАНА И ТУРГАЯ

В развитии равнин Турана, южного и центрального Тургая прослеживается ряд общих черт, что позволяет объединить их в единый регион. Северный же Тургай по характеру рельефа и истории его развития тяготеет к Западно-Сибирской равнине. Пограничное положение территории, ранее развивавшейся как единый Тургайский прогиб, обусловило гетерогенность ее новейшего преобразования.

Основные черты орографии и морфоструктура

Северная граница Турана проходит по южной окраине Южно-Тургайской и северному борту Челкарской равнин, северо-западная — по северным чинкам северного Устюрта, западная — по побережью Каспийского моря, южная — по подножию гор Средней Азии, а восточная — по юго-западной окраине Центрально-Казахстанского мелкосопочника. Северная граница равнин Тургайского плато

протягивается по юго-западной окраине Западно-Сибирской равнины, западная — по субмеридионально ориентированным равнинам Зауральского плато, восточная — по западному краю Центрально-Казахстанского мелкосопочника и субмеридиональному отрезку долины среднего Ишима.

В границах молодых платформенных равнин М.Е. Городецкая (1964, 1972, 19756) выделяет внешний относительно повышенный орографический пояс и внутреннюю относительно пониженную область.

К внешнему поясу приурочены повышенные равнины, различные как по абсолютным высотам, так и по простиранию крупных элементов рельефа и их морфологии.

Севернее впадины Аральского моря располагаются Северо-Приаральские столово-ступенчатые плато и равнины (80—150 м), а также столово-останцовые плато (до 327—345 м), которые с запада ограничены Челкарской субгоризонтальной равниной с двумя высотными уровнями (100—150 и 150—200 м), а с востока — низменный субгоризонтальной равниной Приаральских Каракумов (90—110 м). К востоку от этой равнины простирается Нижне-Сырдарьинская ярусная равнина, осложненная столовыми останцами с абсолютной высотой до 280 м.

Весь этот район характеризуется субмеридиональной ориентировкой крупных элементов рельефа, которая прослеживается на запад вплоть до Мугуджар.

К западу от впадины Аральского моря в Мангышлак-Устюртской зоне в рельефе господствуют столово-бронированные и слабонаклонные плато субширотного простирания, на фоне которых выделяются изолированные увалы и впадины. Здесь располагается Северо-Устюртское плато с системой высотных уровней от 100—120 до 200—220 м и Самско-Косбулакская субгоризонтальная равнина с высотами 100 м и меньше.

Преобладающее на Северо-Устюртском плато восток-северо-восточное простирание орографических элементов сменяется на центральном Устюрте восток-юго-восточным. В этой части Устюрта находятся собственно Центрально-Устюртское столовое бронированное плато (200—250 м) с системой увалов высотой 290—327 м и возвышенность Мангышлак с островными низкогорьями высотой до 556 м. С юга к ним примыкают Южно-Мангышлакское столовое бронированное плато, имеющее систему высотных уровней от 270 до 50 м, осложненное бессточными впадинами, днища которых лежат ниже 50 м. На крайнем юге плато отмечается наложение на субширотный в целом орографический план субмеридионально ориентированных высотных уровней.

Западное крыло равнин внешнего пояса Турана замыкает Туаркыр-Капланкырская зона плато, возвышенностей, равнин и депрессий. Для основных крупных элементов рельефа этой зоны — возвышенностей и депрессий Туаркыра (282—480 м), столовых и слабонаклонных плато Челюккыра-Капланкыра (150—350 м) и разделяющих их субгоризонтальных равнин Учтагана и впадины Карашор (—25—180 м) — характерно субмеридиональное простирание. Субширотное простирание имеют лишь Красноводское наклонное плато (с абсолютными высотами до 350 м) и равнине Чильмамедкум.

В южной части равнин внешнего пояса Турана к западу от долины Амударьи отмечается субширотное ступенеобразное нарастание высот к юг-юго-востоку в направлении северного Парапамиза. Здесь находится Заунгузская наклонная равнина с тремя повышающимися к юго-востоку уровнями (100—150, 150—180, 200—240 м) и ограничивающие ее субгоризонтальные Центрально- и Восточно-Каракумские слабонаклонные равнины, в пределах которых высоты последовательно нарастают с запада на восток (от 100—120 до 150—210 м). Южнее преобладают субгоризонтальные равнины с высотами от 200—250 до —270 м — Серахская, Нижне-Мургабская и Обручевская степь. Еще южнее располагаются высокие наклонные Северо-Бадхызская и Северо-Карабильская равнины с уровнями от 300 до 500 м, ограниченные с юга возвышенностями Бадхыз и Карабиль (до 780—

850 и 860—890 м), которые замыкаются предгорной наклонной равниной, а в районе г. Кушки — горами с максимальной отметкой 1096 м.

На юго-востоке внешнего пояса отмечается как бы кольцевое расположение гипсометрических уровней вокруг наиболее поднятого ядра района — низкогорий центральных Казылкумов с абсолютными высотами 764 и 785 м в горах Букантау и Кульджуатау и до 922 м в горах Тамдытау. С востока, севера и запада эти низкогорья окаймляют субгоризонтальные Северо-Кызылкупумская, Западно-Кызылкупумская и Газлинская равнины с высотами от 150 до 300—330 м, образующие три высотных уровня.

Плато Бетпак-Дала (с абсолютными высотами от 150—200 до 400—500 м) и наклонная равнина Муянкумы (до 660 м) имеют в непосредственной близости от Центрально-Казахстанского мелкосопочника и вплоть до хр. Каратау типичное субширотное простираие. Вблизи хр. Каратау субширотный план сменяется субмеридионально ориентированными элементами рельефа, параллельными хребту.

Севернее хр. Каратау, к западу от низовьев Сарысу, располагаются впадины Мынбулак (70—100 м) и Арыс (60—130 м), имеющие изометрические очертания, и низкая субгоризонтальная Жингылдыозекская равнина (120—150 м).

Внутренняя орографическая область Турана (с высотами 100—110 м и меньше) прослеживается от северного Приаралья до широты южного окончания впадины Сарыкамыш, где через низкую равнину Верхнеузбойского коридора она соединяется с низменностью Центральных Каракумов. Ее центральная часть занята впадиной Аральского моря.

Ширина внутренней области колеблется от 175 до 350 км, сужаясь до 35—75 км в пределах Верхнеузбойского коридора. В ее пределах отмечается чередование крупных орографических элементов как субмеридиональной, так и субширотной ориентировки, в распределении которых прослеживается известная закономерность. Расположенные вокруг Аральской впадины Северо-Аральская (80—110 м) и Восточно-Аральская (80—110 м) низменности ориентированы в целом субмеридионально в полном соответствии с ориентировкой элементов рельефа северного Приаралья. Ограничивающая же их с юга Дарьялык-ДAUDанская низменность (60—110 м), так же как примыкающая к ней с юга Северо-Заунгузская слабонаклонная равнина (100—150 м), продолжает на восток субширотную ориентировку Мангышлака и центрального Устюрта.

Орографическим стыком равнин Турана и Западной Сибири является область относительно высоких плато и равнин центрального и южного Тургая, которые как бы продолжают к северу равнины внешнего пояса Турана. В целом орографический план центрального и южного Тургая характеризуется субширотной ступенчатостью с системой высотных ярусов — уровней и преимущественно субмеридионально ориентированными ложбинами и долинами (Доскач, 1959; Илларионов, 1971; Городецкая, 1972, 1975а).

Центрально-Тургайское плато (230—350 м) — наиболее высокая часть Тургая. Она является зоной Арало-Иртышского водораздела. В пределах плато восточнее Тургайской ложбины располагается Жуншиликское столово-ступенчатое плато (260—350 м). К западу от Тургайской ложбины выделяются Терсекское и Улькакское столово-ступенчатые плато (230—260 и 280—320 м), которые разделяет субширотно ориентированная субгоризонтальная равнина Сыпсынагашской ложбины (180—230 м). Последняя, начинаясь в южном Зауралье, открывается в центральную часть Тургайской ложбины.

В южном Тургае к западу от Тургайской ложбины находится Южно-Тургайская наклонная равнина (110—180 м), а к востоку от нее — ступенчатые равнины Тургай-Улыжиланшикского междуречья (140—230 м). В его центральной части расположена Аккольская субгоризонтальная низкая равнина (100—140 м), а на юге — Нуринское столово-ступенчатое плато (150—230 м). Это плато отделяет Аккольскую низменность от Южно-Тургайской субгоризонтальной низкой равнины (80—

110 м) со впадиной солончака Шалкартениз (50—80 м). На контакте с Центрально-Казахстанским мелкосопочником в пределах этих ступенчатых в целом субширотно ориентированных равнин выделяются столовые плато субмеридионального простира-ния (230—260 и 260—300 м), которые служат водоразделом истоков р. Улы-Жыланшык.

Морфоструктура внешнего пояса Турана объединяет ряд повышенных равнин северного Приаралья, Устюрта, Мангышлака, Красноводско-Карашорскую систе-му возвышенностей и равнин, Заунгузские Каракумы и Центрально-Кызылкумские островные низкогорья (см. рис. 8).

В рельефе северного Приаралья представлены две категории пластово-денуда-ционных равнин. Севернее впадины Аральского моря на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн выделяются относительно повышенные структурно-денудационные равнины, а к северо-западу от нее — относительно сниженные денудационные. С востока они ограничены пластово-аккумулятивными равнинами низменных Приаральских Кызылкумов. Морфоструктуры приурочены к южному продолжению структур Уральской субмеридиональной складчатой системы ме-гантклиналей и мегасинклиналей. Этим объясняется преобладание субмеридио-нальной "уральской" ориентировки крупных элементов рельефа. В границах положительной Северо-Приаральской морфоструктуры, представляющей систему столовых плато, возвышенностей и разделяющих их ложбин, фундамент приподнят на высоту до 500 м и местами выше. В сводах антиклиналей отмечаются выходы пород мелового и эоцен-олигоценного возраста, на которых сформировался современный рельеф возвышенностей и плато. Соседней Челкарской равнине соответствует Челкарский прогиб, в пределах которого фундамент опущен на 1500—2000 м. Рельеф этой равнины сформировался на отложениях позднего олигоцена, а местами на маломощных отложениях позднего плиоцена.

Морфоструктурный анализ территории северного Приаралья позволяет гово-рить об унаследованно возрожденном типе его морфоструктур. Они начали возрождаться в палеогене, когда море покинуло территорию Турана, а сформировались в основных чертах в плиоцене. Отражением в рельефе северного Приаралья субмеридионально ориентированных антиклиналей и синклиналей "погребенного Урала" является типично уральское простираение плато, возвышен-ностей, низменностей и ложбин. При этом отмечается приуроченность отри-цательных элементов рельефа или к отрицательным структурам чехла, или к осевым частям флексур, с которыми связаны зоны растяжения. Большую роль в фор-мировании рельефа сыграли разломы, что проявляется в рисунке линейно ориентированных склонов, обрывов-чинков, ложбин и крупных саев.

К западу от впадины Аральского моря преобладают пластово-денудационные и цокольные равнины Устюрта и Мангышлака. Структурно-денудационные столовые и слабонаклонные плато северного, центрального, южного Устюрта и южного Мангышлака сложены породами миоцена—плиоцена, которые в сильно смягченном виде повторяют дислокации юрских и палеогеновых пород. Вскрытые в чинках палеогеновые и меловые отложения, как правило, менее устойчивы к денудации, чем залегающие выше неогеновые отложения, в связи с чем плато Устюрта и южного Мангышлака относятся к типу бронированных.

В конце позднего миоцена большая часть, а в послепонтическое время вся рассматриваемая обширная область вступила в континентальную стадию развития. Сформировались преимущественно прямые антиклинальные и синклинальные морфоструктуры. Начало их формирования приходится на конец позднего миоцена (южный и северный Устюрт) и вторую половину раннего плиоцена (степной Мангышлак, Тюбкараган). Особенно интенсивное развитие структур происходило в среднем плиоцене (Луппов, 1963).

Основные черты морфоструктуры района отражены на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн через высотные уровни. Так, на северном Устюрте

высокая субширотная ступень плато приурочена к структуре Актумсыкского выступа, а относительно сниженная слабо наклоненная ступень, оконтуривающая днища Самско-Косбулакской и Барсакельмесской впадин, — соответственно к осевым частям Северо-Устюртского и Барсакельмесского прогибов.

На южном Мангышлаке и южном Устюрте система высотных уровней согласуется со структурой Южно-Мангышлакско-Устюртской впадины, для которой характерна субширотная ступенчатость в границах Южно-Мангышлакского прогиба, прямое отражение в рельефе Ассаке-Ауданского прогиба и изменение простираения высотных уровней в зоне сопряжения с субмеридиональными морфоструктурами Туаркыр-Карашорского района на субмеридиональное. Относительно приподнятое Центральное-Устюртское плато с системой увалов восток-юго-восточного простираения четко фиксируется в границах Мангышлак-Устюртской зоны поднятий и продолжает морфоструктуры цокольных возвышенностей и низкогорий Мангышлака. Большая часть увалов центрального Устюрта в рельефе непосредственно отражает антиклинали. Среди бессточных впадин различаются два типа: переуглубленные экзогенными процессами тектонические понижения (впадины Ассаке-Аудан и Каратюлейская, Барсакельмес и др.) и впадины денудационного генезиса (Каунды, Джазгурлы и др.), сформировавшиеся на локальных поднятиях. Объединившись в процессе развития, они образовали наиболее глубокие и сложно очерченные котловины, например Карагие с абсолютной отметкой днища -132 м.

Достоверных разрывных нарушений в неогеновых отложениях Устюрта и южного Мангышлака не установлено. Вместе с тем ряд разломов и флексур, выявленных в донеогеновых породах, отражены в неогеновом покрове пологими флексурами, а в рельефе плато — резкими прямолинейными зонами перегиба их поверхности (протяжением в десятки, иногда в сотни километров), уступами и ложбинами, что очень отчетливо устанавливается при морфоструктурном анализе рельефа.

На п-ве Мангышлак система крупных мегантиклиналей и мегасинклиналей субширотной ориентировки выражена в рельефе низкогорьями и цокольными равнинами. Наиболее крупной морфоструктурой западного и центрального Мангышлака является хр. Каратау. Его осевая, наиболее высокая часть сформирована относительно устойчивыми породами пермо-триаса. К податливым юрско-нижнемеловым отложениям приурочены продольные долины, отделяющие хребет от предгорных куэстообразных гряд Южный и Северный Актау, которые сложены устойчивыми верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми породами, нарушенными в Каратауской зоне.

По структурным особенностям низкогорье хр. Каратау в целом отвечает мегантиклинали, а составляющие его массивы являются синклинальными (Каратаушик) и антиклинальными хребтами (западная и восточная оконечности Каратау). Плавные очертания хребта указывают на отчетливую связь с разрывными нарушениями, которые определяют относительную спрямленность его южных склонов и подчеркивают связь этой морфоструктуры с блоковыми движениями фундамента. Мощность рыхлых четвертичных отложений, представленных склоновыми, преимущественно гравитационными накоплениями, не превышает обычно несколько метров. Чинки и куэста Северного Актау отделены от морской аккумулятивной равнины п-ва Бузачи структурно-денудационным наклонным плато, которое выработано в датско-палеогеновой известняково-мергельной толще. Формирование рельефа началось здесь в конце раннего миоцена, а главный этап, очевидно, пришелся на средний плиоцен.

Крупные морфоструктуры Устюрта и южного Мангышлака, по-видимому, следует относить к унаследованно возрожденным, а на тех участках, где они совпадают с выступами и горстово-блоковыми структурами складчатого основания — к древнеунаследованным.

Красноводско-Карашорская система возвышенностей, плато, депрессий и субгоризонтальных равнин с массивами песков характеризуется преобладанием пластово-денудационных равнин. Возвышенности Туаркыра относятся к категории цокольных, а низменности побережья Каспия — пластово-аккумулятивных равнин.

Цокольные равнины, возвышенности и низкогорья Туаркыра расположены в границах Туаркырской мегантиклинали. В ее своде на фоне пород юрского возраста на поверхность выведены породы палеозоя и пермо-триаса. Для этой территории характерна инверсия рельефа: в результате денудации антиклинальные хребты, сложенные палеозойскими породами, оказались относительно ниже окаймляющих их бронированных плато. Однако Туаркыр в целом все же можно рассматривать как область древнеунаследованной, относительно приподнятой морфоструктуры.

Структурно-денудационные столовые и наклонные плато Красноводское, Порсокупское и Челюнгкры развиты на слабодислоцированных известняках, имеющих соответственно акчагыльский, датский и сарматский возраст.

Красноводское плато сформировано на известняках акчагыла, а на юге местами на нижнеплиоценовых делювиально-пролювиальных отложениях. Однако континентальное развитие большей части плато началось лишь во второй половине позднеплиоценового времени (нижнечетвертичный пролювий прислонен здесь к подножиям чинков). Это плато является обращенной морфоструктурой — соответствует Красноводской седловине. Над сводами локальных складок сформированы денудационные котловины (Сульмен, Кукурт, Кошоба).

Порсокупское плато расположено в зоне сопряжения крыльев Кемальской антеклизы и Туаркырской мегантиклинали. Оно бронировано плотными верхнемеловыми известняками и наклонено согласно структурным особенностям слагающих пород. Пологая волнистость плато отражает слабую дислоцированность субстрата. На крайнем юго-западе его поверхность осложнена замкнутыми бессточными котловинами (Аккоик, Куроик), развитыми над локальными поднятиями. Возраст плато определяется как послеплиоценовый, поскольку вершины отдельных останцов увенчаны здесь среднемиоценовыми отложениями и верхнеплиоценовым пролювием.

Плато Челюнгкры находится на восточном погружении Туаркырской мегантиклинали. Его наклонная в сторону песков Учтаган поверхность бронирована миоценовыми—сарматскими известняками, на фоне которых встречаются останцы, сложенные верхнемиоценовыми—ранне- и среднеплиоценовыми отложениями.

Денудационные низкие субгоризонтальные и слабонаклонные равнины, сложенные плиоценовыми отложениями, приурочены к прогибам и являются прямыми морфоструктурами. Таковы песчаные массивы Учтаган и Чильмамедкум. Учтаган расположен в одноименном прогибе, сформирован на глинисто-песчаных озерно-дельтовых отложениях ранне-среднеплиоценового возраста. Золотое преобразование этой песчаной равнины за позднеплиоцен-четвертичное время было настолько значительным, что ее первичный облик почти полностью изменен. Бронированные останцы сохранились лишь на юге и приурочены к структурно относительно приподнятой части равнины.

Гетерогенная пластово-аккумулятивная равнина западного побережья Красноводского полуострова (с песками Октумкум) развита на морских хвалынских и новокаспийских песчаных осадках.

Разломы, фиксируемые по поверхности фундамента и в осадочном чехле, проявляются в прямолинейных границах морфоструктур, протяженными формами морфоскульптуры или их цепочками. Мощность рыхлого четвертичного покрова в пределах всех рассматриваемых морфоструктур не превышает 40 м.

На территории, протягивающейся от равнин Заунгузья до зоны Бадхыз-Карабиль, представлены субшироко ориентированные пластово-денудационные и аккумулятивные равнины. Структурно-денудационные равнины образованы Заунгузскими Каракумами и сформированы на песчано-глинистых субазрально-

дельтовых отложениях ранне- и среднеплиоценового возраста, бронированных песчано-известковой корой выветривания. Общий уклон дневной поверхности с юго-востока на северо-запад не согласуется здесь с уклонами основных маркирующих горизонтов осадочного чехла. По кровле верхнемеловых отложений в западной части Заунгузских Каракумов вырисовывается Центрально-Каракумский свод, а в восточной — северная часть Амударьинской синеклизы. Это частичное несовпадение рельефа и структуры объясняется, по-видимому, втягиванием территории Амударьинской синеклизы на плиоцен-четвертичном этапе ее развития в общий подъем свода. Таким образом, Заунгузскую возвышенность можно рассматривать как молодую гетерогенную морфоструктуру, наложенную на востоке и унаследованную на западе.

Обособление Заунгузской возвышенности относится к концу среднего плиоцена, поскольку установлено, что обрамляющие ее чинки сформированы в предачка-гельское время (Луппов, 1963). В рельефе возвышенности выражены не только региональные, но и локальные тектонические поднятия (Смолко и др., 1960, Неводчикова, 1972). Положение южного чинка возвышенности обусловлено Унгузским региональным разломом (Коц, 1966). С разрывной тектоникой связано происхождение и таких специфических форм рельефа, как "серные бугры" — результат вторичных гидрогеологических процессов в надразломной зоне (Воловик, Неводчикова, 1969).

Бадхыз-Карабильские предгорные возвышенности сложены с поверхности плиоценовыми отложениями мощностью до 1000 м. На четвертичном этапе они подверглись валобразной положительной деформации амплитудой 1000—1200 м. В структурном отношении эти возвышенности отвечают опущенным по региональным разломам положительным структурам восточного погружения Копетдага и западного погружения Мирзаваленга. Уменьшение абсолютных отметок поверхности в пределах Карабиля к западу, а на Бадхызе к востоку полностью определяется погружением шарнира Бадхызского и Карабильского поднятий к зоне их сочленения в районе Мургаба.

Возраст возвышенности среднечетвертичный. Обоснованием такого заключения служит время заложения долин, прорезающих южный склон Карабильской возвышенности, установленное по геоморфологическим и археологическим данным (Неводчикова, 1972). При общей прямой унаследованности Бадхыз-Карабильских возвышенностей от древнего структурного плана распределение мощности миоцен-плиоценовых отложений и постепенное нарастание ее от Кушкинской зоны поднятий на север позволяет предположить, что в это время территория испытывала инверсионные погружения. Поэтому эти морфоструктуры относятся к типу унаследованно возрожденных.

Относительно сниженные Северо-Бадхызская и Северо-Карабильская наклонные равнины, ограничивающие эти возвышенности с севера, характеризуются несоответствием моноклинального характера их поверхности морфологии тектонически деформированной поверхности фундамента и маркирующих горизонтов осадочного чехла Мургабской впадины, которую они захватывают. Формирование этих морфоструктур связано с новейшим поднятием Бадхыза и Карабиля, которое втянуло в поднятие их длинный северный склон. В результате в области Мургабской впадины сформировались высокие наклонные равнины, постепенно понижающиеся на север. Исходя из этого, морфоструктура этих наклонных равнин относится к типу наложенных, новообразованных.

Крупные разломы находят отражение в перегибах поверхности равнин, к ним приурочены также долины Мургаба и Теджена. Локальные поднятия проявляются в гипсометрии, расчлененности, плановом рисунке морфоскульптурных форм.

Мощность рыхлого чехла собственно четвертичных отложений, образующих полосу покрова вдоль подножия северного склона возвышенности Карабиль, очевидно, не превышает 40 м.

Между Заунгузем на севере и Бадхыз-Карабилем на юге располагается обширная субширотная аккумулятивная субгоризонтальная равнина Центральных и Юго-Восточных Каракумов, полого повышающаяся на восток и юго-восток к долине Амударьи. Эта относительно сниженная морфоструктура разделяет Заунгузскую и Бадхыз-Карабильскую зоны поднятий. В структурном плане она занимает южный моноклиальный склон Туранской платформы, часть Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины. Кровля фундамента опущена на глубину 5—6 км, кровля меловых отложений в наиболее сниженной западной части морфоструктуры залегает на глубине от 0,8—1 до 2 км, а в ее восточной части, относительно более высокой, приподнята до 0,6—0,4 км (в границах локальных структур — до 0,2—0,1 км). Учитывая, что вся эта структурно-опущенная зона выполнена толщей неогеновых отложений и перекрыта мощной толщей ниже и среднечетвертичных осадков пра-Амударьи (каракумская свита), а на юго-востоке — отложениями рек северного Афганистана (черкезлинская свита), ее формирование датируется ранним—средним плейстоценом. Общий характер соотношения рельефа и структуры и анализ мощности четвертичных отложений (она превышает здесь — $100 \div 150$ м) позволяют относить эту морфоструктуру к типу древнеунаследованных.

В приамударьинской зоне и в зоне Репетекского вала, с которым связана система антиклиналей и диапировых соляных куполов, отмечаются локальные поднятия.

На юго-востоке равнины центральных и юго-восточных Кызылкумов расположены островные низкогорья (Центрально-Кызылкумские горы), оконтуренные цокольными пластово-денудационными и пластово-аккумулятивными равнинами. Эти низкогорья относятся к группе денудационно-тектонических сводово-глыбовых гор. Они сформированы палеозойскими структурами, продолжающимися структуры хребтов Тянь-Шаня — Туркестанского и Нуратау — и выходящими здесь на поверхность в виде отдельных, сложенных породами палеозоя хребтов, разделенных пологими мульдами. Породы палеозоя окружены выходами отложений мелового возраста, местами перекрыты трансгрессивно залегающими палеогеновыми породами. Кровля меловых отложений в предгорьях поднимается до 200, 400 м и больше, что связано с интенсивностью новейшего воздымания брахиантиклиналей центрального Кызылкума.

Цокольные предгорные равнины располагаются в границах единой Центрально-Кызылкумской зоны поднятий. С поверхности их слагают разновозрастные четвертичные, преимущественно пролювиальные, отложения, мощность которых увеличивается вниз по склонам. У подножия этих равнин находится система впадин тектонического происхождения. Учитывая, что в новейшее время имело место возрождение Центрально-Кызылкумской морфоструктуры в процессе ее интенсивного поднятия, мы относим ее к типу унаследованно возрожденных.

Низкогорья центральных Кызылкумов окружены слабо наклонными и субгоризонтальными, преимущественно денудационными, а на юге — пластово-аккумулятивными равнинами с системой высотных ступеней, которые понижаются на север и восток — в сторону долины Сырдарьи и на запад — к долине Амударьи. В структурном отношении северные и восточные Кызылкумы расположены в зоне перехода от Центрально-Кызылкумской зоны поднятий к Сырдарьинской впадине: фундамент погружается здесь на север и восток на глубину до 1000 м, на северо-восток — до 1500 м; кровля меловых отложений соответственно от 300 до 100—200 м. В строении рельефа здесь участвуют верхнеплиоценовые озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения. Для рельефа высокой ступени характерно глубокое расчленение, обилие денудационных останцов некогда единого плато. Формирование этих морфоструктур следует относить к четвертичному времени, когда поднятие центральных Кызылкумов способствовало пассивному воздыманию близлежащих равнин и формированию высокой ступени равнины центральных и юго-восточных Кы-

зылкумов. На окраинных территориях, тяготеющих к периферии Сырдарьинской впадины, формировался низкий уровень разновозрастной морфоструктуры.

На юге района вдоль подножия хр. Нуратау и севернее — в границах Ергашкудакско-Келесской впадины, а также на юго-западе в районе Каршинской степи представлены субгоризонтальные аккумулятивные и денудационные равнины. По типу — это молодые наложенные морфоструктуры зоны перехода от платформы к орогенам.

Морфоструктуры периферии юго-западной окраины Центрально-Казахстанского мелкосопочника в зоне его стыка с хребтами северного Тянь-Шаня и хр. Каратау отличаются разнообразием генетических типов, но тем не менее в их размещении отмечается определенная закономерность.

Южнее плато Бетпак-Дала расположены аккумулятивные и пластово-аккумулятивные равнины. В их простирации четко прослеживается влияние структур Центрально-Казахстанского мелкосопочника. Относительно сниженные субгоризонтальные равнины приурочены к Восточно-Чуйской и Сарысульской мульдам, а разделяющая их относительно приподнятая субгоризонтальная равнина Муюнкумов — к Уланбель-Таласской седловине. Вдоль южного склона плато Бетпак-Дала сформировался молодой субширотный прогиб, образование которого обусловлено неотектоническим поднятием смежного палеозойского массива. К этому прогибу приурочен субширотный отрезок долины р. Чу.

Плато Бетпак-Дала, сформировавшееся на субширотном выступе палеозойского основания, замыкает зону аккумулятивных равнин. Севернее плато морфоструктурный план отражает структуру юго-западной окраины Центрально-Казахстанского мелкосопочника с массивом Улутау; здесь выделяется узкая полоса структурно-денудационных наклонных равнин. Западнее они сменяются системой денудационных разновысотных, преимущественно субгоризонтальных, равнин, обнаруживающих непосредственную прямую связь со структурой северной части Чуйской синеклизы. Эти денудационные равнины замыкаются с запада структурно-денудационным Нижне-Сырдарьинским плато, которое располагается в границах Нижне-Сырдарьинского свода. Фундамент в пределах плато приподнят до — 500 м и выше, на дневную поверхность выходят отложения мелового возраста.

Плановая конфигурация ряда морфоструктур этого района свидетельствует о значительной роли разломов в формировании рельефа. Основной зоной разломов, оказавших влияние на его формирование, является зона Каратауского разлома, которую выделяют южные, более крутые борта впадин Сарысульской, Арыскупской, Мынбулакской. Относительно прямолинейные северо-восточная и западная границы Нижне-Сырдарьинской морфоструктуры обусловлены в первом случае продолжением Каратаусского разлома, разрывающего толщу выходящих на поверхность меловых и палеогенных пород, а во втором — меридиональной Майлибашской флексурой, развитой в отложениях платформенного чехла над разломом в фундаменте. Локальные тектонические поднятия повсеместно находят прямое отражение в рельефе, фиксируясь возвышенными останцами и грядами.

Морфоструктура внутренней области Турана объединяет ряд низменностей вокруг Аральской впадины. По периферии этой впадины расположены субгоризонтальные равнины — пластово-аккумулятивные на северо-востоке и востоке, аккумулятивные на юге. Структурно-денудационная морфоструктура представлена низкогорьем Султануиздаг и возвышенность Бельтау. Многочисленные останцы в пределах низменностей имеют или структурно-денудационное, или денудационное происхождение.

Аральская впадина имеет сложное строение и происхождение. Ее более высокая часть (53—80 м), т.е. территория собственно Приаральской равнины, имеет очень слабый уклон к морю. В пределах этой субгоризонтальной рав-

нины прослеживаются две морские террасы, выработанные на завершающем этапе ее развития. Днище впадины (ниже уреза Аральского моря) состоит из системы котловин, разделяющих их перемычек и выровненных участков.

В структурном плане впадина Аральского моря гетерогенна. Она объединяет ряд геологических структур: Восточно-Аральскую впадину, Судочий прогиб, мегантиклинали Кулундинскую и Нижне-Амударьинскую, наследующие субмеридиональное простираие герцинских структур. Вместе с примыкающими к ней низменностями она формирует обширную внутреннюю область Турана, расположенную на стыке относительно высоко поднятых морфоструктур Устюрта и относительно сниженных морфоструктур северных Кызылкумов и сырдарьинских равнин.

К началу заполнения Аральской впадины отложениями Амударьи и Сырдарьи она как таковая уже существовала. В основании участвующих в строении впадины четвертичных отложений залегают осадки акчагыльского и апшеронского возраста (Луппов, Эберзин, 1946; Грамм, 1958). Существует мнение, что в ее заложении принимали участие и водные потоки с Севера. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что Аральская впадина — молодая плиоцен-четвертичная новообразованная гетерогенная морфоструктура, область плиоцен-четвертичного прогибания. В формировании этой морфоструктуры в ранне- и среднечетвертичное время большую роль играли процессы денудации, в первую очередь дефляции, которые, способствуя объединению ряда замкнутых структурно-обусловленных котловин, привели к ее углублению и расширению (Кесь, 1969). Одновременно по периферии Аральской впадины сформировались разновозрастные аллювиально-дельтовые пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины. На завершающем этапе в позднечетвертичное время и в голоцене оформились аллювиально-дельтовые аккумулятивные равнины современных дельт Амударьи и Сырдарьи, а вокруг Аральского моря — две упомянутые выше морские террасы с маломощной толщей осадков в восточной части впадины и преимущественно абразионные — на северном и западном побережьях (Городецкая, 1978).

Таким образом, можно считать, что новейшие опускания в пределах Аральской впадины наложились на древний структурный план Приаральской равнины. Они способствовали заложению единой обширной впадины и созданию благоприятных условий для ее последующей денудационно-дефляционной, эрозионно-аккумулятивной и абразионно-аккумулятивной обработки.

Морфоструктура центрального и южного Тургая, образующая северное обрамление Туранской плиты, тяготеет к морфоструктуре внешнего пояса Турана, которую она продолжает, протягиваясь в пределы открытой к югу Южно-Тургайской впадины (Городецкая, 19756).

Наиболее высокие элементы рельефа центрального Тургая представлены структурно-денудационными столово-ступенчатыми плато. В простираии восточного, Жуншиликовского плато повторяется контур западной окраины Центрально-Казахстанского мелкосопочника. Западные — Терсекское и Улькаянское — плато, расположенные в области субмеридиональных герцинских структур фундамента, не отражают их простираия, а имеют субширотную ориентировку. Последняя отвечает простираию мезокайнозойских структур чехла. Так, Терсекское плато находится на южном борту субширотной Кустанайской седловины, а расположенное южнее Улькаянское плато — в области новейшего субширотного поднятия, захватившего северный борт Южно-Тургайской впадины.

Морфоструктура Терсекского и Улькаянского плато характеризуется несоответствием между высотными уровнями, положением кровли фундамента и мощностями осадочного чехла. Это является следствием их расположения в зоне перехода от положительной структуры Кустанайской седловины к отрицательной структуре Южно-Тургайской впадины. Отмеченные выше высотные различия

рельефа на севере и юге обусловлены новейшими деформациями. В течение четвертичного времени ось новейшего поднятия сместилась к югу, захватив север Южно-Тургайской впадины, где сейчас проходит линия современного Арало-Иртышского водораздела. В процессе поднятия некогда единая морфоструктура была расчленена эрозионно-денудационными процессами, что привело к расчленению плато на изолированные участки.

По типу развития эта морфоструктура является новообразованной, преимущественно инверсионной на западе и унаследованно возрожденной на востоке. Время ее формирования — четвертичный период.

В рельефе периферических частей этих плато предположительно отражена система линейных структурных нарушений, к которым приурочены верховья речных долин притоков Тобола. Как правило, линейные нарушения отмечены в зонах сочленения этих плато и Тургайской ложбины.

Сопоставление указанных нарушений с расположением разломов в фундаменте позволяют высказать предположение о вероятном отражении последних в современном рельефе. Рыхлый чехол, имеющий позднеплиоцен-ранне-четвертичный возраст и распространенный лишь на Улькаякском и Жуншиликском плато, имеет мощность 35—55 м. При этом максимальные мощности характеризуют древние погребенные эрозионные врезы.

На остальной территории центрального Тургая широко распространены денудационные равнины, которые сформировались после образования структурно-денудационного Центрально-Тургайского плато. Эти равнины преобразовались в его юго-западной части в систему разновысотных денудационных столово-ярусных плато. Время их формирования — четвертичный период.

Верховья долин Улькаяка, Кабырги и Теке наследуют простираение древних разломов фундамента. Рыхлый покров представлен маломощной толщей делювиально-элювиального генезиса и, учитывая время формирования морфоструктуры, имеет четвертичный возраст.

На контакте Кустанайской седловины и Южно-Тургайской впадины в рельефе выражен молодой прогиб — Сыпсынагашская ложбина, выработанная в континентальных отложениях олигоцена, поверхность которых денудирована. Время заложения прогиба — плиоцен. По типу морфоструктуры он относится к новообразованным, но в то же время наследует положение древней пограничной структурной зоны на северо-западе Южно-Тургайской впадины.

На юго-западе Тургая развита денудационная наклонная равнина с общим уклоном поверхности на восток и юг. Она расположена в западной части Южно-Тургайской впадины, для которой характерно общее падение пластов в тех же направлениях. Отмечается субмеридиональная (уральская) направленность структур фундамента, которая прослеживается в севером Приаралье. В современном рельефе эти субмеридиональные структуры отражает ориентировка речных долин современных и древних притоков р. Тургай, а также разделяющих их междуречных пространств, и ориентировка восточной границы равнины, где находится глубоко врезанный участок долины р. Тургай. Накопление осадков в этой части Тургая закончилось в миоцене. После его завершения начала преобладать эрозионно-аккумулятивная деятельность рек. В новейшее время здесь отмечается общее для равнин Тургая тектоническое поднятие, в процессе которого в пределах Южно-Тургайской впадины формируется западное крыло Южно-Тургайской неотектонической ступени и части впадины становится закрытой (Городецкая, 1975б).

Морфоструктура равнины юго-западного Тургая относится к новообразованным, преимущественно инверсионным. Учитывая специфику ее геологического строения, можно предположить, что она сформировалась в плиоцене. Мощность рыхлого чехла междуречий крайне незначительна, не превышает нескольких метров.

В юго-восточном Тургае морфоструктурный план относительно более сложный. В этой части Тургая развиты разновысотные структурно-денудационные и денудационные равнины. Как видно на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн., столовые (бронированные) плато распространены к северу от впадины Шалкартениз (плато Шалкарнура) и на юго-востоке (плато Турме).

Плато Шалкарнура субширотного простираения расположено на самом юге Тургая — это фактически южная пограничная морфоструктура Тургайского прогиба, ограниченная впадиной солончака Шалкартениз, приуроченной к зоне западного продолжения Каратауского разлома. Плато сложено толщей отложений олигоценевого возраста, которые выходят на поверхность в обрывах-чинках, ограничивающих его с запада и юга (со стороны Тургайской ложбины и впадины Шалкартениз). Субширотная ориентировка плато — результат формирования новейшего субширотного Шалкарнуринаского поднятия, перегордившего южную часть Южно-Тургайской впадины. Это субширотное поднятие не согласуется с субмеридиональным простираением структур фундамента и древних структур чехла (Самодуров, 1957), что позволяет отнести его к новообразованному типу морфоструктуры.

Разломы определяют положение обрывов-чинков, которые формируются в целом параллельно им. В связи с интенсивным отступанием склона в результате его денудации чинки тянутся на некотором удалении от них. Мощность рыхлых покровных отложений не превышает нескольких метров. Покров имеет элювиально-делювиальное происхождение. Возможный период его формирования — плиоцен-четвертичное время, но, вероятно, он был более коротким, поскольку интенсивная денудация способствовала быстрому удалению продуктов разрушения.

Субмеридионально ориентированное плато Турме расположено в верховьях р. Улы-Жыланшык и долины р. Сары-Тургай на продолжении Улутауского свода. Там же расположено и Сарыинское плато, имеющее ту же ориентацию. В их строении принимали участие олигоцен-миоценовые породы. Они перекрыты пролювиально-аллювиальным песчано-гравийно-галечным материалом плиоценового возраста, который, однако, в осевых частях плато не отмечается. Эти морфоструктуры, так же как и Шалкарнуринаская, сформировались в новейшее время и по существу представляют структурные выступы Улутауского свода. По происхождению они являются антиклиналями, которые по мере увеличения глубины затухают. Таким образом, это также новообразованные, однако не субширотные, а субмеридиональные морфоструктуры. Время их формирования — плиоцен (Кошелев, 1959). Наряду со структурно обусловленным чинком Шалкарнуры, структурно предопределенной является и южная часть западного борта плато Турме, где отмечается флексуобразный перегиб пород.

Денудационные ярусные равнины представлены на юго-востоке Тургая достаточно широко. Они занимают все междуречное пространство между реками Кара-Тургай и Улы-Жыланшык и территорию между впадиной Шалкартениз и Сарыинским плато (Сазанбайская равнина). В их строении принимают участие породы от олигоценевого до позднемиоцен-раннечетвертичного возраста. Кровля подстилающих морских отложений чеганской свиты (поздний эоцен—ранний олигоцен) в процессе новейшего воздымания была приподнята на 150 м. Формирование общего субширотного контура морфоструктуры завершилось в начале четвертичного времени. Высотные уровни-ярусы сформировались, очевидно, во второй половине этого периода и так же, как в западной части равнин центрального Тургая, связаны с денудацией литологически разнородных отложений. Это новообразованная, преимущественно инверсионная, морфоструктура четвертичного возраста с очень маломощной толщей четвертичных отложений.

В центральной, наиболее прогнутой части Южно-Тургайской впадины, где мощность мезо-кайнозойских отложений достигает 1000—1600 м, находится Ак-

кольская субгоризонтальная низкая равнина с многочисленными озерами (озерный край) — водоприемниками р. Улы-Жыланшык. Существует мнение, что это область молодых опусканий (Геология СССР, 1971). Его правдомерность подтверждают особенности геологического строения. На молодость равнины указывает также перестройка речной сети во второй половине плейстоцена (Илларионов, 1970). Таким образом, эта морфоструктура является унаследованно возрожденной. Время ее возрождения — вторая половина четвертичного периода. Разломы, очевидно, определяют ее восточный прямолинейный борт. Мощность рыхлой толщи четвертичного возраста не достигает и 20 м.

Тургайская ложбина — субмеридиональное, линейное, эрозионно-тектоническое образование. Она пересекает равнины северного, центрального и южного Тургая в направлении с севера на юг-юго-запад. Анализ геологических и геоморфологических особенностей ложбины и ее окружения позволяет считать ее структурно предопределенной. Правда, характер ее предопределенности на разных отрезках различен. Северный отрезок ложбины (в пределах юго-западной части Западной Сибири) связан с мультисубпараллельным структурным понижением, центральный — с грабенами и разломами на стыке уральских и казахстанских структур, южный — с тектонической впадиной. Таким образом, Тургайская ложбина в структурном отношении гетерогенна.

В границах Тургайской ложбины на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн выделяются две морфоструктуры: Аксуат-Сарыкопинская и Южно-Тургайская. Обе они относятся к категории аккумулятивных равнин (с отметками абсолютных высот от 80—100 до 120 м).

Аксуат-Сарыкопинская равнина занимает центральную часть Тургайской ложбины. Она делится как бы на две части: суженую северную, приуроченную к зоне Центрально-Тургайских грабенов и разломов, и южную расширенную, приуроченную к области Сарыкопинской впадины. В строении равнины принимают участие отложения средне- и позднечетвертичного возраста. Их мощность колеблется от 50 до 70—90 м, при этом в северной суженной части ложбины отмечаются резкие перепады мощности. Отложения четвертичного возраста перекрывают размытую поверхность морских эоценовых и нижнеолигоценых осадков. Ближе к бортам ложбины они выходят на поверхность; на них формируются денудационные равнины подножий склонов — педименты. Последние вместе с продолжающимися их аккумулятивными равнинами образуют полигенетическую поверхность выравнивания. Бурением установлено в основании осадочной толщи центрального отрезка равнины наличие юрских отложений, выполняющих узкие грабены.

Обращает на себя внимание разновысотное положение подошвы пород осадочного чехла к западу и к востоку от центрального отрезка Тургайской ложбины. К востоку от него кровля фундамента залегает относительно глубже, а мощность осадочного чехла возрастает. Вместе с тем кровля осадочных толщ мелового и третичного возраста залегает выше, чем к западу от ложбины. Такое положение подошвы пород осадочного чехла и анализ мощности четвертичных отложений в днище ложбины указывают на наличие разных по интенсивности тектонических подвижек к западу и к востоку от центрального отрезка ложбины.

По типу эта морфоструктура новообразованная, она сформировалась в четвертичный период. В настоящее время это область слабого поднятия, о чем свидетельствуют эрозионные врезы рек. Разломы определяют прямолинейность как западных, так и восточных границ этой морфоструктуры.

Южно-Тургайская субгоризонтальная равнина расположена в южной устьевой части Тургайской ложбины в границах южного участка Южно-Тургайской впадины и является отражением в рельефе ее унаследованной части. Она имеет форму треугольника, обращенного своей расширенной частью к югу, где в нее

вложена солончаквая впадина Шалкартениз. Мощность четвертичных отложений колеблется от 54 м на севере до 28 м в районе слияния Иргиза и Тургая. Впадина Шалкартен предположительно приурочена к зоне, продолжающей Каратауский разлом, четвертичная толща здесь фактически отсутствует — это область интенсивной эоловой денудации. По периферии равнины аккумулятивная поверхность, так же как и в пределах Аксуат-Сарыкопинской равнины, переходит в денудационную субгоризонтальную равнину подножий склонов — педименты. Именно за счет формирования этой денудационной равнины произошло значительное расширение ложбины и присоединение к ней денудационной равнины солончака Шалкартениз.

По типу морфоструктуры Южно-Тургайская равнина древнеунаследованная. Данные геоморфологического анализа речной сети и системы озер — дельтовых разливов Тургая и Иртыша — показывают, что она является областью длительного опускания, которое продолжается и в настоящее время.

Морфоскульптура

В рассматриваемом регионе преобладают формы аридного рельефообразования. На обширных аккумулятивных (аллювиальных и дельтовых) равнинах распространены главным образом эоловые формы, а на аридно-денудационных — преимущественно столовые. Определенное место занимают денудационные и полигенетические поверхности выравнивания. Примерно севернее 52° с.ш. аридная морфоскульптура сменяется аazonальной, в которой господствуют формы комплексной денудации, эрозионного расчленения и аллювиально-озерной аккумуляции (см. рис. 9).

Поверхности выравнивания довольно широко развиты в северной половине региона, а в его южной части — лишь фрагментарно. Мезозойская поверхность наиболее распространена на островных горах Центральных Кызылкумов. Она образует плоские и пологоволнистые участки в сводовых частях горных возвышенностей Букантау, Тамдытау и некоторых других на абсолютных отметках 500—900 м. В горах Ауминзатау и Кульджуктау поверхность выравнивания сохранилась в виде размытых фрагментов, ее исходный уровень выявляется по сходству отметок водораздельных гребней. Поверхность выработана на дислоцированных палеозойских породах и представляет откопанный в позднем плиоцене пенеплен, до того скрытый чехлом меловых и палеогеновых отложений (Пославская, 1962; Юрьев, 1967). Поэтому ее возраст может оцениваться не только как мел-палеогеновый, но и как позднплиоценовый.

Мезозойский пенеплен отмечен также на хр. Каратау и на севере Мангышлака. Он выработан в отложениях триаса и перекрыт нижнеюрской толщей, что определяет его позднетриасовый—раннеюрский возраст. В результате неотектонических поднятий плиоцен-четвертичного времени этот пенеплен был выведен на дневную поверхность. В настоящее время он представлен в виде выровненных водораздельных участков на абсолютной высоте 400—500 м. Небольшой участок поверхности выравнивания неогенового возраста образует водораздельное плато Большого Балхана на отметках порядка 1800 м.

Значительно шире, как отмечалось, распространены поверхности выравнивания в пределах Тургая, отличающегося хорошо выраженной ярусностью рельефа. Наиболее древняя из них — миоценовая поверхность расположена в западной части Тургайского плато и представляет верхнюю ступень рельефа с отметками 260—300 м. Ее подвергшиеся денудации участки, тяготеющие к Зауральскому плато, имеют слабоволнистый рельеф, выработанный в морских и континентальных породах олигоцена. Восточнее денудационная поверхность сменяется древнеаккумулятивной, развитой на Терсекском и Улькакском плато (Городецкая, Козлова, 1970). Рельеф этой аккумулятивной равнины очень плос-

кий. Ее поверхность совпадает с кровлей озерных глин аральской свиты, что определяет ее возраст как ранне-среднемиоценовый.

В северном Приаралье развита ранне-среднеплиоценовая пологоволнистая поверхность выравнивания, откопанная и расчлененная в среднем—позднем плиоцене. Она образует плосковершинные массивы и останцы высотой 180—220 м, бронированные железистыми песчаниками (Хондкариан, Горелов, 1974).

Широко развита позднемиоценовая—раннеплиоценовая поверхность (150—320 м), которая рядом геоморфологов выделяется в Тургае как основная. Она занимает почти все междуречные пространства Предтургайской и Северо-Тургайской наклонных равнин, а также часть междуречий юго-западного и юго-восточного Тургая. Подобно более древней поверхности в западной части Тургайского плато, эта поверхность выравнивания включает как денудационные, так и древнеаккумулятивные участки при преобладании первых. Поверхность сформирована главным образом на горизонтально залегающих палеогеновых отложениях, местами перекрытых неогеновыми. На большей же части ее континентальные олигоценые или миоценовые отложения непосредственно перекрыты маломощными суглинками и супесями покровного характера (жуншиликская свита). Рельеф поверхности разнообразен — от плоского и слабо-волнистого до гривно- и грядово-ложбинного (Городецкая, Козлова, 1970). В северном Приаралье позднемиоценовая—раннеплиоценовая поверхность представлена преимущественно денудационными слабо расчлененными участками (на сарматских породах) и распространена ограниченно (Кузин и др., 1974).

Некоторые исследователи в качестве поверхности выравнивания миоценового (среднесарматского) возраста выделяют обширную пластовую равнину Устюрта (Хондкариан, Горелов, 1974). Она имеет плоский рельеф первичноморского аккумуляционного генезиса, осложненный тектоническими движениями в послесарматское время, создавшими пологие повышения и понижения. Денудационные процессы, в сущности, в ее формировании не участвовали.

Речные долины Турана отчетливо делятся на две основные категории — крупные долины транзитных рек и более мелкие долины рек, также питающихся за пределами региона, но слепо оканчивающихся в пустыне. К речным долинам первой категории относятся долины Амударьи и Сырдарьи, питающихся в горах Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Примером рек второй категории являются Зеравшан, Мургаб и Теджен.

Для аридной и семиаридной зон, кроме расчленения территории транзитными водотоками, характерным элементом эрозионного расчленения являются многочисленные, небольшие по протяжению и неглубокие саи и русла или постоянно сухие, или с временным сезонным стоком.

На крайнем севере региона юго-западная часть Западно-Сибирской равнины и северная часть Тургайского прогиба пересечены широтным отрезком Иртыша, Ишимом, Тоболом и их многочисленными левыми притоками.

Современная долина Амударьи на ее среднем отрезке имеет позднплейстоценовый возраст. На участке от слияния Пянджа с Вахшем до г. Керки река обтекает юго-западные отроги Гиссарского хребта. Здесь долина образует четковидные расширения (с двумя-тремя аккумулятивными террасами), приуроченные к синклинальным понижениям, которые разделены антиклинальными возвышенностями; пересекая последние, долина становится асимметричной, с крутым правым бортом (Неводчикова, 1972; Кесь, 1979а).

От г. Керки до пос. Нефтезаводск река следует вдоль регионального Амударьинского разлома. На этом участке долина прямолинейна, достигает максимальной ширины (до 25 км) и асимметрична. Ее левый берег, пологий — граничит с равниной Низменных Каракумов, а правый образован крутыми обрывами Сундуклинского плато и неогеновых останцов. Пойма (с относительной высотой от 0,8 до 1,5 м и шириной от 2 до 5 км) и I терраса, возвышающаяся

над поймой на 1—2 м и достигающая в ширину 12 км, сложены голоценовым аллювием. II терраса, располагающаяся на 2—7 м выше поймы, также аккумулятивная. Она развита преимущественно по левому берегу и незаметно сливается с песками Низменных Каракумов.

От Нефтезаводска до Тюямуюна Амударья прорезает Заунгузские Каракумы. Долина суживается до 3—5 км. Она имеет здесь лишь пойму и I надпойменную террасу небольшой ширины. Борты долины ограничены обрывами, вскрывающими плиоценовые породы. В районе теснин Дульдуйлатлаган и Тюямуюн река протекает в узкой щели, антецедентно прорезающей положительные структуры. Севернее Тюямуюна начинается широкая аллювиально-дельтовая равнина, ниже уровня которой расположена только пойма Амударьи, переходящая примерно у Нукуса в современную дельту этой реки.

Рассматриваемая часть долины, а также связанные с ней дельты Амударьи, имеют относительно молодой возраст. На протяжении же всей первой половины плейстоцена (и значительно ранее) Амударья, выходя из гор, имела субширотное направление. Ее долина пересекала Низменные Каракумы. С позднего плиоцена и до среднего плейстоцена пра-Амударья отлагала здесь свои осадки и сформировала мощную толщу аллювиальных песков, а затем повернула на север.

Реликтами русел Амударьи позднеплейстоценового времени являются ее Ахчадаринский рукав с продолжающими его сухими протоками одноименной дельты и сухие русла Узбой, Даудан и Дарьялык голоценового возраста. Погребенным реликтом палео-Амударья является выявленная бурением и прослеженная с востока на запад вдоль всех Низменных Каракумов глубокая эрозионная ложбина, заполненная позднеплиоценовыми осадками (Раевский и др., 1976).

Долина Сырдарьи в современном виде сформировалась к среднему—позднему плейстоцену. Для ее морфологии характерно четковидное строение, выражающееся в чередовании расширений и сужений. При выходе из Ферганской котловины, где развит комплекс аккумулятивных террас (наибольшей ширины — до 90 км — достигает позднеплейстоценовая III терраса), река прорывается между Чаткало-Кураминской и Туркестано-Алайской горст-антиклинальными структурами. На этом участке долина прямолинейна и относительно глубоко врезана.

Ниже Бекабада р. Сырдарья приобретает меридиональное, а затем северо-западное направление и принимает крупные правые притоки — Ангрэн, Чирчик и Келес. Здесь, в Ташкентско-Голодноостепской депрессии, долина расширяется до 15—20 км. Кроме поймы, в ней прослеживается голоценовая и позднеплейстоценовая аккумулятивные террасы высотой соответственно 3—4 и 15 м (Сорокина, 1975; Кесь, 1979б). Разрезав молодое Чардаринское поднятие, река круто поворачивает на север, долина ее резко суживается до 5—7 км и там, где она огибает Чули-Приташкентский выступ, имеет ярко выраженный эрозионный характер.

Примерно у устья Арыси долина входит в пределы крупной тектонической депрессии (Арысской мульды). Ее ширина достигает здесь многих десятков километров. Пойма изобилует озерами-старицами, местами заболочена. Наиболее развита II позднеплейстоценовая терраса, которая достигает на левом берегу ширины до 80 км и частично перекрыта золотыми песками. Ниже г. Туркестана и до г. Чиили долина снова суживается, русло прижимается к предгорьям хр. Каратау, местами к его подгорной равнине. Вдоль русла развиты в основном пойма и голоценовые террасы шириной до 15 км.

Западнее, в области центральной части Сырдарьинской синеклизы, река протекает по обширным аллювиально-дельтовым такырным равнинам позднеплейстоценового—голоценового возраста. В их формировании участвовали Сарысу и бывший приток Сырдарьи — р. Чу, которые заканчиваются теперь

значительно восточнее. Ширина заболоченной поймы, над которой возвышается такырная равнина, достигает 10—15 км (Кесь, 19796). К северо-западу от пос. Джусалы Сырдарья пересекает одноименное поднятие. Ее долина на этом участке довольно прямолинейна, террасы развиты фрагментарно, их ширина не превышает 3—4 км. В районе Казалинска долина Сырдарья сменяется современной дельтой, опирающейся на уровень Аральского моря.

На протяжении конца плиоцена и в плейстоцене Сырдарья, как и Амударья, сильно мигрировала. Выйдя в начале плиоцена за пределы Ферганской котловины, она, как полагал Б.А. Федорович (1952), сначала прокладывала свое русло через Кызылкумы в широтном направлении, постепенно смещаясь к северу. В среднем плейстоцене долина Сырдарьи переместилась к востоку и располагалась параллельно современной, но значительно западнее. Начиная с позднего плейстоцена ее положение стало близким к современному. В восточном Приаралье в это время сформировались древние дельты Сырдарьи, изрезанные многочисленными староречьями. Некоторые из реликтовых русел (Жанадарья, Кувандарья и др.) и сейчас периодически заполняются водами Сырдарьи.

Долины рек второй категории имеют ряд общих черт. Все они предопределены тектоническими причинами, с чем связаны их относительная прямолинейность, стабильность положения в течение четвертичного периода, глубокий врез, большая мощность аллювиальной толщи и наличие эрозивно-аккумулятивных террас. В низовьях этих рек сформировалась серия разновозрастных субэаральных дельт.

К долинам, связанным с региональными разломами, относятся долины Теджена и Мургаба, заложенные в среднем плиоцене.

Долина Теджена в ее верхнем (в пределах СССР) отрезке (длиной около 150 км) прямолинейна и врезана на глубину до 200 м в растущую Пиревешскую антиклиналь. На этом участке наблюдается до шести террас, из которых две верхние цокольные. Самая верхняя, раннеплейстоценовая, терраса достигает высоты 90 м. В среднем отрезке долины (от Полехатума до Серахса), где ее глубина равна примерно 80 м, река подмывает западный склон Бадхыза; здесь отмечаются четыре террасы, сформировавшиеся одновременно с дельтами Теджена соответственно ранне-, средне-, позднеплейстоценового и голоценового возраста. Ниже Серахса долина выработана в аллювиально-дельтовых отложениях, глубина ее измеряется первым десятком метров, а число террас уменьшается до двух. Возраст их датируется голоценом.

Долина Мургаба (в пределах СССР располагается лишь небольшой участок ее протяжением 350 км) так же, как и долина Теджена, переуглублена. Ее верхний отрезок имеет симметричный профиль и четыре террасы, верхняя из них цокольная, остальные — аккумулятивные. Ниже Тахта-Базара долина прямолинейна и резко асимметрична. Правый борт ее образован крутым склоном Карабиля. На левом развиты три террасы, верхняя из которых эрозионная. Начиная от пос. Сандыкачи, долина расширяется, склоны ее выполаживаются. В ней развита лишь первая терраса, вторая сохранилась в виде останцов. При выходе реки на равнину у Иолотани расположен замок наиболее молодой голоценовой дельты.

Долины Зеравшана и Кашкадарьи субсеквентны. Они имеют близкую к широтной ориентировку, предопределенную направлением складчатых структур Туркестанского, Зеравшанского и западных отрогов Гиссарского хребтов. В сходном с современным виде эти долины были сформированы в раннем—среднем плейстоцене.

По выходе из гор Зеравшан протекает по обширной Самаркандской впадине — синклинали (грабен-синклинали) прогибу, заполненному мощной толщей аллювия. Четыре развитые в его широкой (до 50 км) долине террасы аккумулятивные и датируются средним плейстоценом—голоценом.

Вниз по течению древние отложения погружаются под более молодые (Когай и др., 1972). Особенно больших размеров на этом участке достигает II терраса. Максимальное превышение террас над рекой достигает 10—12 м. Ниже Зеравшан прорезает антиклинальное поднятие неогенового Автобачинского плато. Долина здесь резко суживается, количество террас увеличивается до пяти-шести. Следующее расширение долины приурочено к Рометанскому прогибу, где начинается область дельтовых накоплений Зеравшана. Голоценовые староречья Зеравшана на востоке достигают оз. Денгизкуль, на западе выходят к Амударье (русло Махандарьи).

Погребенным, наиболее древним (позднеплиоценовым) реликтом Зеравшана, впадавшего в то время в апшеронский бассейн, некоторые исследователи считают русло Халдар, обнаруженное бурением в восточном Заунгузье к югу от Питнякской возвышенности (Животовская, 1963; Кесь, 1979а).

Долина Кашкадарьи при выходе из гор относительно неширока и имеет четыре аккумулятивные террасы среднеплейстоценового—голоценового возраста. Две нижние молодые террасы небольшой высоты (2—4 м) переходят в современную дельту, занимающую центральную часть Каршинской степи. В первой половине плейстоцена Кашкадарья была, по-видимому, притоком Зеравшана. Протоки Кашкадарьи, образовавшиеся в голоцене, и сейчас прослеживаются вплоть до Бухарской дельты Зеравшана.

Время заложения речной сети в северной части региона определяется неоднозначно, но большинство исследователей относят его к раннему плейстоцену (Николаев, 1965). Ее плановое расположение, по мнению многих исследователей, обусловлено тектоническим фактором: долины приурочены к зонам тектонических опусканий, а междуречья соответствуют участкам тектонических поднятий. Большая часть современной речной сети имеет унаследованный характер и в плане совпадает с древними долинами.

В современных долинах рассматриваемого отрезка Иртыша и его главных притоков выделено четыре надпойменных террасы и пойма (Городецкая, 1975а). Две верхние террасы ранне-среднеплейстоценового возраста имеют относительную высоту соответственно 40—50 и 30—35 м и представляют озерно-аллювиальные равнины шириной от 25 до 60 км. Нижние-позднеплейстоценовые аллювиальные террасы, поднимающиеся на 15—20 и 10—12 м над поймой, сформировавшейся в голоцене, имеют меньшую ширину — 10—25 км. Для долины Иртыша характерно асимметричное строение — правый ее борт значительно круче левого, по которому террасы представлены наиболее широко и полно.

Особым элементом рельефа является тектонически predeterminedенная Тургайская ложбина, северным продолжением которой является долина нижнего Тобола. Происхождение и возраст Тургайской ложбины дискуссионны. Одни исследователи рассматривают ее как единую ложбину ледниковых вод, стекавших в южном направлении (Бобоедова, 1966; Илларионов, 1972). Другие считают, что Тургайская ложбина — гетерогенное образование, по которому сток в плейстоцене происходил одновременно в двух направлениях — в бассейн Иртыша и бассейн Тургая (Мартынов, 1961; Лазуков, 1972). По данным М.Е. Городецкой и Н.В. Кольбе (1976), в Тургайской ложбине прослеживается до шести денудационно-аккумулятивных уровней от позднеплиоценового до голоценового возраста. В северной части ложбины они аллювиальные, в центральной — пролювиально-озерные, в южной — пролювиальные и аллювиально-пролювиальные.

В Тоболо-Ишимском междуречье выделяются крупные субмеридиональные палеодолины рек пра-Суерь, пра-Кизак и пра-Емец среднеплейстоценового возраста. Такого же типа Донкинская ложбина — часть древнего Тобола. Северную часть Центрально-Тургайского плато пересекает субширотная Сапсынагашская

ложбина, а южную — Жаман-Анкольская, обе заложенные в среднем—позднем плейстоцене (Доскач, 1958). В северном Приарале сохранилась позднелиценевая палеодолина, вытянутая вдоль западной окраины песчаного массива Малые Барсуки.

Характер и морфологические типы расчленения междуречий на севере и юге региона заметно различаются. В его южной части, где постоянных водотоков, кроме транзитных рек, нет, а междуречья представлены преимущественно песчаными равнинами, в присущих этой территории аридных морфоклиматических условиях преобладают эоловые процессы. Наиболее широко распространены дефляционно-аккумулятивные эоловые формы песков, полузакрепленные растительностью. Морфология их весьма разнообразна и зависит от характера субстрата и ветрового режима. Наряду с грядовыми песками развиты ячеисто-грядовые, грядово-ячеистые и бугристые формы.

На южной приподнятой окраине Заунгузских Каракумов господствует кыровый рельеф, сформировавшийся, видимо, еще в конце плейстоцена. Высота кыровых гряд местами достигает 80 м, ориентировка близка к северо-западной. Их поверхность бронирована известково-гипсовой коркой. К северу Заунгузья кыровый рельеф сменяется грядово-ячеистым. Глубина расчленения уменьшается до 10—15 м. На аккумулятивных равнинах, например в Низменных Каракумах, глубина эолового расчленения в среднем не превышает 5—10 м, редко достигая 20—25 м. Здесь представлены все модификации грядовых песков. Наибольшую высоту (до 30 м) имеют песчаные гряды на северной периферии Карабиля. В Кызылкумах, где эоловый рельеф сформировался в результате дефляции верхнелиценевой песчаной толщи, амплитуда расчленения варьирует в пределах 5—30 м. Наряду с относительно невысокими, близко расположенными грядами выделяются и более крупные (20—30 м), отстоящие одна от другой на 1—2 км. Общая ориентировка рельефа субмеридиональная.

Наиболее распространенной формой незакрепленных, подвижных песков являются барханы и их комплексы. Они занимают не более 10% площади песков и приурочены к окраинам оазисов, обрамляют с запада долину Амударьи, а также образуют отдельные массивы на периферии дельт Зеравшана, на восточном побережье Каспия и на некоторых других участках. Специфической формой антропогенного происхождения являются барханы, окружающие в песчаной пустыне площадки, на которых расположены колодцы.

Из крупных отрицательных форм эолового происхождения следует отметить денудационно-дефляционные котловины, сформировавшиеся в результате выпотевания солей и последующего выдувания образовавшегося пылеватого материала. Максимальная глубина таких депрессий, нередко предопределенных тектонически, достигает 100 м и более. Они встречаются на Майгышлаке, Устюрте, в Кызылкумах, на Бадхызе. Значительно менее глубокие дефляционно-солончаковые котловины обычны в Низменных Каракумах (Унгуз, Келифский Узбой и другие районы).

Существенным элементом локального расчленения поверхности Устюрта является карстовая морфоскульптура в виде провалов, крутосклонных воронок, полей, реже пещер. Глубина их обычно достигает примерно 20 м, в отдельных случаях доходит до 50 м.

Эрозионное расчленение, связанное с деятельностью временных водотоков, наиболее широко распространено на подгорных равнинах Копетдага и Центрально-Кызылкумских островных гор. Густота расчленения в верхних прилегающих к горам частях подгорных шлейфов достигает 2—2,5 км/км² и уменьшается к периферии подгорных равнин до 0,5 км/км². Глубина саев и эрозионных ложбин изменяется в этом же направлении с 10—20 до 1—2 м (Граве, 1957). В предгорьях наблюдается большая дробность эрозионного расчленения, развитие дефляции и глинистого карста приводит к образованию бедлендов. Также сильно

расчленены саями и ложбинами временных водотоков (возникающих в период весенних дождей) чинки, обрамляющие Устюрт, края столово-останцовых возвышенностей и борта крупных замкнутых котловин. Отдельные русла, прорезающие борта котловин, достигают глубина до 30—40 м и имеют характер каньонов.

В северной части региона расчленение обусловлено прежде всего флювиальными процессами. На прииртышской равнине морфоскульптура формировалась в периоды значительного обводнения многочисленными блуждающими, неглубоко врезанными потоками. В более сухие периоды потоки распались на отдельные озерные системы. Для этой равнины и части располагающихся южнее междуречных равнин характерен также комплекс грядово-ложбинных и суффозионно-просадочных форм с амплитудой рельефа не более нескольких метров. Наиболее интенсивное эрозионное расчленение приурочено к приводораздельным склонам и склонам долин.

В северной части Тургая густота эрозионного расчленения не превышает 0,5—1 км/км², лишь до 5% площади охвачено расчленением 1,5 км/км² и больше. Глубина расчленения в среднем достигает 5—8 м, максимум — 25 м. В пределах Центрально-Тургайского плато густота расчленения возрастает в среднем до 1,5—2,5 км/км². Эрозионные формы проникают здесь далеко в глубь междуречных равнин, амплитуда расчленения местами достигает 50 м. Центральные же части междуречий расчленены лишь неглубокими озерными котловинами и суффозионно-просадочными формами.

В южной половине Турана преобладает зональная морфоскульптура — эоловые песчаные и столово-останцовые формы, бессточные котловины, а также увалистый (баирный) рельеф возвышенностей Бадхыз и Карабиль, пологоволнистый и плоский рельеф подгорных равнин, поверхность которых образована слившимися конусами выноса. На фоне этого рельефа выделяются реликтовые образования в виде древних долин типа Узбоя и многочисленных сухих проток, прослеживающихся под эоловыми песками на периферии субаэральных дельт. К реликтам могут быть отнесены также пологие ложбины на северном склоне Бадхыза и Карабиля, являющиеся остатками древних долин, расчленивших эти возвышенности в первой половине плейстоцена.

В Туране выделяется несколько этапов формирования морфоскульптуры. Наиболее древним, в которое заложились основы морфоскульптурной дифференциации территории, является среднелигоценый. В это время обособились главные области денудации и аккумуляции, что определило близкое к современному распределению экзогенных процессов, формирующих морфоскульптуру региона. Опускание Низменных Каракумов и еще более интенсивное погружение Южно-Каспийской и Западно-Туркменской впадин вызвали переуглубление ложа речных потоков. Возникли глубокие эрозионные врезы пра-Амударьи и ее притоков, в дальнейшем заполнившиеся осадками. В северных районах Туркмении (и за ее пределами), не охваченных опусканиями, в среднем плейстоцене были сформированы крупнейшие впадины (Сарыкамыш, Карабогаз, Аральская и др.). Крупные дефляционно-денудационные котловины на Устюрте и Мангышлаке также унаследованы со среднего плейстоцена, о чем свидетельствует наличие в некоторых из них датированных верхнелипленовых отложений. К этому времени относится и формирование чинков Устюрта, осложненных древними оползнями, возникновение столово-останцового и куэстового рельефа. Начальный этап формирования эолового рельефа песков также относится к среднему плейстоцену, об этом свидетельствует кыровый рельеф Заунгузских Каракумов.

Следующий этап развития морфоскульптуры относится к самому концу плейстоцена—началу плейстоцена, когда вновь усилились вертикальные тектонические движения. В это время крутые и глубокие среднелипленовые депрессии частично заполнились осадками, а более мелкие продолжали углубляться, возникли верхние ступени подгорных равнин, развивались процессы накопления аллю-

виальных и дельтовых толщ и их золовой переработки. Их равнинный рельеф местами осложняется золовым. Одновременно происходила дефляция континентальных верхнеплиоценовых отложений в Кызылкумах и Заунгузье с появлением золовых форм. Происходило дальнейшее развитие столово-останцового и куэстового рельефа.

Наиболее молодой, предсовременный этап развития морфоскульптуры пришелся на конец среднего—начало позднего плейстоцена. На этом этапе Амударья повернула на север к Аральскому морю, сформировался современный золовый рельеф Низменных Каракумов, произошло максимальное распространение субаральных дельт, возникла долина Узбоя, по которой стекали воды Сарыкамышского озера. Долина Сырдарьи после ее миграций в Кызылкумах заняла близкое к современному положение. В восточном Приарале образовались ее обширные дельты, сливающиеся с дельтами Амударьи. Широко распространились подгорные равнины, плащ которых обрамляет островные низкогорья Кызылкумов и предгорья Копетдага.

Таким образом, морфоструктура Турана развивалась унаследованно, по крайней мере с конца плиоцена, в условиях аридного климата.

Формирование морфоскульптуры Тургая также протекало унаследованно. Основы ее заложены в самом начале плейстоцена, когда произошло глубокое врезание до этого слабо врезанной позднеплиоценовой эрозионной сети. В это время возникли основные черты морфологии междуречий, их приводораздельных склонов и склонов речных долин. Заложение последних в виде, близком к современному, также относится к этому времени. Второй этап формирования морфоскульптуры относится к границе позднего плейстоцена и голоцена. На этом этапе произошло новое врезание речной сети, оживились эрозионные и склоновые процессы. Местами, особенно на юге этой части территории, формировался золовый рельеф.

Эпохи преобладания аккумуляции, протекавшей в Тургае с перерывами, относятся к концу раннего, среднему и началу позднего плейстоцена. Их проявлением в морфоскульптуре являются аккумулятивные поверхности на междуречьях и обширные аллювиальные и озерно-аллювиальные террасовые равнины в речных долинах. К этому же времени относится формирование гривно-ложбинного, древнедождевого и других реликтовых морфоскульптур долин и междуречий, которые в современную эпоху осваиваются эрозией, суффозионными и склоновыми процессами.

Специфической чертой морфоскульптуры региона является широкое распространение покровов четвертичных отложений различного генезиса, играющих рельефообразующую роль. Среди них наибольшее влияние оказывают аллювиальные, субарально-дельтовые и дельтовые покровы. Определенное значение имеют также покровы аллювиально-пролювиальных, морских и озерных отложений.

Среди аллювиальных покровов первое место занимает толща ниже-среднеплейстоценовых, преимущественно песчаных, отложений пра-Амударьи, формирующая поверхность Низменных Каракумов. Эти отложения, известные под названием каракумской свиты, создают равномерный уклон поверхности Каракумов от современной Амударьи до Западно-Туркменской низменности. Мощность свиты колеблется от первых десятков метров до 300—350 м в центральной части Каракумов. Верхние горизонты каракумской свиты интенсивно переработаны ветром с образованием золового рельефа.

Пологовыпуклая поверхность субаральных дельт с веерообразным распределением уклонов играет существенную роль в морфоскульптуре южных и юго-восточных частей Туркмении и Узбекистана. Характерной особенностью этих образований является уменьшение размеров дельт от более древних к более молодым. Наибольших размеров достигает самая древняя, выраженная в рельефе

позднеплейстоценовая соединенная дельта Мургаба и Теджена. Покров тедженской дельты, обрамляющий подгорную равнину Копетдага, достигает на западе меридиана пос. Геок-Тепе. Несколько меньшие размеры имеют субэральные дельты североафганских рек, формирующих поверхность юго-восточных Каракумов. Наибольшая из них, позднеплейстоценовая, образует Обручевскую степь. В Узбекистане наиболее значительны субэральные дельты Зеравшана и Кашкадарьи. Средне- и позднеплейстоценовые дельты Зеравшана располагаются севернее Бухарского оазиса. На севере они ограничены южной грядой островных гор Кызылкумов, а на юге распространяются на левобережье Амударьи. Позднеплейстоценовая дельта Кашкадарьи распространяется до плато Сундуки на юге и достигает бухарской дельты Зеравшана на западе. Центральная часть всех дельт, такырная, имеет голоценовый возраст. Более древняя их периферия обычно скрывается под золовыми песками. Суммарная мощность песчано-глинистых субэральнo-дельтовых отложений измеряется многими десятками метров.

Дельты Сырдарьи и Амударьи занимают значительную площадь в южном и восточном Приаралье. Возраст из позднеплейстоценовый и голоценовый. Они преимущественно глинистые, такырные. Западная периферия дельтового покрова междуречья Сырдарьи и Амударьи интенсивно преобразована золовыми процессами.

Аллювиально-пролювиальный покров генетически связан с горными территориями, которые он обрамляет. Это наблюдается в центральных Кызылкумах, на подгорных равнинах Копетдага и западных отрогах Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Мощность щебнисто-галечных и песчано-глинистых подгорных отложений местами превышает 100 м. Для них специфична морфоскульптура пологонаклонных волнистых равнин, сформированных слившимися конусами выноса временных водотоков. Наибольшая площадь озерных отложений выделяется в Сарыкамышской впадине. Покров морских хвалыньских отложений обрамляет восточное побережье Каспия.

Из характерных палеогеографических границ на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн в пределах региона показана граница раннехвалынской (максимальной для позднего плейстоцена) трансгрессии Каспия. Она четко маркируется распространением хвалынской малакофауны и береговыми валами, сохранившимися местами даже на подгорных равнинах Копетдага, Большого и Малого Балхана. Уровень Каспия в раннехвалыньское время почти повсеместно достигал абсолютных отметок 48—50 м.

СТАБИЛЬНЫЕ ГЕОТЕКТУРЫ СССР

Региональный морфоструктурный анализ, проведенный в процессе составления Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн подтвердил весьма важное в теоретическом отношении положение И.П. Герасимова (1976) о своеобразии комплексов морфоструктур, присущих главным элементам архитектуры Земли, связанным с историческими особенностями их формирования.

Поскольку на территории СССР представлены почти все типы континентальных геотектур Земли, изучение специфики преобладающих в их пределах морфоструктур создает основу для построения общей геоморфологической классификации материков. При этом наиболее общим является деление геотектур континентов (так же как и геотектур океанов) на относительно стабильные геотектуры платформенных равнин и тектонически активные, мобильные геотектуры орогенов, что отвечает естественному морфологическому делению рельефа Земли на равнинные и горные страны. Следует, однако, отметить, что, как все природные объекты, геотектуры связаны переходными образованиями, возникающими в результате вторичной активизации древнейших шовных зон и ставшими элементами литосферных плит. Посредством этих переходных образований (блокогенов) стабильные и мобильные геотектуры суши образуют единый эволюционный ряд (Асеев, 1982; Асеев и др., 1982).

Наиболее древними и стабильными геотектурами являются цокольные равнины щитов — кратоны. Исходная глыбовая морфоструктура щитов-кратонов достаточно гетерогенна и гетерохронна. Наряду с "живыми" новейшими тектоническими разломами, обуславливающими жесткие блоковые деформации, она сохраняет следы более древних, также блоковых деформаций, в настоящее время проявляющихся пассивно через различную сопротивляемость по отношению к процессам денудации кристаллических и метаморфических пород. Поверхность базального пенеплена включает фрагменты как древних (домезозойских) откопанных поверхностей выравнивания, так и относительно молодых (палеогеновых), что подтверждают сохранившиеся остатки очень разновозрастной речной сети. Все это отражает достаточно сложное и дифференцированное тектоническое развитие кратонов.

Однако главную особенность морфоструктур кратонов составляет малая амплитудность создавших их как новых, так и новейших тектонических движений. На Украинском и Анабарском щитах они даже не привели к возникновению низкогорий среди высоких цокольных равнин. В пределах Балтийского и Алданского щитов поверхность лишь несколько осложнена островными глыбовыми низкогорьями. Но в восточной части Алданского щита амплитуда деформаций была настолько существенной, что эта часть его приобрела рельеф массивных глыбовых среднегорий и полностью утратила основные свойства щита: общую выровненность и малоамплитудность дизъюнктивных деформаций. На северо-востоке Советского Союза выявляется эволюция обломков древних

щитов в глыбовые нагорья, а срединных массивов — в жесткие древние ядра складчатых орогенов.

Древние платформенные равнины, характеризующиеся денудационно-ярусным рельефом, образовавшимися в результате прерывистых кайнозойских поднятий и пологих деформаций, отнесены И.П. Герасимовым (1976) к геотектурам типа платогенов. Типичными примерами таких геотектур могут служить Восточно-Европейская равнина и плато Средней Сибири.

На фоне слабо дифференцированных новейших поднятий (несмотря на неоднократные ингрессии окраинных морей) на Восточно-Европейской равнине в кайнозое преобладали денудационные процессы. Для медленно развивавшихся древнеунаследованных положительных морфоструктур центральных частей равнины характерна структурно обусловленная ступенчатость (Средне-Русская возвышенность), а для более активно растущих и новообразованных морфоструктур Волго-Уральской области — денудационная ярусность (Приволжская возвышенность). В пределах обширных разделяющих возвышенности низменностей распространены те же два типа денудационного преобразования: предопределенного древней структурой и не связанного с древним структурным планом.

В пределах платогена Средней Сибири, где дифференцированные поднятия и денудационные преобразования в кайнозое отличились значительно большей интенсивностью, также преобладают структурно-денудационные столовые, часто бронированные плато (плато Подкаменного свода и др.). Ярусные, столово-ярусные или наклонные денудационные плато и равнины распространены меньше; обычно они образуют склоны крупных морфоструктур.

Более устойчивой тенденция к прогибанию и аккумуляции в пределах древних платформ была только во внутриплатформенных и краевых прогибах (выраженных в рельефе соответственно Окско-Донской, Приднепровской равнинами и Печорской, Прикаспийской, Северо-Сибирской, Центрально-Якутской низменностями), где распространены пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, отнесенные И.П. Герасимовым (1976) к пленогенам.

С позиций регионального геоморфологического анализа эта категория геотектур особенно характерна для молодых платформ (Скифской, Западно-Сибирской, Туранской). Сходство геологического строения, тектонических условий и морфоструктурного развития определило относительную простоту морфоструктурного плана, отражающего в сглаженном, генерализованном виде элементы структурного плана чехла и фундамента.

Периферию Туранской и особенно Западно-Сибирской равнин в виде амфитеатра образуют структурно обусловленные плато, возвышенности и наклонные денудационные равнины, близкие к платогенам древних платформ. Внутреннюю сниженную морфоструктурную зону составляют аккумулятивные равнины типа пленогенов. Такое орографическое и структурное деление связано с сильной новейшей активизацией периферии платформ на стыке с окружающими геотектурами, тогда как внутренняя зона отражает унаследованность внутриплатформенной впадины с характерными волнообразными деформациями осадочного чехла, имеющими частично унаследованный, частично инверсионный характер. Унаследованность проявляется, в частности, и в совпадении ориентировки крупных морфоструктур с простираем основных геологических структур чехла и фундамента. Иногда такая унаследованность проявляется в рельефе косвенно, через простираем некоторых линеаментов (уступов, ложбин, спрямленных участков речных долин).

Весьма характерно, что молодые платформы вместе с краевыми частями древних платформ в ряде случаев образуют, согласно И.П. Герасимову (1976), гетерогенные геотектуры — типичные пленогены, характеризующиеся на новейшем этапе единством морфоструктурного развития. Примером может служить Причерноморская низменность — мегавпадина. Эта крупнейшая в Европейской части

СССР новейшая отрицательная структура включает южную окраину Русской платформы и значительную часть Скифской и Мизийской плит, Одесский и Предбурджинский краевые прогибы (наиболее интенсивно развивавшиеся в мезозое), неогеновый предгорный Индольский и мезозой-кайнозойский Северо-Сивашский прогибы, Керченско-Таманский поперечный (наложенный) и Кубанский краевой прогибы с огромными мощностями отложений мезозоя—кайнозоя, а также обширную Азово-Кубанскую впадину со сравнительно тонким чехлом новейших отложений. Однако современные очертания эта формирующаяся геотектура приобрела лишь в неоген-четвертичное время.

Свообразной была и эволюция морфоструктуры молодых щитов — пенепленизированных участков домезозойских межконтинентальных шовных зон (мобилтонов), слабо преобразованных альпийским орогенезом, типичным примером которых являются пенеплены Предуралья и Зауралья.

Геотектура Казахского щита прошла через те же характерные для мобилтонов основные этапы геоструктурного и геоморфологического развития. В современном рельефе щита отчетливо сохранились крупные фрагменты древнего поздне триасового и раннеюрского пенеплена, выработанного на складчатом основании домезозойского возраста, в геологическом прошлом входившем в состав межконтинентальной шовной зоны. Альпийский орогенез на большей части щита проявился слабо.

Трактовка щита как самостоятельной геотектуры определяется его монолитностью и автономностью, которую отражают четкие границы с соседними геотектурами — пленогенами Западной Сибири и Турана. Исключение составляют лишь границы на юге и юго-востоке щита, где благодаря более значительной новейшей активизации переход к эпиорогенам межконтинентальной шовной зоны выражен местами (в Чу-Илийских горах и Тарбагатае) недостаточно резко. Слабые поднятия на стыке с пленогеном Западной Сибири проявились в распространении на окраинах щита цокольных полупогребенных наклонных или ступенчатых равнин, напоминающих по типу сочленения склоны Украинского и некоторых других щитов-кратонов.

В пределах геотектуры Казахского щита отмечается четкая локализация двух различных категорий морфоструктур: прямых, унаследованно развивающихся с палеозоя, и наложенных, новейших. Первые расположены в ее западной и северо-западной частях вдали от Центрально-Азиатского горного пояса, вторые — в непосредственной близости от него.

Активизированные мобилтоны или блокогены, отличаются от мобилтонов, согласно трактовке И.П. Герасимова (1976), более интенсивными новейшими блоковыми (глыбовыми) деформациями, определившими характер их морфоструктуры: развитие горстовых массивов и котловин-грабен. Располагаясь в пределах участков древних межконтинентальных шовных зон, затронутых новейшим альпийским орогенезом, блокогены являются генетически переходными образованиями от мобилтонов к эпиорогенам и часто распространены на границах между платформенными равнинами и орогенами не только на суше, но и в пределах эпиконтинентальных морей. Так, например, затопленная Карским морем северная часть Западно-Сибирской плиты обрамляется блокогенами Новой Земли, Северной Земли и Таймыра (горы Бырранга).

Горы Бырранга образовались в шовной зоне между молодой Западно-Сибирской и древней Сибирской платформами и были особенно сильно активизированы на востоке, где они примыкают к мезозойской складчатой области — эпигеосинклинальным горам Северо-Востока СССР. К блокогенам следует отнести и наиболее активизированную часть Урала. Близкую природу имеют также некоторые менее активизированные кряжевые массивы герцинид, каледонид и байкалид (Донецкий кряж, Тиман, Енисейский кряж).

К области распространения блокогенов относится и Центрально-Казахстан-

ское низкогорье, отвечающее в геоструктурном отношении Центрально-Казахстанскому мегаблоку. Эта часть Казахского щита, со всех сторон ограниченная глубинным разломами, обладает максимальной (в пределах щита) мощностью земной коры (45—52 км) и характеризуется пониженными значениями гравитационного поля. В пределах мегаблока очень широко развит позднегерцинский гранитоидный магматизм, с которым связано большое число кольцевых морфоструктур, выраженных островными низкогорными массивами (Каркаралы, Кент, Бугалы). Все эти признаки указывают на высокую новую и новейшую тектоническую активность Центрально-Казахстанского мегаблока, о чем свидетельствуют, в частности, и данные о его современной активности, полученные при повторном нивелировании. Таким образом, Центрально-Казахстанское низкогорье отличается от остальной территории Казахского щита повышенной тектонической активностью, что позволяет относить его к геотектурам типа блокогенов или переходных образований.

РЕЛЬЕФ ОСТРОВНОЙ СУШИ, БЕРЕГОВ И ДНА МОРЕЙ

Островная суша, входящая в пределы СССР, приурочена преимущественно к акватории Северного Ледовитого океана и дальневосточным морям. Рельеф островов дальневосточных морей (Сахалина, Курильских и др.) по происхождению и развитию тесно связан с рельефом материковой части Дальнего Востока и рассматривается ниже в рамках этого региона. Рельеф же островов Советской Арктики отражает не столько рельеф прилегающей суши, сколько гетерогенность Арктического шельфа.

Генетическое разнообразие типов морских берегов также связано с историей развития рельефа не только прибрежной суши, но и внутреннего шельфа, отражая и современную тенденцию динамики береговой линии.

ОСТРОВА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Вся островная суша в пределах Советской Арктики (общая площадь островов достигает примерно 200 тыс. км²) приурочена к подводному продолжению Евразийского материка — Арктическому шельфу, ширина которого изменяется от 1300 км в Баренцевом море до 250 км к востоку от Таймыра. Длительность и сложность исторического развития и тектоническая неоднородность шельфовой области определили большое разнообразие ее морфоструктур.

Основные черты орографии и морфоструктуры

Архипелаг Земли Франца-Иосифа включает около 200 островов, 85% площади которых покрыто ледниками. Основу коренного рельефа составляют разновысотные плато, разделенные по обобщенным отметкам на два яруса. Плато нижнего яруса (до 200 м) занимают восточную и западную периферии архипелага, где находятся наиболее крупные свободные от льда участки суши (Земля Александры, Земля Георга, о-в Грэм-Белл), а также некоторые небольшие острова внутри архипелага. Плато верхнего яруса распространены в его центральной части. Высотные отметки платообразных вершин большей части островов этой группы составляют от 300 до 500 м, а на о-ве Винер-Нейштадт и на Земле Вильчека несколько превышают 600 м.

Северный и Южный острова Новой Земли и о-в Вайгач образуют вытянутый в виде дуги огромный архипелаг, на котором выделяется четко выраженная осевая зона, представленная системой параллельных, глубоко расчлененных средневысотных хребтов. Она протягивается от губы Безымянной на юге до зал. Иностранцева на севере, прижимаясь севернее губы Машигина к северо-западному побережью, где почти полностью скрыта под мощным ледниковым покровом, занимающим более половины Северного острова. Острые, реже выполенные вершины, на которых прослеживаются свежие следы ледниковой обра-

ботки, достигают высот до 1000—1300 м (максимальная отметка — 1590 м). В пределах северной части Южного острова и севернее, на флангах осевой зоны (в основном вдоль восточного побережья), широко распространены низкогорья (отметки платообразных вершин 400—700 м). На его западном побережье (п-ве Гусиная Земля) и на прилегающих островах (Междушарском и др.) расположены субгоризонтальные равнины. Внутренние пространства северной и южной оконечностей Новой Земли заняты холмисто-грядовыми равнинами (150—300 м), а на побережье распространены террасированные равнины.

Остров Колгуев занят холмистой равниной (преобладающие отметки — 70—90 м, максимальная — 166 м), которую с юга и юго-востока окаймляет неширокая полоса прибрежной низменности (20—40 м).

Острова Белый, Шокальского, Сибирикова и Олений представляют останцы Западно-Сибирской низменности, их плоская поверхность не поднимается более чем на 33 м над уровнем моря. Сходный облик имеют удаленные от побережья острова Карского моря — Визе, Уединения, Известий ЦИК, Арктического Института, Свердруп, Сергея Кирова и некоторые другие.

Иной рельеф имеют скалистые острова близ побережья Таймыра (острова Западный Каменный, Восточный Каменный, шхеры Минина, архипелаг Норденшельда). В их пределах нередки высоты 60—100 м и более. Острова Ушакова и Шмидта целиком скрыты под ледниковыми куполами.

В архипелаг Северная Земля входят четыре крупных острова — Большевик, Октябрьской Революции, Комсомолец, Пионер и много мелких. 45% их общей площади скрыто под ледниковыми куполами. В рельефе архипелага выделяются три яруса: 1) низкогорья в пределах о-ва Большевик, на котором высотные отметки расчлененного плоскогорья достигают 400—500 м, и восточной части о-ва Октябрьской Революции, где отдельные вершины, поднимающиеся среди ледников, имеют отметки в 600—700 м; 2) возвышенная равнина в пределах о-ва Октябрьской Революции (150—250 м); 3) прибрежная террасовая равнина (до 150 м), широко развитая на всех островах.

В море Лаптевых можно выделить лишь один сравнительно крупный остров — Большой Бегичев, находящийся у выхода из Хатангского залива. Центр его занят холмистой равниной, переходящей в низменные побережья.

На Новосибирских островах наиболее распространены равнины и низменности до 60 м абсолютной высоты (на Земле Бунге — до 11 м). Острова Бельковский, Котельный и Столбовой представляют возвышенные равнины (100—200 м), а острова Беннета и Жохова — плато (300—400 м). На островах Большой Ляховский и Котельный выделяются несколько изолированных возвышенностей (гора Малахатин-Тас — 374 м, гора Эмий-Тас — 311 м).

Расположенный в горле Чаунской губы о-в Айон является продолжением Раучуа-Чаунской низменности.

Центральную часть о-ва Врангеля занимает субширотной ориентированная полоса средне- и низкогорных массивов. Центральные и Мамонтовые горы достигают высот 800—1100 м при относительных превышениях более 500 м. Низкогорья (Северные, Безымянные горы и др.) характеризуются абсолютными отметками вершин в пределах 400—600 м. Вдоль северного и южного побережий острова протягиваются слабовсхолмленные равнины (тундра Академии — до 50 м).

В строении островов Арктического бассейна, так же как и прилегающих участков шельфа, много общих черт с внутренним строением северной части Евразийского материка. В большинстве случаев на островах прослеживается продолжение, а нередко и единство морфоструктурного плана расположенных по близости участков материковой суши. Примером могут, в частности, служить аккумулятивные равнины о-ва Колгуева и Малоземельской тундры, горные сооружения Новой Земли и Урала. Исключением в этом отношении являются только наиболее удаленные архипелаги — Земля Франца-Иосифа и Де-Лонга.

В пределах занимающего восточную часть Карского моря жесткого складчатого основания докембрийского возраста (Карского срединного массива) выделены морфоструктуры древних щитов. К ним относятся низкогорные глыбовые массивы, наклонные и субгоризонтальные равнины восточной половины архипелага Северная Земля и кряжевые возвышенности мелких островов морей Карского и Лаптевых близ северного побережья Таймыра. На Северной Земле преобладают нижнепротерозойские метаморфические сланцы и песчаники, в строении островов таймырского мелководья, кроме протерозойских образований, принимают участие также гнейсы предположительно архейского возраста (шхеры Минина, архипелаг Норденшельда) и интрузии палеозойских гранитоидов (острова Западный и Восточный Каменный, Расторгуева и др.).

Начиная с позднепротерозойской консолидации, Карский срединный массив развивался как единая положительная морфоструктура. На новейшем этапе происходила активизация глыбовых движений, наиболее сильно проявившихся на востоке, где они возродили низкогорные массивы Северной Земли. В то же время узкая полоса равнин северо-восточного побережья архипелага (включая острова Малый Таймыр и Старокадомский, а также острова Комсомольской Правды у северо-восточного побережья Таймыра) были вовлечены в относительное погружение и рассматриваются как новообразованные.

Цокольные равнины выступов складчатого основания платформ палеозойского возраста занимают юг Южного острова Новой Земли, о-в Вайгач и внутреннее пространство о-ва Октябрьской Революции. Плотные осадочные породы ранне- и среднепалеозойского возраста (на Новой Земле и о-ве Вайгач) и позднепалеозойского собраны в складки северо-западного и субмеридионального простирания. Проявление на новейшем этапе слабых восходящих движений не привело к существенной перестройке морфоструктурного плана, развивавшегося с конца мезозоя в условиях общего выравнивания рельефа.

Древние и молодые плиты представлены столово-останцовыми бронированными плато Земли Франца-Иосифа и архипелага Де-Лонга. Они выработаны в осадочных и эффузивных породах мезозойского, согласно В.Д. Дибнеру (1957), преимущественно юрского и раннемелового возраста, пронизанных пластовыми интрузиями. Залегание пород в целом субгоризонтальное, со слабым наклоном на запад-северо-запад. Все отложения прорваны многочисленными дайками габбро-долеритов мощностью от 2—7 до 100—150 м, четко выраженными в рельефе. На западной периферии Земли Франца-Иосифа преобладают плато, образованные базальтовыми покровами (Земля Александры, Земля Георга), на востоке плато сформированы на осадочных породах (о-в Грэм-Белл и др.). Острова центральной группы сложены наиболее устойчивыми и к денудации силлами габбро-долеритов, пронизывающих базальты.

Начало формирования морфоструктуры плато этих архипелагов связано с эффузивным и гипабиссальным магматизмом, проявившимся в раннемеловое время. Дальнейшее развитие их происходило на фоне устойчивых сводовых поднятий, в целом унаследованных на новейшем этапе. Длительное воздействие денудации, особенно интенсивной экзарации в четвертичном периоде, использовавшей зоны трещиноватости (преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений), привело к глубокому расчленению плато.

Субгоризонтальные аккумулятивные равнины средних и небольших островов у материкового побережья (Колгуева, Белого, Большого Бегичева и др.) и в пределах карского мелководья (Визе, Арктического Института, Сергея Кирова и др.) образованы рыхлыми четвертичными отложениями, перекрывающими слабо диагенизированные осадочные породы мезозоя.

Морфоструктура Новосибирских островов, расположенных в зоне сочленения платформенных равнин и орогенов (за исключением архипелага Де-Лонга), сформирована на неоднородном фундаменте. В пределах Новосибирских остро-

вов выделяются субгоризонтальные аккумулятивные равнины, сложенные верхне-четвертичными льдистыми алевритами с прослоями торфа, а также голоценовыми морскими песками, и подвергшиеся незначительным складчатым и разрывным нарушениям пластово-аккумулятивные равнины, в пределах которых развиты глины и слабо сцементированные верхнемеловые и палеогеновые песчаники. Кроме этих типов морфоструктуры, здесь выделяются цокольные возвышенности (на островах Котельный, Бельковский, Столбовой), сформированные на собраных в складки северо-восточного простирания осадочных породах палеозоя и раннего мезозоя, и изолированные кражевые возвышенности (о-в Большой Ляховский), сложенные кристаллическими сланцами и рассланцованными песчаниками протерозоя и пронизывающими их гранитоидами.

Структурно-денудационные хребты Новой Земли относятся к омоложенным горным сооружениям, сформировавшимся на консолидированных породах палеозойских складчатых комплексов. Отмечается четкая унаследованность современных морфоструктур от герцинского структурного плана. Среднегорья осевой зоны, сформированные при участии умеренно интенсивных новейших движений, соответствуют ядру антиклинория, где выходят наиболее прочные нижне- и среднепалеозойские породы. На крыльях антиклинория, где проявились умеренные продолжительные движения, образовались низкогорья. На границе с окружающими впадинами в качестве переходной ступени выделяется прерывистая полоса структурно-денудационных предгорных равнин. Главное направление продольных разломов, контролирующих глыбовую морфоструктуру Новой Земли, имеет несколько поворотов, согласных плану древней складчатости. Наиболее ярко выражены в виде прямолинейных, протягивающихся на многие десятки километров уступов сбросы вдоль западного побережья. Разница в высотах разграниченных ими блоков может достигать 400—600 м и больше (район губы Машигина, зал. Норденшельда). Секущие разломы, не имеющие большой амплитуды вертикального смещения и выделяемые по комплексу косвенных геоморфологических признаков, разделяют блоки с различным направлением продольных элементов.

Морфоструктура о-ва Врангеля в основных чертах отражает внутреннее строение, представляющее асимметричный, опрокинутый на север антиклинорий. Сводовая часть его — крутая моноклираль, сложенная песчаниками девона и позднего карбона и пронизанная интрузиями гранитов и диабазов, — образует денудационно-тектонические среднегорные массивы гор Центральных и Мамонтовых. В пределах окружающих складчато-глыбовых низкогорий известняки нижнего карбона и алевролиты верхнего триаса характеризуются более спокойным залеганием и образуют ряд крупных и мелких брахисинклиналей и куполовидных антиклиналей. Глыбовое строение острова подчеркивают продольные разломы субширотного простирания и в меньшей степени поперечные разломы в виде уступов на границе разных типов морфоструктур.

Морфоскульптура

Разновысотные денудационные уровни, срезающие дислоцированные отложения различного возраста, представлены как цокольными равнинами, так и одновысотными выположенными вершинными поверхностями в пределах низкогорий. В течение четвертичного периода они были существенно переработаны покровными оледенениями и абразией.

Речная сеть островной суши сравнительно молода, ее развитие началось после освобождения островов из-под ледяного панциря. Большая часть рек — короткие, промерзающие зимой до дна водотоки, дренирующие троговые долины или неглубоко врезанные в поверхность морских террас или аккумулятивных равнин.

Расчленение, особенно глубокое и интенсивное в горных районах, имеет ярко выраженный ледниковый характер. Многочисленные троговые долины Новой Земли, Северной Земли и Земли Франца-Иосифа с крутыми осыпными склонами заняты в верховьях ледниками, а ниже переходят в заливы-фиорды.

На островах преимущественно западного и центрального секторов советской Арктики широко распространена реликтовая ледниковая морфоскульптура, созданная неоднократно материковыми оледенениями, охватывавшими огромные пространства арктического шельфа и севера Евразийского материка. Большая часть островов (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля), являясь положительными морфоструктурами, были областями сноса; наиболее полно здесь проявились процессы экзарации. Многочисленные карлинги, кары альпийно-типных вершин, разделенные глубокими (более 500 м) трогами, характерны для среднегорий Новой Земли. Низкогорьям присущи массивные, сглаженные ледником вершины. В пределах цокольных равнин Новой Земли, Вайгача и Северной Земли ледник оставил многочисленные следы в виде курчавых скал и бараньих лбов. Здесь же встречаются аккумулятивные формы: озы, моренные холмы, камы.

К азональным реликтовым образованиям относятся террасовые равнины на побережье многих островов, созданные преимущественно процессами абразии. Морфологически хорошо выражены террасы высотой до 100—150 м (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Вайгач, Северная Земля). Они формировались в эпохи максимального отступления ледников и в голоцене; террасы подняты в результате гляциоизостатического общего поднятия островов (Загорская, 1959). На Новой Земле отмечаются террасы и на более высоких уровнях (200—400 м) (там же).

Современная и унаследованно развивающаяся морфоскульптура представлена ледниковыми и нивально-криогенными формами. Современные ледники занимают на островах около 56 000 км². По их периферии располагается комплекс форм современной ледниковой аккумуляции: краевые моренные образования, рельеф мертвых льдов, камы (Коломыц, 1960).

Криогенные (в горах и на возвышенностях нивально-криогенные) процессы в районах, подвергавшихся древним оледенениям, имеют наложенный характер, преобразуя реликтовый, в основном экзарационный, рельеф. Широко развиты курумообразование, солифлюкция, полигональные грунты и нагорные террасы. На островах восточного сектора Арктики, не подвергавшихся покровным оледенениям, нивально-криогенные процессы имеют преимущественно унаследованный характер. На обширных аккумулятивных равнинах широко развит термокарст, бугры пучения, которые значительно изменили первоначальный облик Новосибирских островов, о-ва Врангеля и ряда других островов.

Денудационные уступы и гравитационные формы (осыпи, обвалы) развиты повсеместно, особенно в пределах возвышенностей. Эоловые образования (дюны) в песчаной пустыне Земли Бунге можно отнести к экзотическим формам.

Среди четвертичных отложений широко распространены морские осадки. Они развиты на островах Карского моря (Белом, Вилькицкого, Арктического Института, Визе и др.). В пределах низменностей Новосибирских островов и о-ва Айон преобладают озерно-аллювиальные отложения, содержащие пластовые ископаемые льды.

МОРСКИЕ БЕРЕГА

Образование современных морских берегов связано с послеледниковой трансгрессией Мирового океана. Поэтому береговые формы рельефа по всей его периферии имеют примерно одинаковый возраст — 5—6 тыс. лет. Однако поскольку формирование берегов на разных участках их происходило в различных физико-географических условиях, то развивались они под воздействием морских волнений, течений и других сопутствующих факторов неодинаково (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962).

Исходный контур современной береговой линии определялся степенью расчленения рельефа той поверхности, которая затапливалась морем при голоценовой (фландрской) трансгрессии. После стабилизации уровня голоценового моря морские прибрежные, в первую очередь волновые, процессы, контролировавшиеся климатическими и геолого-литологическими условиями каждой данной местности, начали перерабатывать, главным образом выравнивать, возникший после ингрессии контур береговой линии.

На тех участках, где прочность слагающих берега кристаллических пород или какие-либо другие природные факторы неблагоприятны для выравнивания береговой линии, берега до наших дней сохранили следы лишь слабой волновой обработки. Такие берега объединяются в группу неизменных или мало измененных морем. Они, очевидно, соответствуют начальному или исходному типу. Такие береговые склоны сформировались главным образом под воздействием субаэральных процессов, которые протекали при более низком положении уровня моря. Они обычно четко сохраняют характер первоначального (субаэрального) расчленения. В зависимости от генезиса первичного расчленения выделяются следующие типы берегов: 1) мало измененные морем с ледниково-тектоническим расчленением (фиордовые, шхерные), 2) мало измененные морем с эрозионно-тектоническим расчленением (риасовые) и 3) мало измененные морем тектонически обусловленные (в том числе сбросовые).

При значительном воздействии волновых процессов на склоны предгорий, близко подступающих к морю, возникают высокие (до 100 м и больше) береговые склоны со сложным профилем. В их нижней части образуются формы рельефа, обусловленные проявлением активной абразии, а в верхних — субаэральной денудации. Это абразионно-денудационные берега, входящие в группу выравнивающихся берегов.

При последующем развитии, при преимущественном воздействии абразионных процессов, формируются и абразионные берега, которые по характеру расчленения и стадии выравнивания подразделяются на бухтовые и выровненные. Бухтовые берега преобразуются из возникших после ингрессии моря берегов при достаточном приглубом подводном склоне. Выровненные абразионные берега знаменуют более позднюю стадию развития, когда при сочетании ряда благоприятных условий мысы срезаются абразией, что приводит к выравниванию берегового контура.

На берегах полярных морей, сложенных мерзлыми породами или льдом, к механической деятельности морских вод присоединяется их термическое воздействие. В таких условиях образуются термоабразионные берега, которые в пределах СССР распространены весьма широко. Решающую роль в формировании этих берегов играет оттаивание мерзлых пород или льда за счет непрерывного притока к берегу во время летнего сезона тепловой энергии, переносимой волнами. Оттаявшие массы в дальнейшем пополняют береговые наносы и разносятся волнами вдоль берега. Особый тип образуют ледяные термоабразионные берега, образующиеся на морском крае сползающих в море ледников.

Достижение абразионным берегом состояния выровненности не означает

завершения цикла его развития. По мере расширения бенча происходит отмирание клифа, у его подножия начинается аккумуляция пляжевого материала, в процессе накопления которого пляж постепенно превращается в причленную к отмершему клифу аккумулятивную террасу. Формируются абразионные отмершие берега.

Выравнивание контура бухтового берега может происходить и другим путем. По мере срезания мысов наносы, мигрируя, постепенно заполняют бухты. Образуются абразионно-аккумулятивные ингрессионно-бухтовые берега с развитием процессов абразии на мысах и аккумуляции в вершинах бухт. При значительном заполнении бухт наносами или отчленении их аккумулятивными пересыпями и активном абразионном срезании мысов достигается стадия выровненного абразионно-аккумулятивного берега. На Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн оба эти типа объединены в единую группу абразионно-аккумулятивных берегов (как и в случае абразионных берегов).

В пределах берегов морей и океанов очень широко распространены аккумулятивные берега. Выделяются два их типа. Берега одного типа формируются у низменных побережий, где уклоны подводного склона незначительны, а запасы рыхлого материала велики. Выравнивание интрессионного низменного берега происходит путем заполнения мелководных заливов наносами и последовательного причленения береговых валов. Формируется аккумулятивный пляжевый берег.

Другим типом аккумулятивных берегов являются лагунные берега, которые формируются при отчленении заливов или лиманов аккумулятивными формами — пересыпями, косами или причленившимися к берегу барами. Учитывая их специфику литодинамических процессов и большое распространение, лагунные берега выделены на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн особым знаком. На карте показаны также аккумулятивные берега, в формировании которых преобладающую роль играют неволновые факторы.

На открытых участках побережья с минимальными уклонами подводного берегового склона, в волновой тени в бухтах или за островами морское волнение практически не оказывает влияния на формирование берега. На таких участках определяющее значение имеют сгонно-нагонные и приливно-отливные явления, создающие специфический тип аккумулятивного берега — осушные берега. Характерной особенностью таких берегов является наличие песчано-илистой полосы попеременного осушения и затопления, местами достигающей ширины в несколько километров. При увеличении уклонов подводного склона возрастает роль волнового фактора (формируются различные волновые типы берегов), влияние приливов (нагонов) ослабевает, хотя может оставаться весьма ощутимым.

В устьях крупных рек развивается еще одна разновидность аккумулятивных берегов — берега дельтового типа, образующиеся при активном взаимодействии речных устьевых и прибрежных морских процессов. Для дельтовых берегов характерен главным образом речной источник поступления наносов. Из речных наносов строятся приустьевые косы и в результате происходит выдвигание морского края дельты. При значительном волновом воздействии приустьевые косы преобразуются в береговые валы, что ведет к выравниванию морского края дельты.

В условиях длительного подъема уровня моря в ходе развития голоценовой трансгрессии, а также под влиянием некоторых региональных причин (например, дефицита наносов в береговой зоне, если исчерпаны их запасы на дне или при отмирании поставляющих материал рукавов в дельте реки) в ряде мест начинается размыв ранее сформированных аккумулятивных форм (пляжей, кос, пересыпей).

В связи с многообразием климатических условий берега СССР отличаются

большими различиями. В западной части арктического побережья, на Новой Земле, Шпицбергене, Северной Земле, а также на Чукотском полуострове широко развиты берега ледниково-тектонического расчленения (фиордовые и шхерные), мало измененные волновыми процессами. Сохранению первичного расчленения береговой линии способствуют здесь благоприятные литологические условия. На значительных отрезках арктическое побережье сложено криогенными породами, что обуславливает широкое распространение в этих районах термоабразионных берегов. Весьма малые углы наклона подводного берегового склона в сочетании со сгонно-нагонными явлениями обеспечивают в отдельных районах арктического побережья широкое развитие осушек. При наличии достаточного количества наносов в береговой зоне развиваются аккумулятивные берега, особенно в восточной части арктического побережья, где преобладает лагунный тип берега, сохраняющийся на протяжении нескольких этапов эволюции этого района побережья в плейстоцене.

На дальневосточном побережье Советского Союза преобладают абразионно-денудационные берега, что связано с развитием прочных пород осадочного и вулканического генезиса. Вдоль низменных побережий, сложенных рыхлыми ледниковыми и ледниково-озерными отложениями, распространены лагунные берега (западная Камчатка, северное Приохотье). В настоящее время их аккумулятивные пересыпи подвержены значительному размыву.

Для берегов внутренних морей характерно аккумулятивное и абразионно-аккумулятивное выравнивание. На Балтийском море в южной части советского сектора побережья имеются крупные лагуны (Вислинская, Куршю-Марес). На северо-западном побережье Черного моря преобладают абразионно-аккумулятивные выровненные берега. Берега Черного моря в пределах Кавказа относятся в основном к выровненным и бухтовым абразионным. Азовское море отличается широким развитием абразионных берегов и крупных аккумулятивных свободных и замыкающих форм (северо-азовские косы, Арабатская стрелка). На Каспийском море довольно широко распространены отмершие абразионные берега (особенно на востоке), образованию которых способствовало сильное понижение его уровня. На западном побережье Каспия преобладают аккумулятивные ровные берега, на севере — осушенные.

Анализ Геоморфологической карты масштаба 1:2,5 млн показывает, что при всем разнообразии берегов СССР в распространении тех или иных типов их наблюдается определенная зональность. В строении и динамике берегов явно отражено влияние рельефа прибрежной суши и ее геологического строения, с одной стороны, и конкретных гидродинамических особенностей — с другой. На аккумулятивных берегах значительно распространены процессы размыва, имеющее вторичный характер. По-видимому, это в значительной степени предопределено современным повышением уровня океана, нарушающим установившееся относительное равновесие в динамике морских берегов.

ДНО МОРЕЙ

В рамки Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн входят площади морей, омывающих западную и северную окраины нашей страны (Балтийское, Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское) и побережье Дальнего Востока (Берингово, Охотское, Японское), а также части Северного Ледовитого и Тихого океанов, моря юга СССР (Каспийское и Черное).

БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ¹

Балтийское море — водоем платформенного типа. Его площадь достигает 422, 7 тыс. км², максимальная глубина 465 м, средняя 48 м (Фролов, 1971; Геология Балтийского моря, 1976). Распределение глубин пестрое, незакономерное.

Основные черты орографии и морфоструктура

На Балтийском море выделяются несколько впадин с глубинами более 100 м — Ботническая (295 м), Готландская (224 м), Гданьская (130 м) и несколько более мелких. В центральной части моря выступает Готландское мелководье (глубины меньше 40 м). Параллельно ему протягивается цепочка банок — Северная Средняя, Южная Средняя, Слупская. Характерны четко выраженные уступы, секущие дно центрального бассейна моря с юго-запада на северо-восток, обращенные к северу или северо-западу (рис. 10, 11).

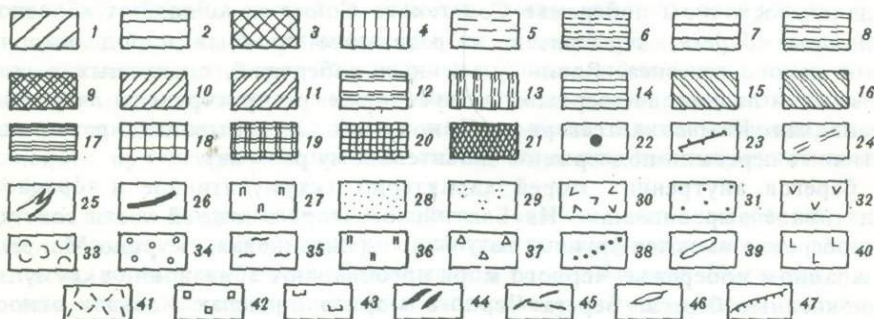


Рис. 10. Сводная легенда к картам морфоструктуры и морфоскульптуры дна морей и океанов. (рис. 11, 12, 13)

Морфоструктура подводных окраин материков

Цокольные и аккумулятивные равнины шельфа:

- 1 — прибрежные цокольные равнины;
- 2 — прибрежные аккумулятивные равнины;
- 3 — структурно-денудационные и денудационные возвышенности, структурно-денудационные, в т.ч. моноклиналиные плато;
- 4 — вулканические плато;
- 5 — аккумулятивно-денудационные равнины внешнего шельфа;

- 6 — аккумулятивные равнины днищ шельфовых желобов и депрессий;
- 7 — аккумулятивные равнины и склоны суббатальных впадин шельфа;
- 8 — аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины погруженного шельфа;
- 9 — возвышенности погруженного шельфа.

- Наклонные равнины и плато материкового склона:
- 10 — уступы, наклонные равнины и плато.

- Плато и равнины материкового подножия:
- 11 — пологонаклонные равнины и плоские плато.

Морфоструктура переходной зоны

Равнины и горы глубоководных котловин:

- 12 — Абиссальные равнины (плоские, волнистые, холмистые).

- 13 — Сводово-глыбовые, глыбовые, складчатые и вулканические хребты.

Хребты островных дуг

- 14 — островные шельфы;
- 15 — островные дуги;

- 16 — продольные и поперечные депрессии в системе островных дуг.

Глубоководные желоба

- 17 — Приокеанские, приостровные, приконтинентальные склоны и гипабиссальные равнины днищ глубоководных желобов.

Морфоструктура ложа океана

- 18 — абиссальные плоские, волнистые и холмистые равнины и окраинные валы.

- 19 — сводово-глыбовые хребты.

¹Приводимое ниже описание Балтийского моря, за исключением данных о размерах и глубинах, относится только к его северной и юго-восточной частям, которые располагаются в пределах Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн.

Северная и западная части Балтийского моря расположены в пределах Балтийского щита, а южная и юго-восточная — на его склоне и осложняющей его Балтийской синеклизе. Крупные черты рельефа дна Балтийского моря обусловлены особенностями его геотектонического положения. Для северной и западной частей дна моря характерны покольные и денудационные равнины, поверхность которых осложнена многочисленными грядами и ложбинами, затопленными долинами и уступами, отражающими как различия в петрографии и структуре обнажающихся кристаллических и метаморфических пород архея и протерозоя, так и сложную сеть разломов различного порядка.

Южная граница распространения донного рельефа довольно точно совпадает с важной структурной линией Балтики — так называемой Краевой флексурой, отделяющей Фенноскандию, наиболее приподнятую часть щита, от его склона, характеризующегося в целом моноклинальным залеганием пород осадочного чехла, представленного главным образом палеозойскими (кембрий—карбон) и на крайнем юге — мезозойскими и кайнозойскими породами. Максимальная мощность осадочного чехла отмечается в Балтийской синеклизе, где она достигает 3 км и где строение кристаллического фундамента практически уже не сказывается на строении рельефа морского дна. Непрерывное сейсмическое профилирование выявило густую сеть разломов, нарушающих залегание пород осадочного чехла и, по крайней мере частично, уходящих на глубину в кристаллический фундамент.

Морфоструктура срединно-океанических хребтов

20 — осевые зоны;

21 — фланговые зоны.

Элементы морфоструктуры

22 — подводные горы и вулканы;

23 — океанические тропы в зонах трансформных разломов;

24 — рифтовые долины;

25 — подводные каньоны;

26 — Тектонически предопределенные уступы.

Морфоскульптура

Типы и комплексы форм унаследованно развивающейся и современной морфоскульптуры:

27 — поверхности приустьевой, эстуариевой и лагунной аккумуляции;

28 — абразионные поверхности;

29 — термоабразионные поверхности;

30 — абразионно-аккумулятивные поверхности;

31 — поверхности прибрежной и шельфовой аккумуляции.

32 — поверхности и комплексы форм, сформированные гравитационными процессами — мутьевыми потоками, подводными оползнями, при участии нормальной батальной, абиссальной и гипабиссальной седиментации;

33 — преимущественно аккумулятивные поверхности, сформированные гравитационными процессами: шлейфы и конусы выноса мутьевых потоков, скопления

оползневых масс, при участии нормальной батальной и абиссальной или гипабиссальной седиментации;

34 — субгоризонтальные аккумулятивные поверхности абиссальной седиментации;

35 — волнистые и холмистые аккумулятивные поверхности абиссальной седиментации;

36 — поверхности батальной и абиссальной аккумуляции и денудации донными течениями;

37 — сложные поверхности, формирующиеся при совместном участии нормальной абиссальной седиментации, гравитационных процессов и денудации течениями (в пределах сложно расчлененного горного рельефа).

Отдельные формы

38 — песчаные гряды;

39 — ложбины, созданные различными донными течениями.

Типы и комплексы форм реликтовой морфоскульптуры

40 — комплекс ледниковых, преимущественно экзарационных форм;

41 — комплекс ледниковых, преимущественно аккумулятивных форм;

42 — поверхности водно-ледниковой аккумуляции;

43 — эрозионные и аккумулятивные поверхности

Отдельные формы

44 — отдельные краевые ледниковые аккумулятивные формы и морены напора;

45 — затопленные речные долины;

46 — денудационные останцовые формы;

47 — уступы абразионного, денудационного и невыясненного происхождения

Средняя и южная части моря характеризуются развитием моноклинальных плато куэстового типа, денудационных поверхностей на возвышенностях, и аккумулятивных равнин, приуроченных к впадинам. Упомянутые выше уступы — это структурно-денудационные образования, обусловленные моноклиналим залеганием пород девона, силура и ордовика. Эти уступы, глинт, продолжаются и на суше (например, ордовикский и силурийский глинты). С выходами на дне кембрийских глин связана цепочка впадин, протянувшихся вдоль подножия самого северного глинта.

Морфоскульптура

Все дно Балтийского моря в четвертичном периоде неоднократно подвергалось материковым оледенениям (см. рис. 11). В связи с этим почти на всей его площади можно встретить разнообразные реликты ледникового рельефа.

В северной части моря преобладают экзарационные, в средней и южной — аккумулятивные ледниковые формы. Многочисленны затопленные ледниковые долины, южнее глинтов — краевые моренные образования и флювиогляциальные формы. Ледниковый экзарационный рельеф хорошо сохранился и в пределах береговой зоны, что связано с большой прочностью докембрийских кристаллических пород (Геология Балтийского моря, 1976). Это обусловило преимущественное распространение здесь берегов неизменных или мало измененных морем.

На берегах средней и южной Балтики, напротив, широко распространены рыхлые и слабо сцементированные отложения. В связи с этим здесь широко представлены активно развивающиеся абразионные и аккумулятивные берега, сформированные главным образом под воздействием волновых факторов. Севернее Калининграда вдоль берега прослеживается поток наносов, с ним связано развитие абразионно-аккумулятивного побережья в Литве и Латвии. Обширная область прибрежной аккумуляции приурочена к побережью Рижского залива (Ульст, 1957). На подводном береговом склоне развиты формы донной волновой аккумуляции (например, подводные валы) и донный абразии (бенчи). Во впадинах отмечаются поверхности, созданные в результате шельфовой седиментации осадков.

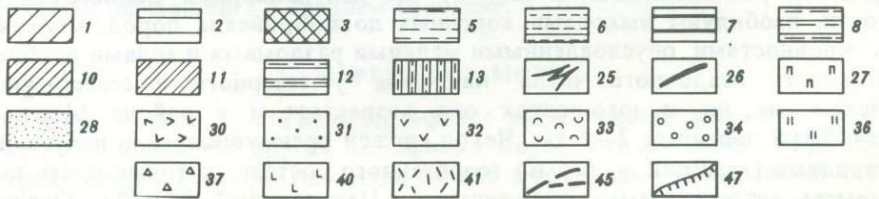
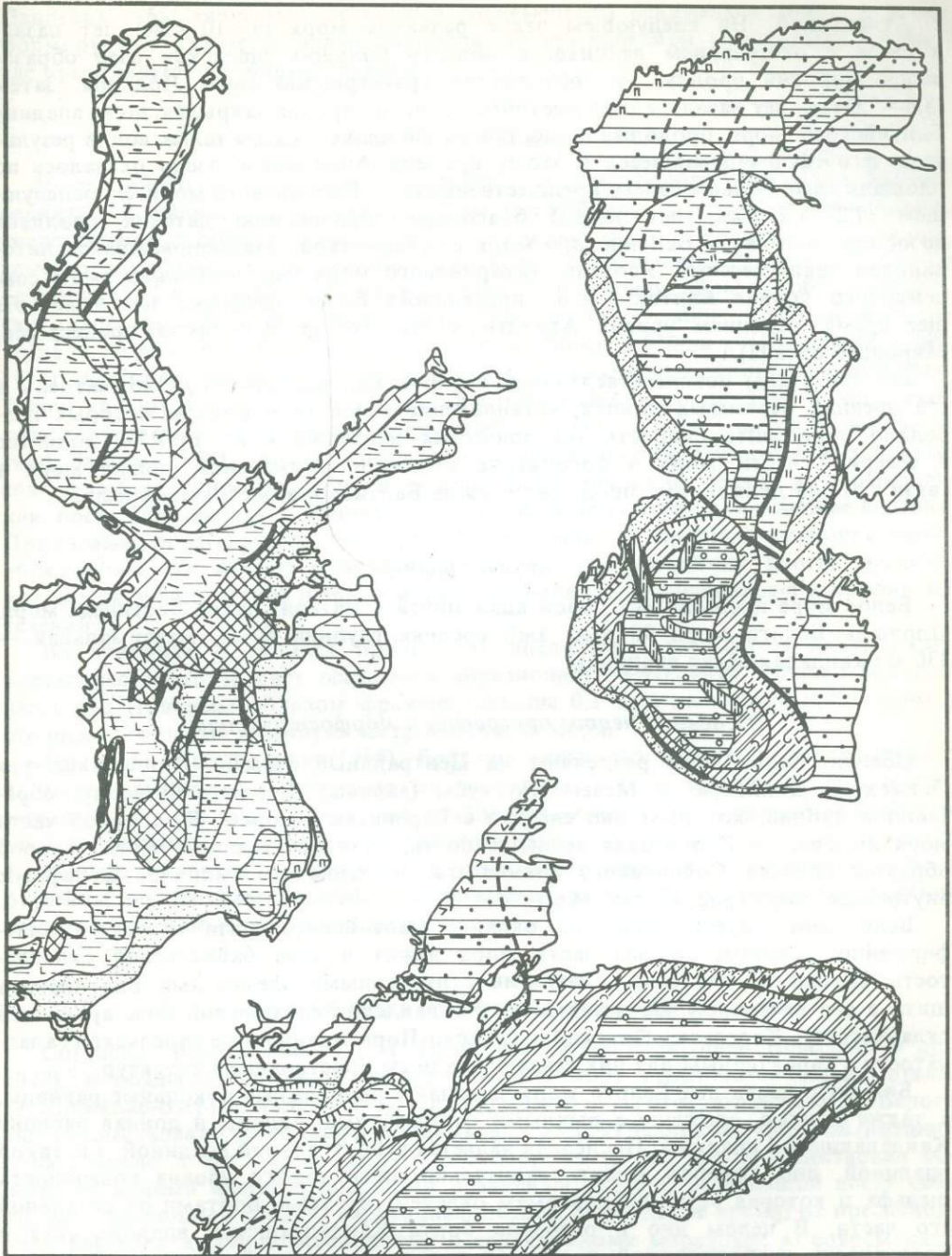
Позднечетвертичная история развития Балтийского моря

Область Балтийского моря является областью интенсивных новейших и современных вертикальных движений земной коры. Палеогеографический анализ, повторные нивелировки и футшточные наблюдения показали, что максимальные скорости современного поднятия отмечаются в вершинной части Ботнического залива, где они достигают 8—9 мм/год. Наиболее погружены южное и юго-восточное побережья, где скорость погружения равна 1,5—2 мм/год (Геология Балтийского моря, 1976). Новейшие и современные движения земной коры в области Балтийского моря обычно связывают с гляциоизостазией (Sauramo, 1958; Гуделис, 1961).

В валдайское время Балтийское море было заполнено Скандинавским ледником. В ходе дегляциации перед краем отступавшего ледника сформировалось (10—12 тыс. лет назад) Балтийское ледниковое озеро, еще не имевшее связи

Рис. 11. Морфоструктура и морфоскульптура внутренних морей:

А — Балтийского; Б — Каспийского; В — Черного. (Объяснение условных обозначений см. в сводной морской легенде — рис. 10)



с Атлантикой. На следующем этапе развития моря (9—10 тыс. лет назад) в связи с отступанием ледника, в области больших шведских озер образовался широкий пролив, что обусловило трансгрессию моря Иольдия. Затем (8,8—7,6 тыс. лет назад) за счет местного поднятия пролив закрылся, но во впадину Балтийского моря продолжали поступать большие массы талых вод, в результате чего сформировавшееся к этому времени Анцилловое озеро оказалось по площади даже больше своего предшественника — Иольдиевого моря. В последующем (7,2—4,2 тыс. лет назад) благодаря образованию датских проливов возобновилась связь Балтийского моря с Атлантикой, ознаменовавшаяся литориновой трансгрессией. Уровень Литоринового моря был несколько выше современного уровня Балтики, что определялось более высоким, чем в настоящее время, стоянием уровня Атлантического океана (фландрская трансгрессия Мирового океана).

Все эти этапы позднечетвертичной истории Балтийского моря запечатлены в его древних береговых линиях, установление возраста и высоты которых позволило определить скорость тектонических движений и их знак — поднятие в северной части моря и погружение в южной. Изменения уровня моря в связи с этими движениями продолжают на Балтике и в настоящее время.

БЕЛОЕ МОРЕ

Белое море представляет собой вдающийся в материк залив Баренцева моря. Площадь Белого моря 90 тыс. км², средняя глубина 60 м, максимальная — 330 м (Кандалакшская впадина).

Основные черты орографии и морфоструктура

Обычно Белое море разделяют на Центральный бассейн, Кандалакшскую, Онежскую, Двинскую и Мезенскую губы (заливы), Горло и Воронку, образующие пролив, которым оно связано с Баренцевым морем. В западной части моря выделяется Соловецкая возвышенность, наиболее высокая часть которой образует острова Соловецкого архипелага. В целом это типичное шельфовое внутреннее море (рис. 12, см. вкл.).

Белое море расположено на окраине Балтийского щита и на его платформенном склоне, причем часть моря лежит в зоне байкальской складчатости Тиманской системы. Главными структурными элементами Балтийского щита в его восточной части являются Лапландско-Беломорский пояс архейской складчатости, Карельско-Финский и Кольско-Норвежский пояса карельской складчатости с характерным для них северо-западным простиранием структур.

Большую часть дна Белого моря занимают прибрежные цокольные равнины, а также донные, сложенные рыхлыми отложениями, склоны и донная равнина Кандалакшской впадины. Последняя является суббатальной впадиной, т.е. такой впадиной, дно которой лежит значительно ниже общего уровня поверхности шельфа и которая резко по разломам отделена крутыми бортами от остальной его части. В целом дно и особенно борта Кандалакшской впадины, как и поверхность расположенной к югу от нее денудационной Соловецкой возвышенности, изобилуют выходами коренных докембрийских пород, многочисленными неровностями, обусловленными мелкими разломами и зонами дробления.

Мощность осадочного чехла ничтожна у северного и северо-западного побережья, на юг и юго-восток она возрастает и в районе Мезенской и Двинской губ достигает 2—4 км. Чехол сложен преимущественно палеозойскими отложениями (кембрий — пермь) терригенного состава, которые почти повсюду перекрыты четвертичными отложениями. Центральный бассейн, Онежская и

Двинская губы являются бассейнами современного осадконакопления, и в них формируются аккумулятивные равнины, за исключением прибрежной полосы, где преобладают цокольные равнины.

Морфоскульптура

У западного и северного побережий на дне Белого моря преобладает реликтовый ледниковый рельеф (рис. 12 см. вкл.). Шхеры, называемые здесь лудами, представляют отшлифованные ледником бараньи лбы или крупные отторженцы, реже подтопленные морем краевые ледниковые образования. Развитая на южном побережье и на берегах Мезенской губы интенсивная абразия обуславливает ежегодное поступление в Белое море от 10 до 20 млн т обломочного материала, тогда как реки выносят в него не более 5,5 млн т (Невесский и др., 1977). В Горле, Воронке и Мезенской губе важным рельефообразующим фактором являются приливы и отливы. Высота сизигийного прилива в Мезенской губе достигает 10 м, скорости приливных течений — 2,5—3 м/сек (Добровольский, Залогин, 1965). Морфологическим результатом приливно-отливных процессов являются широкие осушки и еще более широкие бенчи, в формировании последних наряду с волнами большую роль играют приливные явления. Приливами формируются также песчаные гряды — крупные аккумулятивные образования, вытянутые в виде узких валов на протяжении иногда нескольких десятков километров и ориентированные параллельно направлению приливных течений.

Во впадинах и заливах происходит интенсивная шельфовая аккумуляция преимущественно за счет осаждения абразионного материала. Однако большая часть его (главным образом фракции меньше 0,1 мм) выносится приливным и сточным течениями в южную часть Баренцева моря.

По Ю.А. Мещерякову (1965), большая часть дна Белого моря испытывает в настоящее время погружение со скоростью 0,1—4 мм/год, а его северо-западная окраина, где происходит слабое поднятие, видимо связанное с общим постгляциальным поднятием Балтийского щита, — со скоростью до 1 мм/год. Глубинные разломы и связанное с ними разделение Белого моря на губы и бассейны подчеркивают дифференцированный характер современных движений земной коры в области Белого моря.

Позднечетвертичная история развития Белого моря

Согласно представлениям Е.Н. Невесского и его соавторов (Невесский и др., 1977), в позднечетвертичной истории Белого моря выделяются четыре этапа: 1) ледниково-озерный (аллерёд, 12 тыс. лет назад) — на этом этапе на месте Белого моря существовало несколько приледниковых озер; 2) ледниково-морской (поздний дриас, около 8 тыс. лет назад) — в это время на его месте существовал обширный водный бассейн, покрытый плавучими льдами, оставивший после себя толщу однородных илов; 3) переходный период (бореальное время) от пресноводного бассейна к солоноватоводному и современному морскому; 4) современный морской этап, начавшийся в среднем голоцене.

БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Баренцево море — типичное шельфовое море, однако имеющее некоторые отличия от большинства других шельфовых морей. Его отличают от них прежде всего грандиозные размеры (площадь вместе с островами равна 1468,8 тыс. км², водной поверхности — 1438 тыс. км²) и значительная "переуглубленность"

шельфа (средняя глубина в шельфовой области достигает 186 м, максимальная — примерно около 600 м (Фролов, 1971). На дне моря выделяется ряд впадин и возвышенностей.

С запада и севера шельф Баренцева моря четко ограничен материковым склоном, от Карского моря Баренцево отделено архипелагом Новая Земля и желобом св. Анны.

Основные черты орографии и морфоструктура

Северо-западная часть дна Баренцева моря приподнята и образует Шпицбергенскую и Медвежеостровскую возвышенности, разделенные Зюдкапским желобом — широтной по простиранию депрессией с глубинами, несколько превышающими 200 м. Обе возвышенности с юга и юго-востока окаймлены широкой и вытянутой к северо-востоку депрессией — Медвежинским желобом, глубины в котором достигают 548 м. К востоку от него расположены возвышенности Центральная и Персея (минимальные глубины 100—150 м). Возвышенность Персея отделена желобом Франц-Виктория (глубиной до 550 м) от подводного цоколя архипелага Земли Франца-Иосифа, характеризующегося очень пестрым распределением глубин. Южнее этой возвышенности расположено плато Гимет (Дибнер, 1978), а еще далее к югу — Центральная впадина (или желоб Самойлова) с максимальной глубиной 351 м. Восточнее Центральной впадины находится плато Адмиралтейства (минимальная глубина 105 м), отделенное от подводного цоколя Новой Земли Западно-Новоземельским желобом.

В южной части дна Баренцева моря с запада на восток следует положительные формы рельефа: плато Копытова с наиболее приподнятой частью — банкой Тромсе, Нордкинская и Демидовские банки, лежащие на глубинах более 200 м, затем Мурманская гряда, банки Южно-Канинская, Северо-Канинская (минимальная глубина 60 м), Гусиная (68 м), Моллера (90 м). Они разделены узкими депрессиями — "желобами", из которых наиболее значительны Ингей (максимальная глубина до 400 м), Нордкапский (330 м), Гусиный (около 250 м). Перечисленные поднятия образуют единую полосу, к югу от которой расположен четко выраженный уступ, обращенный к северу и отделяющий прибрежную мелководную Печороморскую равнину от остальной части дна Баренцева моря. Эта равнина располагается на глубинах 100—50, а на юге даже менее 20 м и сравнительно слабо расчленена.

Распределение глубин в Баренцевом море отражает особенности тектонической структуры. В структурно-геологическом отношении большая часть его расположена в пределах Баренцевоморско-Карской плиты, имеющей архейский кристаллический фундамент и являющейся, по-видимому, независимой от Русской платформы структурой. С положительными и отрицательными структурными элементами этой плиты связаны наиболее крупные неровности морского дна (Кленова, 1960). Западное и северо-западное и отчасти юго-западное обрамление этой плиты образовано эпикаледонскими (Норвежские горы, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа), а юго-восточное — каледонско-герцинскими складчато-глыбовыми сооружениями Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли. С юга Баренцевоморская плита ограничена валообразной зоной поднятий (Нордкин—банка Моллера), отделяющей ее от Печорской плиты.

Печорская плита представляет крупный структурный элемент Русской платформы. В основании ее лежат кристаллические породы фундамента карельско-байкальского возраста. Большая часть Печорской плиты испытала погружение, и мощность осадочного чехла, представленного главным образом терригенными палеозойскими породами, достигает 8 км (Дибнер, 1978). Осадочный чехол плиты дислоцирован, здесь выделяются валы и прогибы северо-западного простирания. Важным элементом геологической структуры дна южной части

Баренцева моря является Тиманская суборогенная структура, выраженная в рельефе Тиманским кряжем и Каниным Камнем, а в рельефе дна — горстовым поднятием Мурманской гряды. Предтиманскому прогибу соответствует Нордкинский желоб, отделяющий от Мурманской гряды горст Кильдинской гряды, сложенной протерозойскими кристаллическими породами и являющейся крайней структурой Балтийского щита (его Кольско-Норвежского пояса).

В соответствии с описанными выше орографической и структурно-тектонической схемами дна Баренцева моря такие морфоструктуры, как прибрежные цокольные равнины и структурно-денудационные равнины и возвышенности, приурочены преимущественно к положительным тектоническим элементам, тогда как прибрежные равнины на рыхлом основании и аккумулятивные равнины днищ депрессий и желобов пространственно связаны с отрицательными элементами (см. рис. 12). На дне Баренцева моря прослеживаются также такие своеобразные морфоструктуры, как куэстообразные моноклиальные плато, связанные с особенностями залегания юрских, меловых и палеогеновых пород осадочного платформенного чехла (Матишов, 1977). К ним относятся банки Тромсе, Нордкинская, Северо-Южно-Канинская, Гусиная, Моллера. Особый тип морфоструктур шельфа представляют вулканогенные плато на Шпицбергенской банке, в районе о-ва. Короля Карла, Земли Франца-Иосифа и Северо-Восточное плато. Они сложены мезозойскими эффузивами. Все названные морфоструктуры располагаются на Баренцево-мурской плите.

В пределах Печорской плиты картина рельефа, как было показано выше, более однообразна. Прибрежная равнина — на рыхлом основании на погруженной части Печорской плиты. Над поверхностью этой равнины выступают лишь невысокие с пологими склонами возвышенности, соответствующие мелким платформенным структурам осадочного чехла.

Уступ, отделяющий Печороморскую равнину от окраинных поднятий Баренцево-мурской плиты, несомненно, имеет структурно-тектоническое происхождение. В его зоне наблюдается резкий тектонический контакт пермских и нижнемеловых отложений (Дибнер, 1978). Тектонически обусловленные уступы вообще широко распространены на дне Баренцева моря. Ими очерчены крупные резко выступающие возвышенности типа Гусиной банки, фиорды и их подводные продолжения, глубокие желоба типа Ингей и ряд других.

Интересными морфоструктурами более низкого порядка являются небольшие, четко выраженные куполообразные возвышения на Демидовской банке и южнее ее, представляющие собой, по данным Г.Г. Матишова (1980), выраженные в рельефе дна диапировые образования.

Морфоскульптура

В строении рельефа дна Баренцева моря широкое, почти повсеместное участие принимают реликтовые формы, связанные с деятельностью ледников или флювиогляциальных потоков (см. рис. 12). Предполагается, что во время максимального среднеплейстоценового оледенения здесь был или сплошной ледниковый покров, или несколько покровных ледников с центрами оледенения на Новой Земле, Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, в Скандинавии, а также на Центральной возвышенности Баренцева моря. На подводных склонах Балтийского щита и бывших центрах оледенения обнаруживается резкое расчленение поверхности ледниковыми трогами и изобилие таких экзарационных форм, как бараньи лбы и ложбины выпаживания. По периферии зоны развития экзарационных образований развиты формы ледниковой аккумуляции. Наиболее четко выражены в рельефе различные краевые образования — морены напора, конечные морены и озы. Некоторые впадины заполнены флювиогля-

циальными отложениями, в других отложились более молодые осадки морского генезиса.

Из реликтовых форм рельефа широко представлены также различные долин-ные формы. Хорошо прослеживаются подводные продолжения долин Печоры и Чешы, четко выражены многочисленные ложбины стока флювиогляциальных вод, а у фиордовых побережий — подводные продолжения ледниковых трогов, нередко с запирающими их конечными моренами совсем молодых ледников.

Современные субаквальные процессы рельефообразования на дне Баренцева моря весьма разнообразны. В прибрежной зоне главная роль среди них принадлежит волновым процессам и деятельности связанных с ним течений. На п-ве Канин к береговым уступам, сложенным криогенными породами с линзами и жилами льда, примыкают широкие термоабразионные бенчи. Можно предполагать, что пространство дна между о-вом Колгуев и материком в большой мере представляет собой молодой абразионный или термоабразионный бенч. В южной части моря существенное воздействие на формирование донного рельефа оказывают также приливы и отливы. В результате в Хайпудырской и Чешской губах, по периферии о-ва Колгуев и в некоторых других местах сформированы широкие приливные осушки — лайды. На прибрежных отмелях в районе п-ва Канин, о-ва Колгуев, на Южно- и Северо-Канинской, а также Гусиной банках прослеживаются песчаные гряды, нередко осложненные песчаными волнами (Лонгинов, 1973). Современную переуглубленность шельфа на большей части Баренцева моря нередко связывают с остаточной гляциоизостатической деформацией земной коры. Однако области Балтийского щита, как известно, именно в результате гляциоизостатических явлений свойственны быстрые восходящие движения. То же отмечается на Шпицбергене и на Земле Франца-Иосифа. На Шпицбергене раннеголоценовая терраса поднята на высоту более 109 м над уровнем моря, на Земле Франца-Иосифа, несмотря на то что более 80% площади архипелага покрыто льдом, скорость современного поднятия равна 2—3 мм/год (Гросвальд, Кренке, 1961). Таким образом, природу современных тектонических движений в области Баренцева моря относить только к гляциоизостатическим явлениям нет достаточных оснований.

В работах В.Д. Дибнера (1978) и некоторых других исследователей современный и новейший этапы развития тектоники Баренцевоморской плиты рассматриваются с позиций гипотезы океанизации. Согласно этой гипотезе, шельф представляет собой зону перерождения материковой земной коры в океаническую. В частности, формирование мезозойских платобазальтовых комплексов связывается с усилением процесса океанизации в юрское время. Вместе с тем сам факт затопления платформ морем совсем не обязательно ведет к перерождению материковой коры, например: многократное затопление Русской платформы не привело к ее преобразованию в "субокеан". Современный уровень изученности Баренцевоморской платформы еще недостаточен, и имеющиеся геофизические данные пока не могут служить основой для выбора между гипотезами базальтизации и стабильности, сохранности материковой коры в области шельфа.

Позднечетвертичная история развития Баренцева моря

История развития Баренцева моря в позднечетвертичное время связывается с чередованием эпох оледенения и дегляциации. Эпохи дегляциации, как принято считать, сопровождались значительными трансгрессиями Мирового океана, в частности Баренцова моря. Предполагается, что в конце плиоцена произошла самая крупная регрессия, которая привела к смещению береговой линии в зону современного материкового склона, где сейчас глубина достигает примерно 300 м (Лазуков и др., 1976). Затем началась длительная трансгрессия, продолжавшаяся до

конца среднего плейстоцена, при этом воды Полярного бассейна проникли далеко на юг. В начале позднего плейстоцена имела место регрессивная стадия, которая вскоре сменилась новой, казанцевской трансгрессией. По мнению Г.И. Лазукова и его соавторов (1976), уровень моря во время этой трансгрессии был выше современного на 50—70 м. В послеказанцевское время произошла регрессия. В самом конце плейстоцена уровень был ниже современного на несколько метров. Согласно другой точке зрения, уровень Баренцева моря, не терявшего связи с океаном, изменялся в соответствии с изменениями уровня последнего. В частности, поздний плейстоцен характеризовался значительной регрессией (—100÷—120 м) и почти повсеместным или значительным распространением ледникового покрова на обширном осушившемся пространстве. При этом, по представлениям Г.Г. Матишова (1977), центральная часть моря была свободна от ледника и была занята приледниковыми озерными бассейнами с паковыми и плавучими льдами. Начавшееся около 12 тыс. лет назад (аллерёд) стремительное повышение уровня океана несколько приостановилось, а затем он начал вновь подниматься до его современной отметки. В среднем и позднем голоцене было несколько климатически обусловленных кратковременных трансгрессий, когда уровень моря был на 1—4 м выше современного.

С позиций гипотезы океанизации (Дибнер, 1978), образованию первой (эоплейстоценовой) трансгрессии способствовало формирование глубоких краевых желобов Анны Марии и Франц-Виктория. При первой трансгрессии новообразованного Арктического бассейна была затоплена Печорская низменность (Дибнер, 1970). Относительно высокие участки окаймляющих возвышенностей стали центрами оледенения. В позднем плейстоцене главными факторами развития рельефа явились ледниковые явления и гляциоизостатические движения земной коры, связанные с развитием и деградацией оледенения (Там же).

В целом послеледниковый период ознаменовался постепенным повсеместным распространением субаквальных условий на все пространство Баренцевоморского шельфа и усиливающейся переработкой (под действием волн и течений) доголоценового ледникового рельефа.

МОРЯ КАРСКОЕ, ЛАПТЕВЫХ, ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ И ЧУКОТСКОЕ

Обширный шельф, окаймляющий арктическое побережье СССР, занят Карским, Лаптевых, Восточно-Сибирским и Чукотским морями. Данные о размерах и глубинах морей приведены в табл. 1.

Для северных морей СССР характерно увеличение глубин в западном и северном направлениях. Баренцевоморская подводная шельфовая равнина является, как уже указывалось, продолжением Русской равнины, а Карская — Западно-Сибирской. Северо-восточные моря (Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) расположены на Лаптевско-Чукотской шельфовой равнине. На севере Карского моря желоба св. Анны и Воронина (глубины 400—420 м) перемежаются с возвышенностями Земли Франца-Иосифа, Центрально-Карской и Северо-Земельской. Подводная часть Западно-Сибирской равнины состоит из Ямало-Гыданской, собственно Карской шельфовых равнин и Новоземельского желоба (глубиной до 433 м). Мелководная Лаптевско-Чукотская равнина представлена равнинами второго порядка — Яно-Индибирской, Колымской, Чаунской, Ванкаремской и Алякинской, вытянутой в виде сравнительно узкой полосы вдоль бровки шельфа. В районе северного участка дна Чукотского и на некоторых участках других рассматриваемых морей поверхность шельфа переуглублена (глубина моря на этих участках местами достигает 400 м).

Т а б л и ц а 1
Площади и глубины шельфовых морей восточной Арктики

Море	Площадь, тыс. м	Глубина, м	
		средняя	максимальная
Карское	893,4	113	588
Лаптевых	672,0	540	2980*
Восточно-Сибирское	926,1	66	370
Чукотское	589,6	77	400

* Столь высокие показатели глубины моря Лаптевых объясняются тем, что в его традиционные границы включается часть глубоководного Арктического бассейна, прилегающая с востока к островам Северная Земля. Фактически же его глубины не выходят за пределы 200-метровой изобаты.

Основные черты орографии и морфоструктура

В морфоструктурном отношении шельф представлен рядом платформенных равнин. В северной части дна Карского моря продолжается равнина Баренцево-морской докембрийской платформы, а его южную часть образует равнина эпигерцинской Западно-Сибирской плиты. Под северо-восточными морями простирается Лаптево-Чукотская равнина, имеющая гетерогенное основание, состоящее из блоков древних платформ (Восточно-Сибирской и Гиперборейской, переработанных в палеозое и мезозое тектоническими движениями и спаянных складчатыми мезозоидами в единую структуру (Виноградов и др., 1974; Пушаровский, 1976). Ю.Н. Григоренко (Тектоника Евразии, 1966) считает ее эпимезозойской плитой, на которой в кайнозое начал формироваться платформенный осадочный чехол (см. рис. 12).

Осадочный чехол Баренцево-Карской плиты на Карском море (мощностью до 10 км) представлен терригенными формациями мезозойского возраста, преимущественно карбонатными формациями силурийско-карбонового возраста, чередующимися с терригенными того же возраста, и терригенными формациями раннего палеозоя (Погребницкий, 1974). В строении осадочной толщи (общей мощностью до 8 км) подводного продолжения Западно-Сибирской плиты преобладают терригенные мезозойские отложения, перекрывающие триасовые и верхнепалеозойские терригенно-эффузивные осадки, переслаивающиеся с карбонатными отложениями. В меловой период были сформированы преимущественно кремнисто-терригенные формации, а в юре и триасе — песчано-глинистые.

На Лаптевско-Чукотской платформенной равнине строение осадочного чехла при переходе из одной ее части в другую существенно меняется (Виноградов и др., 1974). О строении осадочной толщи в пределах Лаптевской плиты достоверных данных нет. Предполагается, что ее суммарная мощность достигает 4 км. На островах Де-Лонга осадочный чехол (мощностью до 3 км) представлен мезозойскими эффузивными и палеозойскими терригенными формациями. В районе о-ва Новая Сибирь под кайнозойскими обломочными осадками залегают терригенно-угленосные верхнемеловые отложения, эффузивы и терригенные комплексы нижнего мела. Общая мощность осадков достигает 8 км. Разрез Южно-Чукотского прогиба представлен кайнозойскими и меловыми терригенными отложениями (мощностью до 3 км).

Шельф и прилегающая к нему суша Западно-Сибирской платформенной равнины обрамляются Урало-Новоземельским и Таймыро-Североземельским горными сооружениями, сформированными на месте герцинской платформы неотектоническими движениями. Для этого региона характерны следующие морфоструктурные особенности: 1) вытянутая или линейная форма большей части сопряженных положительных и отрицательных складчатых морфоструктур; 2) согласованность

их ориентировки между собой и с простираниями горного обрамления равнины; 3) крупная региональная ступенчатость рельефа. Эти особенности, выраженные также в структуре осадочного чехла, унаследованы от докайнозойских этапов тектонического развития земной коры.

Наряду с унаследованными движениями в плейстоцене имело место и новообразование морфоструктур, с чем, в частности, связаны перестройки речной сети (Ласточкин, Федоров, 1978). Самыми молодыми морфоструктурами являются Новоземельский желоб и замыкающий его с севера выступ Брусилова, об этом свидетельствуют обнаруженные на днище желоба прибрежно-морские плейстоценовые осадки и фрагменты подводных долин субазрального происхождения (Ласточкин, 1977а, б). Унаследованным развитием характеризуется установленный по геофизическим данным четко выраженный в виде подводного уступа разлом, отделяющий Западно-Сибирский шельф от Урало-Новоземельского орогена.

Большая часть Западно-Сибирского шельфа представлена аккумулятивной равниной. На севере она переходит в денудационную равнину, в пределах которой закартированы верхнемеловые (на островах Свердрупа и Арктического института), средне- и верхнепротерозойские (на островах Известий ЦИК) отложения. В отдельные этапы новейшей геологической истории эта равнина была, вероятно, значительно приподнята и препятствовала переносу в океан поступающего с юга материала, что обусловило накопление на Западно-Карской низменности верхнекайнозойских отложений мощностью до 250—300 м, частично компенсировавшее ее погружение в результате дифференцированных неотектонических движений.

Баренцево-Карская равнина (в пределах Карского моря) наложена на морфоструктуры, субширотно вытянутые в соответствии с простиранием структур осадочного чехла и складчатых дислокаций Северной Земли. Еще более молодые элементы морфоструктуры, контрастно выраженные в рельефе, — это окраинно-шельфовые желоба Святой Анны и Воронина (Дибнер, 1978). Последние имеют дизъюнктивно предопределенные крутые борта и плоские днища. Судя по отсутствию в пределах этих желобов субазральных форм рельефа и по аналогии с Медвежинским желобом можно предположить, что мощность рыхлых отложений в них весьма значительна.

Центрально-Карская возвышенность как морфоструктура имеет, видимо, гетерогенное строение. Морфоскульптурные элементы рельефа выражены здесь ледниковыми трогами и абразионными поверхностями, осложняющими прибрежные денудационные и структурно-денудационные равнины. Возвышающиеся над ними острова Уединения, Визе и Ушакова сложены нижнемеловыми отложениями. Донные осадки представлены преимущественно песками и крупнообломочным материалом ледового разноса. Бровка шельфа приурочена к крупному разлому.

Морфоструктурный план Лаптевско-Чукотский платформенной равнины эпимезозойской плиты в значительной мере предопределен историей ее развития и геологическим строением. Морфоструктура моря Лаптевых сформировалась в результате наложения друг на друга морфоструктурных зон субмеридионального и северо-западного простирания. Для западной части моря характерны элементы, продолжающие складчатые системы Верхоянского антиклинория и приобретающие в северном направлении постепенно субмеридиональную ориентировку. Они сопровождаются разломами того же простирания, ограничивающими положительные и отрицательные морфоструктуры. На западе моря Лаптевых и в его северо-восточной части эти разломы определили простирание и положение бровки шельфа.

В центральной части моря Лаптевых по геолого-геоморфологическим данным намечается крупная меридионально ориентированная положительная морфоструктура. Она соответствует новейшему поднятию, осложненному в осевой зоне узкой, резко вытянутой грабенообразной морфоструктурой, к которой приурочена подводная долина восточной Лены (Holmes, Greager, 1974). А.Ф. Грачев и

Г.Д. Нарышкин (1978) считают, что это поднятие является непосредственным продолжением на шельфе срединно-океанического хребта Гаккеля, а грабенообразную морфоструктуру — рифтом, вторгшимся в пределы Лаптевской платформы. О правомерности этого предположения свидетельствует концентрация эпицентров землетрясений вдоль грабенообразной морфоструктуры, а также результаты общего структурно-геоморфологического анализа (Патык-Кара и др., 1980).

К востоку от моря Лаптевых морфоструктуры имеют преимущественно субширотную ориентировку, согласную с простираемостью структур молодого осадочного чехла. На юге Чукотского моря четко прослеживается система отрицательных и положительных морфоструктур, параллельных складчатым структурам мезозойско-кайнозойского северо-востока СССР. Такое же простираемостью имеют выраженные в рельефе разломы. Некоторое из них фиксируются и по геофизическим данным (например, разлом вдоль береговой зоны северной Чукотки между Чаунской и Ванкаремской низменностями и разлом, отделяющий равнины погруженного шельфа на севере от остальной части шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей).

Распределение денудационных и аккумулятивных равнин, за исключением аккумулятивной равнины западной части моря Лаптевых с мощностью верхних отложений до 150—200 м, подчиняется контурам крупных морфоструктур соответственно положительного и отрицательного знака. К денудационным относятся следующие равнины: 1) Центральная-Лаптевская равнина с осложняющим ее грабеном, выполненным мощной толщей рыхлых отложений; 2) денудационная равнина Ляховских островов и западной части о-ва Котельный, где на поверхность выходят породы от нижнемеловых до нижнепротерозойских включительно; 3) обширная равнина изометричных очертаний, включающая о-в Новая Сибирь и острова Де-Лонга, сложенные сверху не только меловыми, но и нижнепалеозойскими (о-в Баннетта) породами; 4) цокольная равнина основания Медвежьих островов, сложенных меловыми гранитоидами; 5) аккумулятивно-денудационные субширотные равнины, включающие о-в Врангеля, сложенный породами триаса и верхнепалеозойскими. На денудационных равнинах шельфа встречаются грубозернистые донные осадки, что свидетельствует о широком развитии и значительной интенсивности абразионных процессов в позднем плейстоцене и голоцене. На расположенных между ними аккумулятивных равнинах мощность верхнекайнозойских отложений достигает 150 м, а современные условия характеризуются устойчивой аккумуляцией преимущественно тонкодисперсных осадков.

Морфоскульптура

На арктическом шельфе Евразии практически повсеместно распространены формы субэдральной морфоскульптуры, среди которых наиболее контрастно выражены в рельефе подводные долины речного и ледникового происхождения (Ласточкин, 1977а). Сильно вытянутые долины речного генезиса имеют плановые очертания, близкие к очертаниям современной речной сети. Они продолжают долины суши того же генезиса, характеризуются постепенным расширением вниз "по течению" и теми же закономерностями взаимной ориентировки составляющих их элементов. На эхограммах и профилях непрерывного сейсмического профилирования четко фиксируются их террасовые урвы и погребенные врезы.

Отличия подводных долин речного происхождения от современных аналогов на суше связаны с их более древним возрастом, перестройками речной сети и с существенной аккумулятивно-абразионной переработкой. С глубиной контрастность проявления долин в рельефе увеличивается. В плане они группируются в палеобассейны, обычно продолжающие водосборные площади на современной суше.

Подводные долины Карского моря принадлежат к нескольким древним речным бассейнам. Бассейн древней Оби занимает всю западную часть моря и характеризуется резко асимметричным строением. Долина древней Оби, по представлению А.Н. Ласточкина (1977а), проходила через Байдарацкую губу и Новоземельский желоб. Бассейн Гыды включает водосборную площадь современного Надыма, а также Пура и Таза. В древний Енисей впадала Пяси́на. Западный водосборный бассейн моря Лаптевых включает долины Хатанги и Анабара, которые соединялись севернее о-ва Большой Бегичев. Восточнее его располагаются древние водосборные площади Лены—Оленека и Яны—Омо́лоя. Почти все подводные долины Чукотского моря составляют одну сильно разветвленную систему.

Ледниковые долины развиты в районах, прилегающих к областям современного и древнего оледенений: островам Новой Земли, Северной Земли и Центрально-Карской возвышенности. Эти долины выражены более контрастно, чем долины речного генезиса, и продолжают трого суши. Они относительно прямолинейны, имеют постоянную ширину, трогообразные поперечные профили. Их продольные профили осложняются крутостенными порогами и стадияльными моренами.

Наряду с деструктивными формами реликтовой морфоскульптуры разного генезиса на батиметрических картах и эхограммах выделяются морфоскульптурные образования, созданные речными (дельты) и ледниковыми (морены, моренные комплексы) процессами селективной аккумуляции. Дельты зафиксированы на дне моря Лаптевых и в Карском море (Куликов, Мартынов, 1961; Holmes, Greager, 1974). Конечноморенные комплексы наиболее ярко выражены на восточном подводном цоколе Новой Земли.

На Карском море нижняя граница сформированных в прибрежных условиях абразионных площадок прослеживается на глубине 13—16, 22—24, 36—38, 48—50 и 85—90 м (Ласточкин, 1977б). Анализ уклонов аккумулятивно-абразионных поверхностей на всех северных морях СССР показал, что выположенность их, связанная с относительной стабилизацией уровня моря в поздней и послеледниковую трансгрессию, является наибольшей в диапазонах глубин 13—18, 25—32, 40—50, 60—75, 105—115, 125—140 м (Ласточкин, 1977в). Это согласуется с обнаружением на соответствующих глубинах на дне морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского береговых образований с радиоуглеродными датировками образцов донных осадков морей Лаптевых и Чукотского и с общим ходом изменений уровня Мирового океана во время поздней и послеледниковой трансгрессии (Куликов, Мартынов, 1961; Валпетер, 1978; Greager, McManus, 1965; Holmes, Greager, 1974).

Создаваемые в зоне современного волнового воздействия поверхности прибрежной аккумуляции особенно распространены в пределах денудационных равнин Восточно-Сибирского моря. Здесь же волны вместе с дрейфовыми и приливными течениями сформировали системы подводных гряд¹, окаймляющих некоторые острова (Новую Сибирь, Котельный и др.), низкие прибрежные равнины материка (в районе Медвежьих островов и Янского залива) и отдельные подводные возвышенности — банки. Течениями и волновыми процессами на "теневого" стороне многих островов (Большого Ляховского, Арктического института и др.) созданы косы и пересыпи, выработаны промоины и борозды, отделяющие друг от друга и от материка острова и банки (борозды образованы практически во всех относительно мелководных проливах и узкостях). Со сгонно-нагонными явлениями, действующими в сочетании с криогенными процессами, связано формирование полос осушки, которые широко распространены на всем материковом побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

¹ Существует и другая точка зрения, согласно которой эти гряды являются формами облекания, т.е. представляют собой моноклиальные гряды коренных пород, погрёбённых под донными осадками.

Мерзлое состояние песчано-глинистых четвертичных отложений на побережьях морей Восточно-Сибирского и Лаптевых способствует интенсивному развитию термоабразивных процессов (Арз, 1980). Скорость отступления термоабразивных берегов оценивается от 2—3 до 20—30 м в год. С ними связывается исчезновение некоторых островов (Васильевского в 1936 г., Семеновского в 1948 г.). Малоизученную, но, вероятно, существенную роль в рельефообразовании на этих морях играет и донная термоабразия, так как многолетние мерзлые породы фиксируются под морским дном на значительных глубинах (Григорьев, 1966).

Интересной особенностью побережья Чукотского моря является широкое распространение лагунных берегов, сформировавшихся в результате отчленения ряда бывших ингрессионных заливов крупными береговыми барами — пересыпями — и превращения их в лагуны. Пересыпи сложены галечно-гравийным материалом. Реки Чукотки большей частью впадают в эти лагуны и не могут служить источниками питания пересыпей галечным материалом. Как показывают исследования, галька и гравий выбрасываются волнами с подводного берегового склона, чему благоприятствует соответствующий угол подхода волн. Грубообломочный материал, залегающий в прибрежной части дна моря, является реликтовым и образовался в ледниковое время как результат отложения выносов флювиогляциальных потоков.

История развития рельефа шельфа Арктического побережья

Формирование основных черт поверхности дна Карского моря ранее связывалось в основном с развитием обширных ледниковых покровов (Дибнер, 1968). Сейчас это представление развивается в рамках гипотезы "шельфового оледенения" (Астахов, 1978; Волков и др., 1978), не учитывающей особенности и многообразия подводного рельефа субэкринного генезиса. Однако уже на геоморфологической карте Советской Арктики и Карте четвертичных отложений Арктики и Субарктики, опубликованных соответственно в 1961 и 1965 гг., показано, что субэкринный рельеф Карского и всех северо-восточных морей СССР большей частью имеет эрозионно-аккумулятивное происхождение. Исключением являются зоны, тяготеющие к области современного и древнего оледенений, к которым, в частности, относится Центрально-Карская возвышенность.

Рельеф шельфа сформировался в результате разных по интенсивности и дифференцированности новейших погружений и поднятий (при явном преобладании первых), эрозионного и экзарационного расчленения, транзита материала в эпохи регрессий и последующей частичной аккумулятивно-абразивной переработки субэкринного рельефа в периоды трансгрессий. В рельефе шельфа отражаются следующие этапы новейшей истории его развития:

максимальная (преадакчагыльская по А.А. Асееву (1974) регрессия (с понижением уровня Мирового океана до —300 м), во время которой произошло первичное эрозионное расчленение всей поверхности;

плиоценовая (Колвинско-Устьсоленинская) трансгрессия и похолодание, приведшее к образованию ледниковых покровов на отдельных ныне надводных и подводных возвышенностях;

раннеплейстоценовая регрессия (с понижением уровня до —180 м), зафиксированная на Баренцево-Карской равнине, где в это время были созданы крупные замкнутые водоемы, оставившие после себя ледниково-озерные отложения;

позднеплейстоценовая (гримальдийская) регрессия, в течение которой весь восточный сектор шельфа представлял надводную аллювиальную и озерно-аллювиальную равнину, а оледенение не выходило за пределы возвышенностей, образующих "пьедесталы" островной суши того времени;

поздне-последледниковая трансгрессия, в осцилляционном ходе которой сформирова-

ровались аккумулятивно-абразионные поверхности, внешняя граница которых проходила на глубине 100—110 м;

относительная стабилизация уровня океана и формирование его современной береговой зоны (Ласточкин, Федоров, 1978).

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

В рамки Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн входит Северный Ледовитый океан. На крайнем северо-западе он представлен очень небольшим участком Норвежского моря, дно которого здесь выражено узким и сильно расчлененным материковым склоном, примыкающим в своей верхней части к также интенсивно расчлененному Норвежскому шельфу, и обширным шлейфом материкового подножия, образование которого связывается с выносами из подводных каньонов (главным образом из подводной долины Персея, расположенной за рамкой карты, которой заканчивается упоминавшийся ранее Медвежинский желоб).

Северный Ледовитый океан, как известно, обычно подразделяется на Норвежско-Гренландский и Арктический бассейны. Ниже приводится описание лишь европейской части материкового склона Арктического бассейна, которая вошла в рамки Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн.

Основные черты орографии и морфоструктура

Бровка материкового склона отмечается на глубине 120—200 м, и только на северном участке погруженного Чукотского шельфа она опускается на глубину до 500 м. Материковый склон окаймлен шлейфом материкового подножия, большая часть которого расположена на глубинах 2200—2300 м.

В описываемой части Арктического бассейна расположены фрагменты — пересекающих его поднятий Гаккеля и Ломоносова. Первое имеет высоту от 1200 до 2000 м, сильно расчленен поперечными и продольными простираниями хребта ложбинами, глубины в некоторых из них превышают 4 тыс. м. Поднятие Ломоносова простирается примерно вдоль 150 меридиана (Гаккеля протягивается параллельно ему), монолитно и имеет высоту на большей части своего протяжения 2 тыс. м, а на юге — даже 3 тыс. м. Эти поднятия разделяют южную часть Арктического бассейна на котловины Нансена, Амундсена и Подводников (Толля). Максимальная глубина котловины Нансена 3975 м. Котловина Амундсена самая глубокая в Северном Ледовитом океане. Ее глубина достигает 4485 м (Атлас океанов, 1980), а по данным К. Остенко (1979) — 5180 м. Максимальная глубина котловины Подводников 3285 м (Атлас океанов, 1980). Минимальные глубины над хребтом (в рамках Геоморфологической карты СССР) Гаккеля около 2 тыс. м, Ломоносова — 900 м.

Материковый склон разделяется на Шпицбергенско-Североземельский и Новосибирский (Гаккель и др., 1968). Нижняя граница его в районе желоба Святой Анны располагается на глубине около 2500 м, у Северной Земли она снижается до изобаты 3 тыс. м и вновь подымается до 2 тыс. м близ хр. Гаккеля. Нижняя граница материкового подножия проходит на глубинах от 2200 до 3500 м. Средний уклон материкового склона составляет 2—3°, уклон материкового подножия — около 40° (см. рис. 12).

Материковый склон расчленен многочисленными подводными каньонами, отрывочные сведения о которых имеются лишь для тех их частей, которые примыкают к бровке шельфа. Характерной особенностью их является значительная ширина, большая часть подводных каньонов имеет корытообразный поперечный профиль. На Новосибирском материковом склоне подводные каньоны располагаются преимущественно на продолжении подводных шельфовых долин.

На материковом подножии их, в свою очередь, продолжают долины мутьевых потоков, врезанные на несколько десятков или первые сотни метров в осадочный шлейф материкового подножия. У устья желоба Святой Анны и Воронина между Северной Землей и хр. Гаккеля материковое подножие образовано крупными конусами выноса.

Поднятие Гаккеля представляет собой крайне северное звено планетарной системы срединно-океанических хребтов. Он отличается от других срединно-океанических хребтов небольшой шириной (меньше 350 км) и слабым развитием фланговых зон. Но, как и другие срединно-океанические хребты, оно выделяется сейсмической активностью, повышенными значениями глубинного теплового потока и "океанической структурой" магнитного поля (Деменицкая, Карасик, 1971). Для рельефа поднятия характерно наличие вулканических конусов и густая сеть рифтовых и поперечных разломов, геоморфологически выраженных в виде рифтовых долин, ориентированных по простиранию поднятия, и океанических трогов, ориентированных к ним под углом, близким к прямому. По этим разломам отдельные сегменты поднятия испытали горизонтальное смещение на 30—50 км. Фланги поднятия погребены под мощным осадочным чехлом, толщина которого превышает 1 км (Пушаровский, 1976; Грачев, Нарышкин, 1978; Нарышкин, 1980).

Морфология поднятия Ломоносова характеризуется его монолитностью и коробчатостью поперечного профиля. Крутые, почти нерасчлененные склоны, подножие которых расположено на глубине 3—4 тыс. м, на глубине 1500—1700 м резко сменяются уплощенным гребнем хребта. Склон, обращенный к котловине Амундсена, как указывает Ю.М. Пушаровский (1976), осложнен ступенями сбросового происхождения.

Толщина земной коры достигает 15—18 км. По Ю.М. Пушаровскому (1976), проявлений вулканизма здесь не отмечается. Однако Я.Я. Гаккелем (1958) описан следующий интересный факт. В 1956 г. зимовщики СП-3 испытали мощный толчок, в результате которого льдина раскололась на две части, а из образовавшейся полыньи произошло очень сильное выделение сернистых газов. В донных отложениях на хребте отмечается высокое содержание свежего вулканического стекла и базальтической роговой обманки (Там же). Тепловой поток в зоне хребта несколько повышен (Любимов и др., 1969).

Ю.М. Пушаровский (1976) приводит следующий сейсмический разрез поднятия Ломоносова: под неуплотненными осадками переменной мощности залегает слоистый осадочный комплекс, подстилаемый слоем со скоростями упругих волн 5,7—6,1 км/сек; ниже этого слоя залегают породы со скоростями упругих волн 6,3—6,4 км/сек, а в области шельфа, в которой хребет к нему примыкает, прослеживается граница "базальтового" слоя. Основываясь на приведенных данных, Ю.М. Пушаровский приходит к выводу о субконтинентальном типе земной коры в области хр. Ломоносова. Известны, однако, более ранние данные К. Ханкинса (1964) и О.К. Леонтьева (1968), из которых следует вывод об отсутствии гранитного слоя как под поднятием Ломоносова, так и под котловинами Арктического бассейна.

На Геоморфологической карте СССР изображены фрагменты трех котловин ложа Северного Ледовитого океана — Нансена, Амундсена и Подводников. Под рыхлыми осадками дна этих котловин залегает толща постепенно уплотняющихся горизонтально слоистых отложений мощностью 3—3,5 км. Под этой толщей залегают породы, по скоростям упругих волн отвечающие "второму слою" океанической коры.

На материковом склоне, как на его уступах, так и на его наклонных равнинах. главным рельефообразующим фактором явились гравитационные процессы — подводные оползни и мутьевые потоки (см. рис. 12). Во время оледенения процессы сноса осадочного материала за счет мутьевых потоков и подводного оползания протекали здесь, вероятно, особенно интенсивно (Матишов, 1980). Благодаря главным образом деятельности этих факторов были сформированы конусы выноса подводных каньонов (по которым происходил и, очевидно, происходит и в настоящее время транспорт осадочного материала).

В глубоководных котловинах Северного Ледовитого океана морфоскульптура представлена субгоризонтальными и волнистыми поверхностями абиссальной аккумуляции осадков преимущественно терригенного состава. Главная особенность осадконакопления в Северном Ледовитом океане заключается в большом количестве материала ледового разноса (более 30%) и атмосферной пыли, осевшей на паковых и плавучих льдах и составляющей до 10% всего осадочного материала, поступающего в его абиссальные области. На вершинных поверхностях хребтов процесс накопления этих отложений, вероятно, замедлен в результате некоторого воздействия течений, а на склонах — осложнен участием гравитационных процессов.

Проблема происхождения Северного Ледовитого океана

В отношении происхождения и истории развития Северного Ледовитого океана существуют несколько, резко отличающихся друг от друга точек зрения. Одной из наиболее давних гипотез является гипотеза вторичного образования Северного Ледовитого океана на месте ранее существовавшего материкового массива. Недавно это представление было развито Ю.М. Пушаровским (1976), предложившим гипотезу деструкции материковой коры и превращения последней в океаническую. С точки зрения этой гипотезы Северный Ледовитый океан очень молод и его история укладывается в основном в кайнозойскую эру. Ю.М. Пушаровский полагает, что процессы растяжения, положившие начало его образованию, начались в поздней юре—раннемеловом периоде. Однако хр. Гаккеля сформировался значительно позднее. Ю.М. Пушаровский считает, что его можно представить как очень пологую складку в океанической коре, возникшую вследствие сближения восточного и западного Арктических блоков земной коры. Согласно другой точке зрения, образование Северного Ледовитого океана связывается с гипотезой плитовой тектоники и разрастания дна океана (Деменицкая, Карасик, 1971).

Сторонники третьей гипотезы считают, что положение о первичности океанов как геофизических образований может быть распространено и на Северный Ледовитый океан (Oliver et al., 1955; Леонтьев, 1968). Таким образом, в вопросе о генезисе Северного Ледовитого океана отразились разногласия, которые вообще присущи тектонистам, когда они рассматривают вопросы, касающиеся происхождения и развития океанов. Одновременное существование отмеченных и ряда других гипотез, например очень интересной гипотезы Ю.Е. Погребницкого (1976) о структурной эволюции геодинамической системы Северного Ледовитого океана, свидетельствует о том, что данная проблема еще далека от решения.

В последние годы появились работы, в которых на новой фактической основе возрождается концепция вторичного происхождения Северного Ледовитого океана. По Ю.Г. Киселеву (1979, 1980), до 17% площади его глубоководной части представляют реликтовые материковые структуры. Таковы, как он считает, поднятия Ломоносова и Менделеева, плато Альфа. Согласно геофизическим исследованиям земной коры, на этой площади наряду с синокеаническими осадками (скорость распространения упругих волн 1,5—2,3 км/сек) выделяются осадки сравнительно

мелкого моря (1,7—2,3 км/сек) и комплекс единых с шельфом хорошо стратифицированных отложений (2,5—5 км/сек). Этот осадочный чехол залегает на породах, интерпретируемых как складчатый комплекс рифейско-раннепалеозойских, местами позднепалеозойских пород. На поднятии Ломоносова драгами были подняты кварциты и гнейсы, возможно докембрийские.

Котловины характеризуются океанической корой, которая, по Ю.Г. Киселеву (1979, 1980), имеет вторичное происхождение. Уже после того как произошла океанизация, на эти океанические структуры наложился рифтовые структуры хр. Гаккеля и срединных хребтов Норвежско-Гренландского бассейна.

БЕРИНГОВО МОРЕ

Общая площадь Берингова моря 2315 тыс. км², средняя глубина 1640 м, максимальная — 4420 м (Фролов, 1971). В пределах рамки Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн расположена лишь его западная часть, охватывающая все главные морфоструктуры его впадины: шельф, материковый склон и материковое подножие, днище морской котловины, а также самые западные оконечности (Алеутской островной дуги, Алеутского глубоководного желоба и один из хребтов, осложняющих рельеф дна котловины — хр. Ширшова.

Описываемые ниже основные черты орографии, морфоструктура и морфоскульптура дна Берингова моря относятся только к его фрагменту, отображенному на карте.

Основные черты орографии и морфоструктура

Вся северная часть описываемого фрагмента Берингова моря мелководна (меньше 200 м). При переходе от шельфа к материковому склону глубины начинают резко возрастать. Материковый склон распространяется примерно до глубины 2500—3000 м. Внешняя граница материкового подножия проходит на глубине 3500—3600 м. Глубже простирается плоское дно впадины Берингова моря, разделяемое хр. Ширшова на Командорскую и Алеутскую котловины. Максимальная глубина первой 3800 м, второй — 3936 м. Минимальная глубина под северной частью хр. Ширшова достигает 239 м, над южной — 1110 м.

На Алеутской дуге находятся Командорские острова — самый западный форпост Алеутского архипелага. В районе о-ва Беринга подножие хребта располагается на глубине 3500—3800 м. С южной стороны острова к нему прилегает небольшая площадка, которая затем на глубине около 4 тыс. м сменяется крутым склоном желоба.

Максимальная глубина Алеутского желоба достигает примерно 6000 м, а максимальная высота Алеутской дуги — 751 м (ее наивысшая точка отмечена на о-ве Беринга).

Берингово море резко разделяется на две почти равные части: северную мелководную и южную глубоководную. Северную часть образует подводная окраина Евразийского и Североамериканского материков, при этом около 90% ее площади занимает шельф. Он представлен главным образом тремя морфоструктурами: прибрежной цокольной равниной, прибрежной равниной на рыхлом основании (в Анадырском заливе и в северо-восточном углу карты) и обширными аккумулятивно-денудационными равнинами внешнего шельфа. В основании шельфа залегает мезозойский складчатый фундамент, перекрытый новейшими осадками. Выделяются также структурно обусловленные возвышенности — подводные основания островов Святого Лаврентия и Святого Матвея (рис. 13, см. вкл.).

Материковый склон, ограничивающий северную мелководную часть Берингова моря, довольно широк и расчленен крупными подводными каньонами (Гершанович, 1962). Подводные каньоны, постепенно выполаживаясь, сменяются ложбинами стока мутьевых потоков, выполняющими роль выводных каналов для

больших масс осадков, накапливающихся на материковом подножии. На ряде участков склона отмечаются крупные скопления подводно-оползневых тел.

К югу от мыса Олюторский шельф и материковый склон с материковым подножием сильно суживаются, а интенсивность расчленения рельефа дна здесь еще больше возрастает. Многочисленные конусы выноса мутьевых потоков сливаются вместе, образуя к северу от хр. Ширшова значительное расширение наклонной равнины материкового подножия.

Дно Алеутской котловины занято плоскими равнинами абиссальной аккумуляции. Сейсмические исследования показали, что в Командорской котловине земная кора состоит из осадочного слоя мощностью 2—3 км и из слоя со скоростями упругих волн 6,5 км/сек мощностью до 9 км. В Алеутской котловине выделяется слой осадков со скоростями упругих волн 2—2,9 км/сек толщиной 3 км. Глубже лежит так называемый второй слой, т.е. слой, состоящий из уплотненных осадочных пород, мощностью около 3 км. Ниже располагается "базальтовый слой" (скорости упругих волн 6,8—7,2 км/сек) мощностью 4—7 км. Таким образом, по строению земной коры Берингово море должно быть отнесено к типичным морям переходной зоны (Геофизика океана, 1979).

Хребет Ширшова — складчато-глыбовое горное сооружение, лежащее на продолжении Олюторского хребта. Строение его южного окончания осложнено вулканами. Сейсмическими методами под хр. Ширшова выделены "гранитный" и "базальтовый" слои (Гнибиденко, 1973). Алеутская островная дуга представлена на карте только крайней западной группой островов — Командорскими островами. Они сложены вулканогенными породами, имеют гористый рельеф, поднимаются более чем на 700 м над уровнем океана, сильно сейсмичны (преобладают мелко- и среднефокусные землетрясения). На южном склоне островной дуги на глубине 2—3,5 тыс. м выделяется упоминавшаяся выше подводная террасовидная поверхность — ступень склона островной дуги. Подобные образования свойственны и некоторым другим островным дугам (Уэда, 1978), но генезис их проблематичен.

Алеутский глубоководный желоб характеризуется асимметрией склонов. Прилегающий к островной дуге склон значительно выше противоположного и сильнее расчленен. Западнее о-ва Беринга оба склона переходят в склоны Курило-Камчатского желоба. Дно Алеутского желоба плоское, лежит на глубинах более 6,5 км, максимальная глубина превышает 7 км. Оно очень сейсмично, на нем сосредоточены эпицентры мелкофокусных землетрясений. Мощность слоя уплотненных осадков составляет около 3 км, а базальтового слоя — около 6 км. Второй слой выделяется неуверенно (Геофизика океана, 1979).

Морфоскульптура

Реликтовый субазральный рельеф на дне Берингова моря выражен значительно слабее, чем на дне рассмотренных выше арктических морей (см. рис. 13). Однако и здесь в пределах обширной шельфовой равнины северной части моря хорошо прослеживаются крупные затопленные речные долины. Так, в рельефе дна выражена долина Анадыря, в заливе Креста и южнее его — долина крупного притока Анадыря, незатопленным остатком которой является одна из небольших долин, впадающих в северную кутловую часть этого залива. Берингоморский шельф от Берингова пролива на юго-запад пересекает большая затопленная речная долина. Ее крупный левый "приток", вероятно, представляет собой затопленное продолжение долины Юкона. От залива Нортон (у побережья Аляски) к северу, уходя затем в пределы Чукотского шельфа, прослежена затопленная долина Хоуп.

В узкой прибрежной полосе шельфа Чукотского полуострова и в южной части побережья Корякского нагорья известны ледниковые трог и другие экзарацион-

ные, а также аккумулятивные формы рельефа, связанные с четвертичным оледенением.

В прибрежной полосе шельфа развиваются современные волновые процессы, обычно в сочетании с процессами, обусловленными воздействием приливных течений. На низких побережьях они создают крупные береговые аккумулятивные формы, тогда как на высоких побережьях, сложенных прочными породами, обычны денудационные или слабо измененные морем берега. На материковом склоне и подножии, а также на склонах подводных хребтов интенсивно проявляется деятельность подводного оползания и мутьевых потоков. Последние приурочены главным образом к многочисленным подводным каньонам, пересекающим материковый склон.

На обширных пространствах Берингоморской глубоководной котловины развиты субгоризонтальные равнинные поверхности абиссальной аккумуляции. В настоящее время в Беринговом море происходит главным образом терригенная гемипелагическая (субабиссальная) аккумуляция. Кроме того, отражая местные зональные климатические особенности, на дне глубоководной котловины аккумулируется кремнистый материал, поставляемый диатомовыми водорослями. И наконец, нельзя не сказать также о поступлении в море значительного количества пирокластического материала (Гершанович, 1970).

История развития Берингова моря

Несмотря на появление в последнее время различных взглядов о вторичном происхождении иных котловин окраинных морей, мнение о первичном генезисе относительно глубоководной котловины Берингова моря — образовании ее путем отделения островной дугой сегмента океана, по-видимому, не опровергнуто (Марков и др., 1979). Алеутская дуга возникла, по мнению Г.С. Гнибиденко (1973), в олигоцене, и по мере ее роста происходило все большее обособление Алеутской котловины. Скважины, пробуренные в Беринговом море, в том числе и скважина в центральной части Командорской котловины, не вышли за пределы миоценовых отложений, представленных в ней диатомитами. Таким образом (имея в виду, что здесь и сейчас отлагаются диатомовые илы), существенного изменения условий осадконакопления, существовавших с миоцена до настоящего времени, здесь не произошло.

В основании Берингоморского шельфа лежит палеозойско-мезозойский складчатый фундамент, на котором сформировался осадочный чехол, перекрывающий систему пологих поднятий и понижений фундамента Гнибиденко, 1973). В четвертичное время северной части Берингоморского шельфа, известной под названием Берингов мост, было присуще непостоянство режима. Континентальный мост между Чукоткой и Аляской неоднократно осушался и вновь затоплялся (Hopkins, 1967). В основном эти чередующиеся затопления и осушения были связаны с гляциозвататическими изменениями уровня Тихого океана и сопряженного с ним Берингова моря. Следями неоднократного установления на площади современного шельфа субаэральных условий являются упоминавшиеся выше долины и ледниковые формы рельефа.

ОХОТСКОЕ МОРЕ

Площадь Охотского моря достигает 1603 тыс. км², средняя и максимальная глубины — соответственно 1316 и 3521 м. Входя в ряд окраинных морей, обрамляющих с запада Тихий океан, они отличаются своеобразием и геоморфологического и тектонического строения его дна, что обусловило существование различных точек зрения относительно его генезиса.

Впадина Охотского моря ограничена на севере континентальным склоном Евразийского материка, на востоке и юго-востоке — склонами горной системы Курило-Камчатской дуги, а на западе — склонами горной системы Хоккайдо и Сахалина. В центральной части моря находится обширная ступень — краевое плато с подводными возвышенностями Института океанологии и Академии наук, котловинами Дерюгина и Тинро. На юге эта ступень ограничена флексурой континентального склона, спускающегося ко дну глубокой Курильской котловины, Южный борт этой котловины образуют склоны цоколя Курильских островов. Дуга Курильских островов двойная: на внутреннем хребте расположены острова Большой Курильской гряды, на внешнем — острова Малой Курильской гряды, они частично скрыты под водой и называются хр. Витязя. Внешний склон Курильской дуги круто падает к оси Курило-Камчатского океанического желоба. За этим желобом на краю ложа Тихого океана находится краевое поднятие — вал Зенкевича.

Минимальная глубина в центральной части Охотского моря — 894 м — отмечена над возвышенностью Академии наук. Максимальные глубины в котловинах Шелихова, Тинро, Дерюгина и Курильской равны соответственно 445, 993, 1744 и 3374 м, а глубина Курило-Камчатского желоба достигает 9717 м.

Геотектура Охотского моря и прилегающей части Тихого океана обусловлена положением в зоне перехода от платформенной области Евразийского материка к плите ложа Тихого океана, сменой континентального типа коры океаническим, осложненной развитием в пределах этой переходной зоны геосинклинальных систем.

Континентальный тип коры присущ отмели северной части моря, островным отмелям и склонам горных сооружений Хоккайдо, Сахалина, Камчатки и большей части Курильской островной дуги вплоть до оси Курило-Камчатского желоба. Океанический тип коры присущ ложу северо-западной котловины Тихого океана с ее краевым валом Зенкевича и океаническим склоном Курило-Камчатского желоба. Переходные субконтинентальный и субокеанический типы коры свойственны различным частям переходной зоны. Субконтинентальный тип отмечается в центральной части моря, под краевым плато с возвышенностями Института океанологии и Академии наук и котловиной Дерюгина, а субокеанический характерен для ложа Курильской котловины и средней части Курильской дуги.

Морфоструктуры области Охотского моря выражены в рельефе дна в разной степени. Складчатая Сахалино-Хоккайдовская система позднекайнозойского возраста, сформировавшаяся на более древнем — позднепалеозойском и раннемезозойском — складчатом фундаменте, видимо, была заложена на сиалическом основании, в условиях континентального склона платформенной области. Основные современные структурные элементы этой системы хорошо выражены в рельефе склонов и дна западной части Курильской котловины и прослеживаются в морфологии ее фундамента под покровом осадочного чехла. В центральной части моря к морфоструктурам восточного склона Сахалина относится вал Пограничный, а также частично скрытые осадочным чехлом выступы фундамента западной окраины котловины Дерюгина. Сама эта котловина и желоб Петра Шмидта, отделяющий восточный склон Сахалина от возвышенности Академии наук, могут рассматриваться как краевые прогибы плиты центральной части моря, возникшие в результате орогенеза в системе Сахалина (см. рис. 13).

Структуры фундамента северного мелководья Охотского моря плохо выражены в рельефе дна вследствие пенеппенизации поверхности эпипалеозойской и эпимезозойской платформ. Юго-восточный выступ этого мелководья — Охотский свод — рассматривается многими исследователями как выступ докембрийского фундамента. На западном краю этого свода расположено поднятие Кашеярова с

о-вом Ионы и банкой Кашеварова. Это горстообразная структура, фундамент которой прорван гранодиоритовыми и гранитными интрузиями палеогенового возраста. В восточной части северного мелководья расположены грабены Пенжинского прогиба и залива Шелихова, а также прогиб котловины Тинро. В пределах прибрежной части этого мелководья в структуре фундамента отмечается прогиб, заполненный осадками. С востока впадину Охотского моря обрамляет складчатая система Камчатки. Структурные элементы этой системы оконтуриваются очертаниями подводного склона к северу от котловины Тинро, а к югу от нее они отражены в Большерецком поднятии, несущем банку Лебеда. Прогиб котловины Тинро, подобно котловине Дерюгина, можно рассматривать как краевой прогиб фундамента, возникший в результате орогенных движений Камчатской системы.

Морфоструктура центральной части Охотского моря во многом дискуссионна. Преобладающие простирания структур не согласуются с простираниями структур обрамления Охотского моря. Это создает впечатление, что относительно молодые позднемиоценовые и кайнозойские структуры огибают устойчивую по отношению к ним более древнюю плиту. Исходя из комплекса имеющихся геофизических и геологических данных, наиболее правомерным представляется предположение о существовании в центральной части моря погруженного платформенного континентального массива палеозойского возраста с развитыми на нем вулканогенными образованиями позднемиоценового и палеогенового возраста, подобными вулканитам Чукотско-Катазиатского пояса. Платформенный массив центральной части моря — Охотия — в течение долгого времени (вплоть до середины миоцена) был континентальной сушей, областью сноса обломочного материала в окружавшие его геосинклинальные системы Камчатки, Курил и Сахалина. Вершины возвышенностей Академии наук и Института океанологии и после начала погружения оставались островами на шельфе вплоть до плиоцена или даже до четвертичного времени.

Курильская котловина, согласно одной точки зрения, рассматривается, исходя из многих признаков, как новообразованный прогиб континентального палеозойского платформенного фундамента. Структуры этого фундамента прослеживаются по флекуре северного борта котловины и в морфологии фундамента ложа котловины. В структуре же ее западного борта выражены уже упоминавшиеся выше элементы тектоники кайнозойских складчатых систем Хоккайдо и Сахалина. Через континентальную платформу, существовавшую на месте котловины, и с нее еще в эоцен—олигоцене в зону Курильских островов транспортировался обломочный материал континентального типа. Судя по палеонтологическим и биогеографическим данным, развитие Курильской котловины как эпиконтинентального прогиба началось в миоцене—плиоцене и происходило с запада на восток вплоть до четвертичного времени. При этом на северном и западном бортах котловины погружение сопровождалось формированием флексур, осложненных разломами, а по юго-восточному борту — образованием сброса большой амплитуды, ограничивающего остаточный горст Курильской дуги.

Таким образом, погружение края континентальной платформы в области Охотского моря происходило в направлении с севера на юг с образованием двух главных флексур — южнее Охотского свода и южнее возвышенности Академии наук — и по сбросу большой амплитуды вдоль северо-западного фланга Курильской дуги.

Согласно другой точке зрения, Курильская котловина представляет реликтовую субокеаническую впадину, отделившуюся от океана в результате образования Курило-Камчатской островной дуги.

Курильская дуга, как часть Курило-Камчатской системы, относится к горным сооружениям кайнозоя, сформированным на раннемезозойском или позднепалеозойском складчатом фундаменте предположительно континентального типа. Древний фундамент был переработан в олигоцен—миоцене тектоническими

движениями, что привело к прогибанию Курильской котловины Охотского моря и Курило-Камчатского океанического желоба с образованием между ними остаточного поднятого блока Курильской дуги. Вулканическая деятельность проявилась на Большой Курильской гряде в позднемеловое время и продолжается до наших дней, ею обусловлено возникновение большей части островов гряды, представляющих одиночные или слившиеся в группы вулканические конусы, покоящиеся на горстовом основании. Однако, если придерживаться второй точки зрения на происхождение Курильской котловины, приходится допускать, что формирование островной дуги происходило на океанической основе.

На склоне Курило-Камчатского желоба со стороны Курильской дуги выражены отчасти в рельефе дна, отчасти лишь в рельефе фундамента антиклинальное и синклинальное поднятия, параллельные оси желоба, и ряд разломов, или также параллельных его оси, или ориентированных вкрест простираения дуги и желоба. Плоскости продольных разломов наклонены преимущественно от погруженных блоков к поднятиям, что отвечает условиям растяжения, в том числе и в области приосевой зоны. Структура океанического склона желоба более раздроблена, в целом это флексура океанической плиты, осложненная сбросами. По представлению Г.Б. Удинцева и ряда других исследователей, прогибание желоба происходило одновременно с прогибанием Курильской котловины, т.е. началось в миоцен—плиоцен и продолжалось вплоть до четвертичного времени.

За флексурой океанического склона Курило-Камчатского желоба на краю океанической плиты находится вал Зенкевича. Местами это сводовое, местами — блоковое поднятие. Наиболее крупный блок его — возвышенность Обручева в северной части вала. Продольное раздробление вала на блоки местами отвечает проходящим через желоб разломам островной дуги. На поверхности вала встречаются вулканические горы. Характер изверженных пород (щелочные базальты) позволяет предполагать присутствие в составе фундамента пород континентального типа.

Морфоскульптура

В формировании морфоскульптуры дна Охотского моря важнейшую роль играло абразионно-аккумулятивное воздействие морских волнений и аккумуляция донных осадков, происходившая в различных условиях гидродинамической аккумулятивности и их собственной подвижности (см. рис. 13). Абразионно-аккумулятивным выравниванием созданы современные прибрежные отмели материковых и островных побережий моря, слившиеся в поверхность выравнивания, единую с той поверхностью, в пределах которой происходила миграция зоны волнового воздействия в период послеледникового поднятия уровня океана. За пределами этой поверхности широко развиты две разновидности аккумулятивного выравнивания: интенсивное на наклонных равнинах континентальных и островных склонов и медленное, приводящее сначала к частичному, а затем к полному погребению первичного рельефа.

В котловинах Дерюгина, Курильской и на дне Курильско-Камчатского желоба хорошо выражены плоские аккумулятивные абиссальные равнины. В нижней части северного склона Курильской котловины, восточного склона котловины Дерюгина и на континентальном склоне Курило-Камчатского желоба выявлен оползневой рельеф. На склонах цоколей Курильских островов, в Курильских проливах, в желобе залива Шелихова и, вероятно, в котловине Тинро, а также на гребне вала Кашеварова распространен связанный с деятельностью глубинных и придонных течений торрентогенный рельеф.

Наряду с современными морфоскульптурами важное место в морфологии дна Охотского моря занимают реликтовые. Кроме упомянутой поверхности выравнивания, созданной в результате миграции в послеледниковое время зоны

волнового воздействия, реликтовыми морфоструктурами являются крупные поверхности выравнивания, созданные также волновым воздействием, но сейчас погруженные тектоническими движениями на большие глубины. Это многочисленные и четко выделяющиеся своими внешними кромками поверхности выравнивания на склоне Охотского свода, на вершинах возвышенностей Института океанологии и Академии наук, на обращенном в сторону океана склоне хр. Витязь. К реликтовым морфоскульптурам относятся серии древних береговых аккумулятивных форм на подводных склонах Сахалина и Камчатки. Реликтами субаэрального рельефа являются многочисленные эрозионные речные долины на склонах возвышенностей Института океанологии и Академии наук, а также в пределах северного мелководья.

История развития Охотского моря

С позиций гипотезы океанизации совокупность реликтовых морфоскульптур свидетельствует о последовательном погружении центральной части Охотского моря, Курильской котловины, всего юго-восточного фланга Курило-Камчатской дуги и континентального склона Курило-Камчатского желоба. В целом это картина последовательного опускания континентальной окраины Евразийского материка, приведшего к формированию серии флексур, уступов и ступеней континентального склона, глубокой Курильской котловины и океанического Курило-Камчатского желоба наряду с поднятием горных сооружений Сахалина, Хоккайдо и Камчатки. Остаточным поднятием на фоне интенсивных погружений Курильской котловины и Курило-Камчатского желоба оказалось горное сооружение Курильской дуги, также испытывавшее погружение, но менее интенсивное и частично компенсированное скоплением продуктов вулканической деятельности.

С позиций гипотезы "первичных океанов" в этот последовательный ряд погружающихся морфоструктур не входят ни Курило-Камчатская островная дуга, ни глубоководный желоб. Последний представляет собой форму глубокого погружения, не связанную, однако, с погружением подводной окраины материка, а обусловленную приуроченностью к зоне Бениофа-Заварицкого, как и все остальные глубоководные желоба.

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

Площадь Японского моря равна 1062 тыс. км², средняя глубина 1536 м, максимальная — 3699 м (Атлас океанов, 1980). Это типичное окраинное геосинклинальное, по терминологии Н.П. Васильковского (1973), эпиокеаническое море, отделенное от океана островной дугой Японских островов, сопровождающейся с внешней стороны одноименным глубоководным желобом (Основные черты геологического строения Японского моря, 1978).

Основные черты орографии и морфоструктура

Батиметрически Японское море неоднородно. Кроме прибрежных мелководий, заметно выделяется более мелководная, чем центральная часть моря, акватория Татарского пролива. Глубоководная центральная часть моря оконтуривается изобатой 3000 м. На границе этой акватории и Татарского пролива выделяется возвышенность Витязя, южнее — хр. Богорова, а к югу от залива Петра Великого — возвышенность Первенец. Южная часть котловины отличается очень изменчивым полем глубин. Здесь прежде всего выделяется крупная возвышенность Ямато, состоящая из двух массивов (с минимальной глубиной над одним из них 289 м), разделенных глубокой (до 2152 м) межгорной впадиной. К югу от возвышенности Ямато лежит котловина Хонсю глубиной до 3063 м. Южнее и восточнее ее есть

несколько возвышенностей, орографически связанных со структурами о-ва Хонсю. В юго-западной части моря выделяются возвышенности Восточно-Корейская, Криштофовича, Уллындо, впадины Гензан и Цусимская. Дно Корейского пролива, отделяющего о-в Хонсю от Кореи, имеет глубины менее 100 м. Такого же порядка глубины в проливах Лаперуза и Сангарском. Таким образом, котловина Японского моря полностью изолирована от ложа Тихого океана.

Являясь дном типичного геосинклинального моря, дно Японского моря в морфо-структурном отношении разделяется на подводные континентальные окраины и собственно котловину окраинного моря с ее впадинами и возвышенностями. Подводные окраины материков и островов (Сахалин, Хоккайдо и Хонсю), в свою очередь, делятся, как и в других морях, на шельф, материковый склон и материковое подножие (см. рис. 13).

Шельф Японского моря на большей части площади лежит на нормальных для шельфа глубинах. Преобладающая часть шельфа представлена прибрежной цокольной равниной, с многочисленными выходами коренных пород, отражающими структуру прилегающих окраин материка и Японских островов. К югу и востоку от порта Находка выделяется узкая полоса погруженного шельфа с глубинами более 200—500 м. К погруженному шельфу относится также часть дна Татарского пролива севернее 44° с.ш., поскольку она, несмотря на глубины 500—1000 м, отделена от Центральной котловины уступом, связанным с подводной возвышенностью Витязя. Кроме нее, на этом погруженном участке шельфа выделяется также возвышенность Мусаси и хорошо выраженная подводная долина, видимо, тектонического заложения, продолжающая современную долину Амура. Интересной особенностью этой части шельфа являются отсутствие в слагающей его земной коре "гранитного" слоя. Геофизические исследования показали также, что мощность осадков здесь невелика и только в затопленной долине достигает 500—1000 м.

Материковый склон выражен довольно четко, за исключением юго-восточной части моря, где он осложнен краевыми плато и небольшими хребтами. Нередко, особенно на материковом склоне Приморья прослеживаются многочисленные подводные каньоны.

Материковое подножие на большей части протяжения выражено в виде неширокой наклонной аккумулятивной равнины, прилегающей к основанию материкового склона. На подводных окраинах о-ва Хонсю и Корейского полуострова оно имеет более сложный рельеф. У о-ва Хонсю на материковом подножии имеются крупные впадины, вытянутые вдоль хребтов, являющихся здесь элементами материкового склона. У Корейского полуострова материковое подножие осложнено рядом возвышенностей (Восточно-Корейской, Криштофовича, Уллындо) и разделяющих их впадин. Хотя эти возвышенности погружены на значительную глубину, они сложены земной корой материкового типа.

В южной части дна Японского моря выделяются несколько очень узких и резко очерченных впадин, которые, рассекая подводную окраину, продолжаются и в Центральной котловине. Одна из них и образует межгорную "долину" на возвышенности Ямато. Другая такая "долина" морфологически представляет собой подобие узкого рва — это трог или же лоб Таяма, располагающийся восточнее возвышенности Ямато. Эти "сквозные" структуры явились основанием для появления гипотезы рифтового происхождения впадины Японского моря (Берсенева, Леликов, 1979).

В пределах собственно котловины Японского моря различаются три крупные морфоструктуры: Центральная котловина, возвышенность Ямато и котловина Хонсю. Центральная котловина занимает более трети площади Японского моря. В ней господствует равнинный рельеф, причем большую часть дна занимают плоские абиссальные равнины. Окруженная почти со всех сторон сушей, Центральная котловина служит коллектором осадочного материала, поступающего в

большом количестве с материка и Японских островов (Геоморфологическое районирование СССР, 1980). Местами над выровненной поверхностью морского дна возвышаются отдельные подводные горы и даже небольшой вулканический хр. Богорова. Максимальная глубина над гребнем хребта 1325 м; возраст слагающих его вулканических образований палеоген-неогеновый (Берсенев, Леликов, 1979). Возвышенность Первенец также сложена вулканитами олигоцен-миоценового возраста.

Возвышенность Ямато сложена породами субконтинентальной земной коры, в разрезе которой выделяется гранитно-метаморфический слой, имеются данные о распространении здесь пермских, меловых и олигоценовых пород. По Н.П. Васильковскому (Основные черты геологического строения..., 1978), возраст складчатости позднепалеозойский, а на юге — мезозойский. Как уже упоминалось, возвышенность Ямато выражена в виде двух хребтов, разделенных желобообразной депрессией. Вершинные поверхности хребтов уплощены, глубины над ними достигают 300—400 м. Местами эти поверхности осложнены грядами и впадинами, а их склоны — подводными оползнями и небольшими подводными каньонами.

Котловина Хонсю лежит между возвышенностью Ямато и подводной окраиной о-ва Хонсю. На ее дне преобладает выровненный аккумулятивный рельеф, а в центральной части распространена плоская абиссальная равнина. Вся северная часть котловины и узкая полоска на южной окраине занята абиссальными холмами. Небольшие хребтики к востоку от возвышенности Ямато имеют позднекайнозойский возраст. Мощность осадков под котловиной достигает 1—1,5 км.

Роль островной дуги переходной области выполняют Японские острова. Со стороны Тихого океана они окаймлены глубоководными желобами Японским и Кюсю (фрагменты этих желобов, как и часть Бонинской островной дуги, попадают в рамки Геоморфологической карты масштаба 1:2,5 млн, ее юго-восточный угол занимает абиссальная равнина дна Филиппинского моря).

Максимальная глубина Японского желоба 8415 м, Кюсю — 5014 м. Первый из них оконтуривается изобатой 6 тыс. м, второй — 4,5 тыс. м. Крутые борта желобов рассечены подводными каньонами. Заметна поперечная асимметрия желобов, их "океанические" борта менее круты и более низкие, чем противоположные. Днища заняты узкими плоскими абиссальными равнинами. Интересной и пока не получившей удовлетворительного объяснения особенностью обоих желобов являются террасовидные поверхности, располагающиеся на глубине 4—5 км и как бы отделяющие желоба от склонов соответствующих островных дуг.

Морфоскульптура

Важнейшим фактором морфоскульптурного рельефообразования в периферической зоне Японского моря (берега, шельф) является абразионно-аккумулятивная деятельность морских волн, которая на большей части протяжения берегов проявляется здесь совместно с денудационными субаэральными процессами, развивающимися на крутых береговых склонах суши (см. рис. 13). Этим обусловлено преобладание (по протяженности береговой линии) денудационно-абразионных берегов. Шельф в соответствии с этим является областью развития волновой абразионно-аккумулятивной морфоскульптуры. Материковый склон, как и склоны крупных подводных возвышенностей, — арена повсеместного развития гравитационных процессов — действия мутьевых потоков и подводных оползней. Трассами для мутьевых потоков служат подводные каньоны. Зона материкового подножия — это зона преимущественно аккумулятивной деятельности мутьевых потоков и подводных оползней и накопления масс гравитационного материала, поступающего с более высоких батиметрических уровней. Там, где материковое

подножие представлено глубоко погруженными возвышенностями, гравитационные процессы развиваются на их уступах и подножиях. Платообразные вершинные поверхности этих возвышенностей, а также возвышенности Ямато возникли, по видимому, как денудационные и абразионно-аккумулятивные поверхности. В настоящее же время они подвергаются воздействию течений.

Важнейший фактор рельефообразования в Японском море — нормальное осадконакопление. Преобладающим источником поступления осадочного материала является терригенный снос. Но в северной части Центральной котловины и в котловине Хонсю заметен значительный приток биогенного кремнистого материала (диатомовые водоросли), а на возвышенности Ямато и на подводной окраине о-ва Хонсю — известкового материала (фораминиферы). К югу от залива Петра Великого, а также на склонах возвышенности Богорова значительную роль в поступлении осадочного материала играет пирокластический материал (Репечка, 1973).

Проблема происхождения Японского моря

Относительно происхождения котловины Японского моря существуют по крайней мере три гипотезы. Согласно одной из них, она, как и котловины других окраинных синклиналичных морей, является эпиокеанической, образовавшейся в результате отчленения окраинной части океана глубоководным желобом и островной дугой. Этим объясняется и субокеанический тип земной коры под Японским морем. Заложение Японской островной дуги произошло еще в протерозое, поскольку древнейшими дислоцированными и метаморфизованными породами на Японских островах являются протерозойские (Васильковский, 1968, 1973; Леонтьев, 1968; Гнибиденко, Шашкин, 1972; Основные черты геологического строения..., 1978).

Согласно другой гипотезе, образование котловин, подобных Япономорской, происходит в результате деструкции материковой земной коры и субокеаническая кора является вторичной. Возвышенность Ямато, которая по первой гипотезе образовалась в результате процесса заполнения геосинклинального бассейна складчатыми сооружениями, по гипотезе деструкции представляет не новообразование, а напротив, реликт материковой земной коры, которая некогда существовала на месте Японского моря (Пушаровский, 1972).

Третья точка зрения на генезис Японского моря развивается И.И. Берсенывым (1973; Берсенов, Леликов, 1979). Согласно этой гипотезе, впадина Японского моря возникла в результате рифтогенеза и расширения земной коры, сопровождавшегося одновременным сжатием на материке и на Японских островах.

Нам представляется, что геоморфологический материал в большей мере свидетельствует о правомерности первой из этих гипотез.

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Каспийское море занимает крупную субмеридиональную депрессию, гетерогенную и неоднородную по строению рельефа. Поскольку оно в настоящее время не имеет связи с Мировым океаном, то отметка его уровня, не совпадающая с нулем океана, равна $-28,2$ м (по состоянию на 1984 г.). Площадь моря применительно к стоянию уровня на отметке -28 м составляет $376,3$ тыс. км², средняя глубина 180 м, максимальная — 1025 м.

Основные черты орографии и морфоструктура

Каспийское море по наблюдаемым в рельефе его дна различиям обычно подразделяют на северный, средний и южный Каспий (рис. 11).

Площадь северного Каспия достигает примерно 80 тыс. км², он исключительно мелководен — средняя глубина равна $4-8$ м. От среднего Каспия его отделяет

гряда банок (Жемчужная, Безымянная, Кулалинская), так называемый Мангышлакский порог.

В среднем Каспии также есть обширное мелководье, но оно значительно уже, чем в северном Каспии, и глубины в его пределах составляют до 100 м. Центральную часть среднего Каспия занимает суббатальная Дербентская впадина с максимальной глубиной 788 м. С юга средний Каспий отделен от южного Апшеронским порогом — грядой банок, протягивающейся от Апшеронского полуострова к Челекену

Южный Каспий — самая глубокая часть моря. Здесь также выделяется прибрежное мелководье, наиболее развитое у восточного побережья, которое по мере продвижения к центру сменяется материковым склоном. В южной части впадины прослеживается полоса материкового подножия. Плоское дно впадины лежит на глубине более 500 м. Максимальная глубина южного Каспия 1025 м, что является, как указывалось, наибольшей глубиной всего моря. Северная часть впадины осложнена многочисленными невысокими хребтами, из них наиболее крупные Абиха и Шатского.

Основание дна северного Каспия в его северо-восточной части образовано фундаментом Русской платформы, а в остальной части — Скифской платформы. Банки северного Каспия связаны с брахиантиклинальными структурами в осадочном чехле. По гравиметрическим данным можно считать, что в целом эта зона банок связывает структуры восточного Предкавказья со структурами Бузачи и Мангышлака (Леонтьев, 1957).

Средний Каспий в структурно-геологическом отношении делится на две главные части: краевой прогиб на западе и моноклинально залегающую окраину Скифской платформы на востоке. Краевой прогиб отчасти заполнен складчатыми сооружениями, и на денудационном шельфе западного побережья в рельефе морского дна отчетливо проявляется морфология тектонических форм, представленных брахиантиклинальными складками. Среднюю и восточную части среднего Каспия занимает Восточно- или Центрально-Каспийская моноклинал, которая пересекается Каспийской флексурой (Лебедев и др., 1976). В эпипалеозойском фундаменте этой части Скифской платформы выделяются три крупных поднятия — Центрально-Каспийский, Карабогазский своды и Песчаномысский блок. Последний выражен в рельефе дна одноименной возвышенностью.

Апшеронский порог в тектоническом отношении представляет узкую зону распространения новейших складок (брахиантиклиналей), протягивающуюся от Апшеронского полуострова к Челекену и захватывающую часть шельфа к северу от Апшерона. Здесь насчитывается более 50 брахиантиклиналей.

Впадина южного Каспия может быть разделена на следующие структурно-тектонические элементы:

северный шельф, тектоника которого характеризуется чередованием брахиантиклинальных зон и разделяющих их структурных прогибов;

антиклинальные хребты, продолжающие эти зоны на материковом склоне и в северной части Южно-Каспийской впадины, являющиеся, как было установлено Е.Г. Маевым (1961), результатом конседиментационной складчатости, и в их врезе вскрываются дислоцированные, самые новейшие отложения;

восточный (Западно-Туркменский) шельф с погребенными и погруженными брахиантиклинальными структурами широтного или копетдагского простирания; антиклинальные хребты на склоне и во впадине, являющиеся продолжениями этих структур;

собственно Южно-Каспийская впадина с плоским дном и крутыми или пологими склонами, выполненная мощной толщей осадочных пород и неконсолидированных или слабоконсолидированных отложений (до 25 км мощности).

Таким образом, в геологической структуре дна Каспийской депрессии представ-

лены как древнейшие допалеозойские структуры, так и элементы современной тектоники.

В пределах дна Каспия представлены как разнообразные морфоструктуры шельфа, так и материковый склон с фрагментом материкового подножия, а также глубоководная морская котловина (см. рис. 9). На шельфе выделяются цокольные прибрежные равнины, охватывающие его прибрежную полосу у западного побережья, а также у восточного между Челекеном и Тюб-Караганом, и прибрежные равнины на рыхлом основании, занимающие дно северного Каспия и западно-туркменскую часть шельфа. Остальная часть собственно шельфа представляет собой аккумулятивно-денудационную шельфовую равнину. Большую часть среднего Каспия занимает суббатиальная Дербентская впадина, являющаяся наложенной морфоструктурой с гетерогенным основанием. Она частично совпадает в тектоническом отношении с передовым Терско-Каспийским прогибом, частично с наиболее погруженным участком Центрально-Каспийской моноклинали. На западе ее окаймляет довольно крутой склон, на востоке она ограничена пологонаклонной аккумулятивно-денудационной равниной на моноклиналином основании. Дно впадины относительно выравненное за счет накопления мощной (до 6—7 км) толщи осадочных пород.

Таким образом, та часть среднего Каспия, которую на геоморфологических или тектонических картах нередко изображают как материковый склон, в действительности им не является, а сама Дербентская впадина является частью шельфа — его суббатиальной впадиной (Леонтьев и др., 1977).

Основными морфоструктурами южного Каспия являются шельф, материковый склон, материковое подножие, новейшие складчатые (антиклинальные) хребты и дно Южно-Каспийской впадины. Об особенностях простирающихся подводных хребтов южного Каспия и их возрасте уже говорилось. Огромная мощность осадочных пород (более 20 и даже до 25 км), выполняющих южную впадину Каспия, свидетельствует прежде всего о ее очень древнем возрасте. Даже если принять за среднюю скорость осадконакопления за все время существования южного Каспия такую величину, как 100 мм за 1000 лет, то для накопления такой огромной по мощности толщи потребовалось бы не меньше 250 млн. лет. В действительности же, как надо полагать, возраст впадины еще более древний.

При такой мощности осадков какие-либо неровности коренного фундамента не могут проявиться в рельефе дна, и все хребты южной части Каспия — это конседиментационные образования, возникающие одновременно с осадконакоплением и развивавшиеся в течение всего кайнозоя, продолжающие воздыматься и в настоящее время. Развитие этих хребтов существенно деформирует материковый склон, разделяя его на отдельные фрагменты. Высокая скорость образования осадков в северной части впадины была причиной их настолько быстрого накопления, что дифференцировать дно впадины на ее субокеаническую часть и на материковое подножие не представляется возможным. В юго-восточной части впадины, где выделяется древний конус выноса мутьевых потоков, питавшихся, видимо, за счет твердого стока р. Атрек, материковое подножие очерчивается довольно отчетливо.

Морфоскульптура

В северном Каспии прослеживаются реликты речных долин Волги, Урала и Эмбы, причем вблизи границы шельфа с материковым склоном долина самого крупного древнего водотока (видимо, пра-Волги) образует ветвления в виде дельты, способствуя тем самым препарировке мелких брахиантиклинальных структур на этом участке дна. К субэральным реликтовым морфоскульптурным формам следует отнести также широко распространенные каменные асимметричные гряды,

образующиеся при препарировке денудацией пород на крыльях складок и в зонах разломов (см. рис. 11).

На шельфе наиболее распространенными морфоскульптурными образованиями являются абразионно-аккумулятивные поверхности подводного берегового склона. Наряду с крупными береговыми аккумулятивными формами широко распространены отмершие абразионные берега (что связано главным образом с понижением уровня Каспия — с 1929 г. более чем на 2,5 м). В северном Каспии распространены ракушечные банки, мелководные подводные песчаные гряды — шалыги, созданные нагонными течениями и волнением. Обширные площади, особенно на севере и на юго-востоке моря, образуют поверхности прибрежной и шельфовой неволновой аккумуляции. Гравитационные процессы, на Каспии почти не изученные, по морфологическим данным развиваются на материковом склоне, а также на склонах подводных хребтов и бортах Дербентской впадины. Днище Дербентской впадины практически все выстлано турбидитами (Лебедев и др., 1976). Поверхность дна Южно-Каспийской впадины следует рассматривать как плоскую или волнистую поверхность абиссальной аккумуляции. Своеобразна аккумуляция в Кара-Богаз-Голе, в результате которой сформировались надводная и подводная соляные равнины.

Проблема происхождения Каспийского моря и история развития рельефа его дна

О происхождении впадины Каспийского моря существуют весьма различные мнения. Одни исследователи считают ее, как и Черноморскую, новообразованной, возникшей в кайнозое. Другие связывают ее образование с раздвижением континентальных блоков при левостороннем сдвиге вдоль глубинных разломов Куриинско-Рионской депрессии и относят начало этого процесса к поздней юре—раннему мелу. Не утратило своих позиций представление о первичном происхождении Южно-Каспийской впадины, которая с этих позиций рассматривается как реликт океана Тетис. Существование систем складчатых конседиментационных хребтов указывает на продолжающееся заполнение впадины складчатыми сооружениями.

Дербентская впадина, согласно мнению большинства исследователей, является весьма молодым образованием, наложенным на складчатое основание Скифской плиты и имеющим позднекайнозойский возраст.

Позднеплейстоценовая и четвертичная история Каспийского моря связывается с происходившими в эти периоды трансгрессиями и регрессиями, обусловленными тектоническими движениями, ледниковыми явлениями и изменениями степени влажности климата (Берг, 1947; Федоров, 1957, 1978; Лебедев и др., 1976; Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1977).

Позднеплиоценовая история Каспийского моря ознаменовалась обширной ачкагыльской трансгрессией, в результате которой Каспий распространился не только на всю Северо-Каспийскую низменность, но и далеко за пределы Предкавказья, Куриинской и Западно-Туркменской низменностей. В это время он имел свободную связь с Черноморским бассейном. Глубокая регрессия Каспия, происшедшая на границе ачкагыла и апшерона и связанная с преапшеронскими тектоническими движениями, затем сменилась апшеронской трансгрессией. Уровень апшеронского бассейна был ниже уровня ачкагыльского моря, в связи с чем площадь апшеронского моря была меньше. Однако она еще значительно превосходила современную площадь Каспия. Морские воды покрывали большую часть Северо-Каспийской низменности, Куриинскую и часть Западно-Туркменской низменности. Через Маньчскую ложбину, по-видимому, осуществлялась ограниченная связь с Азово-Черноморским бассейном. Предполагается, что уровень моря был близок к отметке +50 м. Конец апшерона ознаменовался глубокой регрессией, свидетеле-

лями которой, в частности, являются континентальные отложения, залегающие в разрезе между апшеронскими и более поздними бакинскими морскими осадками, выделенные В.Е. Хайным и В.А. Гроссгеймом в 1953 г. в тюркянский горизонт.

Бакинское время, которым, по мнению многих исследователей, начинается четвертичный период истории Каспия, характеризовалось двумя трансгрессиями. О раннебакинской, сравнительно слабой трансгрессии мало что известно. Несколько больше данных о позднебакинской трансгрессии, уровень которой был несколько выше и от которой остались не только донные отложения, но и некоторые береговые формы рельефа (например, на Мангышлаке, в прикарабагаском районе моря). К востоку от современного Красноводска бакинское море образовало большой залив, проникавший в сушу вплоть до западных Каракумов. Бакинские отложения, оставленные этим морем в восточном Закавказье, были смяты в результате последующих тектонических движений в складки. На Терско-Сулакской низменности они в ходе этих движений оказались погруженными на 250—300 м, тогда как в северной части азербайджанского побережья были подняты на 350—400 м.

Послебакинская регрессия была хотя и значительной, но кратковременной (Федоров, 1957). После нее наступила непродолжительная урунджикская трансгрессия, которая затем сменилась раннехазарской трансгрессией — одной из наиболее значительных. В это время морем вновь была затоплена почти вся Северо-Каспийская низменность, на месте Куринской и Западно-Туркменской низменностей образовались крупные морские заливы. Кара-Богаз-Гол имел свободное сообщение с Каспием, по Манычу протягивался узкий пролив, соединявший хазарское море с Азово-Черноморским бассейном.

Выделяется также позднехазарская трансгрессия, которая была значительно меньшей, но от которой остались заметные следы в виде крупных береговых аккумулятивных форм. В частности, в позднехазарское время сформировалась крупная пересыпь, отделившая Кара-Богаз-Гол вместе с низменной частью Красноводского полуострова от моря. Хазарские древние береговые линии на Кавказском побережье были сильно приподняты (на 100—200 м) и образовали морские террасы. Максимальный уровень позднехазарского моря, имел, видимо, отметки близкие к —10 м (Леонтьев и др., 1977).

Регрессия Каспия между хазарским и хвалынским временем получила название ательской. В это время уровень моря понизился до отметки около —50 м и осушилась не только Северо-Каспийская низменность, но и значительная часть современного шельфа. Сменившая ательскую регрессию раннехвалынская трансгрессия была наиболее крупной в четвертичное время. Уровень моря повысился до +50 м, и все прилегающие к Каспию низменности были вновь затоплены. Эта трансгрессия (как, впрочем, и хазарская) имела несколько "стадий", в результате чего сформировались не одна, а несколько морских террас, лишь в небольшой степени подвергшихся последующим тектоническим деформациям. Кратковременная регрессия (енотаевские слои) отделяет от раннехвалынской позднехвалынскую трансгрессию, уровень моря при максимальном развитии которой установился у отметки —2 м. Она также оставила после себя серию береговых террас (на отметках —2, —10, —16 м).

Обе хвалынские трансгрессии достаточно уверенно сопоставляются с оледенениями и межледниковьями на Русской равнине. Нижнехвалынские отложения соответствуют, по данным термолюминисцентного определения абсолютного возраста, калининскому оледенению, а позднехвалынские — поздневалдайскому.

Окончание валдайского оледенения ознаменовалось установлением ксеротермического климатического режима, уменьшением стока в Каспийское море и его значительной регрессией, получившей название мангышлакской. Уровень понизил-

Таблица 2
 Геохронологическая шкала основных событий в плейстоценовой истории
 Каспия (Леонтьев, и др., 1977)

История Каспия в плейстоцене	Период, тыс. лет назад
Новокаспийская трансгрессия	8 — современность
Наинизший уровень позднехвалынской регрессии	10
Позднехвалынская трансгрессия	10—20
Раннехвалынская трансгрессия	40—70
Позднехазарская трансгрессия	>90
Раннехазарская трансгрессия	>250
Бакинские трансгрессии	400—560

ся до —50 м, в результате осушились обширные пространства северного и юго-восточного Каспия. Последующее повышение влажности климата и усиление стока при одновременном снижении величины испарения привело к возникновению новокаспийской трансгрессии, максимальная высота уровня которой достигала —20 м (табл. 2).

ЧЕРНОЕ МОРЕ

Черное море имеет площадь 423 тыс.км², а вместе с Азовским, которое является его обширным мелководным заливом, — 461 тыс.км². Средняя глубина Черного моря достигает 1197 м, Азовского — 8 м, максимальные глубины — соответственно 2245 и 14 м.

Основные черты орографии и морфоструктура

По глубине Черное море делится на две части: северную мелководную, ограниченную 200-метровой изобатой, и собственно черноморскую впадину, борта которой лежат в основном в интервале глубин 100—2000 м, а плоское дно — на глубине от 2000 до 2200 м. Кроме бортов или материкового склона, окружающего главную впадину, заметными элементами рельефа дна являются: хр. Месяцева, осложняющий материковый склон и подножие в западной части моря. хр. Архангельского на материковом склоне Малой Азии.

Северная мелководная часть Черного моря (кроме самой северной окраины) и Азовское море располагаются на Скифской эпигерцинской платформе, а северная окраина Черного моря — на склоне Украинского кристаллического щита. Материковый склон и узкие шельфы вдоль крымского, кавказского, анатолийского и балканского побережий в тектоническом отношении представляют части складчатых сооружений Альпийского складчатого пояса или его внутренних впадин, из которых наиболее значительна Рионская, выходящая к морю в грузинском секторе побережья. Строение дна Черного моря осложнено, как показывают эхолотные и сейсмоакустические данные, рядом крупных разломов. Несомненно преимущественно сбросовая структура материкового склона. Сильно раздроблен разломами склон южного берега Крыма и анатолийского побережья. Выделяются также региональные Чорохский и Босфорский разломы. Складчатые пликативные молодые дислокации известны у кавказского сектора побережья, а также в центральной части материкового склона Малой Азии.

В морфоструктуре дна Черного моря выделяются шельф, материковый склон и материковое подножие, а также дно глубоководной субокеанической котловины (см. рис. 11). Морфоструктура платформенного шельфа, занимающего северо-западную и северную части дна, наиболее разнообразна. Здесь различаются структурно-денудационные возвышенности, денудационные и аккумулятивно-дену-

дационные шельфовые равнины, шельфовые депрессии, аккумулятивные равнины. Край шельфа располагается на глубинах 100—180 м. Как уже указывалось, часть шельфа в структурном отношении является непосредственным продолжением Скифской платформы. Главные морфоструктурные элементы его четко связываются с неотектоникой, при этом ведущую роль играли активизировавшиеся в послесарматское время меридиональные разломы (Одесский, Николаевский и др.), заложившиеся еще в добайкальское время. Локальные структуры особенно четко выражены в виде небольших структурных возвышенностей и дифференцированного рельефа подводных продолжений Керченского и Таманского полуостровов. Они в основном отражают неотектоническое, послесарматское развитие земной коры.

Фундамент платформы перекрыт мощным осадочным чехлом мезокайнозойских отложений. Пликативные или глыбово-пликативные дислокации развились в результате неотектонических движений и приурочены к осадочному чехлу.

Узкий шельф молодых складчатых сооружений Крыма, Кавказа и п-ва Малая Азия представлен главным образом цокольными равнинами. В деталях строения дна в пределах этого шельфа проявляются подводные продолжения структурных форм, свойственных цокольным равнинам. На большей части шельфа, однако, развит мощный покров позднечетвертичных осадков. Глубина положения бровки шельфа в этих районах в основном достигает примерно 100 м, на некоторых участках — 150 м.

Материковый склон выражен уступами, или наклонными аккумулятивными равнинами, или горным рельефом (например, у побережья центральной Анатолии). Материковый склон всюду расчленен подводными каньонами, которые наиболее типичны для склонов молодых складчатых сооружений. Их особенности тесно связаны с геологическим строением. Для материкового склона южного Крыма, сложенного прочными песчаниками и сланцами таврической серии, известняками юры и нижнемеловыми песчаниками, характерны мелкие, сравнительно слабо врезанные подводные каньоны, вершины которых оторваны от современной береговой линии и располагаются в краевой зоне шельфа. Они не действовали в течение всего голоцена. Для материкового склона Кавказа, наоборот, типичны сильно разветвленные каньоны, глубоко врезанные в склон и шельф, сложенные, по-видимому, рыхлыми третичными породами. Многие из них прорезают шельф до берега и активно действуют в настоящее время.

Материковое подножие Черного моря разделяется на платформенное, представленное наклонными аккумулятивными равнинами, и холмистое и низкогорное подножие молодых складчатых сооружений. Резко различаются материковые подножия Кавказа и южного Крыма. Для первого особенно характерны формы, связанные с активной деятельностью склоновых процессов, — глубоководные конусы выноса, оползни, крупные олистостромы. На материковом склоне южного Крыма все эти формы выражены значительно менее ясно. Для него более характерны мелкие выступы, представляющие глинистые диапиры, связанные с деформацией толщи майкопских глин, залегающей глубоко под плиоцен-четвертичными осадками.

Ложе Черноморской впадины рассматривается как дно котловинного моря, представляющее плоскую аккумулятивную равнину. Основанием для выделения ее ложа в отдельную от материкового подножия морфоструктуру послужил прежде всего известный факт отсутствия под ним гранитного слоя. Главной отличительной чертой его является очень большая мощность осадочного чехла (до 16 км в западной части впадины и свыше 10 км в восточной). Значительная, особенно в плейстоцен—голоцене, скорость осадконакопления способствовала формированию выровненной аккумулятивной поверхности ложа (плоской абиссальной равнины).

В морфоскульптурном отношении наиболее разнообразен и сложен платформенный северо-западный шельф Черного моря. Реликтовая морфоскульптура представлена здесь в основном комплексом флювиальных эрозионно-аккумулятивных форм. Однако на глубинах менее 50 м довольно широко распространены реликтовые морские береговые аккумулятивные формы. Деформированность морфоскульптурных форм рельефа тектоническими движениями невелика (см. рис. 11).

Для современной субаквальной морфоскульптуры шельфа Черного моря, как и вообще для шельфов внутриконтинентальных бассейнов, характерно развитие форм рельефа, связанных с "нормальной" аккумуляцией осадков (путем гравитационного осаждения из взвеси малой плотности) или с автохтонной аккумуляцией остатков бентоса. Реликтовые формы субаэрального рельефа на платформенном северо-западном шельфе покрыты слоем современных осадков, среди которых широко распространены различные ракушечники и раковинные илы. Вся внешняя часть этого шельфа представляет собой равнину морской аккумуляции.

Черноморский шельф молодых складчатых сооружений, включая и его краевую зону, в морфоскульптурном отношении является областью практически сплошной вневолновой аккумуляции. В составе осадков резко преобладают терригенные глинистые илы. Формы рельефа волновой аккумуляции и абразии развиты лишь в самой узкой прибрежной полосе (меньше 25 м). За исключением болгарского шельфа, на материковой отмели Черного моря отсутствуют формы рельефа, связанные с течениями и другими гидрогенными литодинамическими процессами, что отражает в целом значительно более пассивную, чем в океанах, гидродинамику надшельфовых вод.

Для материкового склона и материкового подножия характерно развитие гравитационных процессов и создаваемых ими форм. Повсеместно действуют мутьевые потоки, подводные оползни. Мутьевые потоки приурочены в основном к подводным каньонам. Конусы выноса, сливаясь, образуют сплошной шельф осадков, мощность которых измеряется многими километрами. По последним данным "хребет" Месяцева представляет собой аккумулятивную форму, созданную мутьевыми потоками.

О морфоскульптуре глубоководной впадины уже говорилось выше. Дно ее — аккумулятивная равнина абиссальной аккумуляции, с мощностью осадков до 16 км и скоростью осадконакопления около 15—40 мм/1000 лет (Лисицын, 1974).

Проблема происхождения Черного моря и история развития рельефа его дна

Рассмотренные выше представления о происхождении впадины Каспийского моря, полностью приложимы к Черноморской впадине. Какую бы из этих гипотез мы ни приняли за основу, наиболее древней частью Черного моря является дно впадины. Во многих публикациях говорится о расширении Черноморской впадины в ходе ее развития. Однако это расширение происходит за счет "втягивания" в зону погружения материковой окраины, по-видимому, без какого-либо перерождения ее геофизической природы. Исходя из огромной мощности осадочного слоя и из того, что скорости осадконакопления здесь меньше, чем в Каспийском море, более правильным представляется вывод, что Черноморская впадина является очень древней, а отнюдь не новообразованной.

В четвертичное время история Черного моря в наиболее общем виде представляется как чередование ряда трансгрессий и регрессий, связанных с возникновением и прекращением связи Черного моря с Атлантическим океаном (через Средиземное море), с оледенением и эпохами потепления на Русской равнине и на Кавказе (табл. 3). Четвертичная история Черного моря наиболее полно охарактеризована П. В. Федоровым (1978).

Таблица 3

Схема корреляции основных подразделений Атлантики, Средиземного и Черного морей
(по П.В. Федорову, 1978)

Атлантика, абсолютный возраст, тыс. лет ¹	Средиземное море	Черное море	Изменение климата, установленное по глубоководным осадкам
60	Фландрий	Черноморий	Потепление, осолонение
	Гримальдино (вюрм)	Новозвксин	Похолодание, опреснение
260	Неотиррен	Карангат	Потепление, осолонение максимальное
	Регрессия (рисс—1)	Эвксин, узунлар—II	Похолодание
	Эвтиррен		Потепление, осолонение
	Регрессия (рисс—2)		Похолодание, опреснение
400		Эвксин, узунлар—I	
	Палеотиррен		Потепление, осолонение Похолодание, опреснение
700	Римская регрессия	Регрессия	
	Сицилий (ленлоций) Сицилий—I	Чауда 70	Потепление
			Похолодание
	Калибрий	Гурия	

¹ Абсолютный возраст определен по нанопланктону.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА МОРЕЙ

Краткий обзор строения рельефа дна Мирового океана в тех его частях, которые изображены на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн показывает, что на ней представлены почти все планетарные морфоструктуры: подводные окраины материков, переходные зоны, срединно-океанические хребты и ложе океана. Наиболее представительны подводные окраины Евразийского материка, а из составных элементов подводных окраин — шельф. К северному побережью в пределах СССР примыкает самая обширная шельфовая зона — евразийский шельф, площадь которого составляет 6,7 млн км², т.е. 25% всей площади шельфа Мирового океана.

Морфоструктурный анализ шельфа и изучение развитых в его пределах морфоскульптурных образований еще раз убеждает нас в том, что он был затоплен в основном в самое последнее время в результате поздне- и послеледниковой трансгрессии Мирового океана, возникшей как результат исчезновения ледниковых покровов в Европе и Северной Америке. Однако значительная часть шельфа оказалась под водой также и вследствие новейших погружений окраин материка. Анализ батиметрии рельефа шельфа позволяет выделить как особые морфоструктуры погруженные шельфы и суббатиметрические впадины шельфов.

Материковый склон представляет морфоструктуру, которая, по-видимому, не осушалась в течение всего геоморфологического этапа истории развития рельефа дна океана. В ледниковое время край ледникового покрова располагался вблизи

бровки шельфа, благодаря чему материковый склон испытал особенно интенсивное воздействие мутьевых потоков, питавшихся талыми ледниковыми водами и продуктами ледникового сноса. Надо полагать, что и в более ранние эпохи гравитационные процессы протекали на материковом склоне весьма энергично. Коррелятивной материковому склону формой является материковое подножие, развитие которого как наклонной аккумулятивной равнины протекало в полном согласии с динамикой процессов на материковом склоне. Вместе с тем материковое подножие является и морфоструктурным образованием, поскольку оно приурочено к крупнейшему прогибу земной коры, образовавшемуся на границе материк—океан и в течение огромного отрезка времени заполнявшемуся осадочным материалом, сносимым с материков.

Переходная зона представлена на Геоморфологической карте котловинами окраинных и внутренних морей, островными дугами и глубоководными желобами. Каждый такой комплекс — морская котловина, островная дуга и глубоководный желоб — может рассматриваться как переходная область. Легко убедиться, что разные переходные области можно расположить в единый геоморфологический генетический ряд (Леонтьев, 1968). В пределах рамки Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн. показаны и весьма зрелые геосинклинальные области (Черное море, южный Каспий), и находящиеся на среднем этапе развития, и сравнительно молодые области, как, например, Берингоморская область. Можно считать, что котловины Охотского и Японского морей, судя по мощности залегающих в них осадков, также прошли уже довольно длинный путь предгеосинклинального развития. Рельеф дна этих котловин имеет четко выраженную тенденцию к выравниванию за счет захоронения первичных неровностей под толщей осадков.

Островные дуги характеризуются активным вулканизмом и высокой степенью сейсмичности. Очень сейсмичны также глубоководные желоба, что вместе с их большой глубиной свидетельствует об активности и напряженности протекающих эндогенных процессов, что обусловлено их приуроченностью к зонам Бениофа—Заварицкого.

На отображенном на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн. фрагменте Северного Ледовитого океана видны почти все основные морфоструктуры ложа океана. Поднятие Гаккеля, несмотря на сравнительно небольшие размеры, по всем показателям типичный срединно-океанический хребет. Эта сейсмичная и тектонически раздробленная морфоструктура явно проявляет тенденцию к распространению на подводную материковую окраину, что, в частности, подтверждается особенностями строения Лаптевоморского шельфа. Резкая выраженность в его рельефе рифтовых долин и поперечных (трансформных) разломов свидетельствует, что формирование протекает на фоне (и в результате) растяжения земной коры, происходящего, по-видимому, лишь в пределах довольно узкой зоны.

ЛИТЕРАТУРА

Апольский О.П. О происхождении впадин Черного моря и Южного Каспия. — Геотектоника, 1974, N 5, с. 94—97.

Аристархова Л.Б. Новейшая тектоническая структура и глубинное строение Прикаспийской впадины по данным структурно-геоморфологического анализа. — В кн.: Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М., 1973, с. 48—75.

Аристархова Л.Б., Чертова С.О. Опыт составления палеогеоморфологической карты для междуречья Сагиза и Эмбы альбского времени: (Подуральское плато). — В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970, с. 217—223.

Арманд Д.Л. Нам и внукам. М.: Мысль, 1964. 183 с.

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 332 с.

Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.Н. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 280 с.

Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 159 с.

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.

Асеев А.А. Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры. — Геоморфология, 1978, N 2, с. 3—17.

Асеев А.А. Некоторые итоги изучения рельефа СССР. — В кн.: Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. М.: Наука, 1982, с. 242—261.

Асеев А.А., Благоволин Н.С., Веденская И.Э. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000: (Принципы построения легенды). При участии Н.В. Думитрашко. — Геоморфология, 1975, N 2, с. 3—11.

Асеев А.А., Благоволин Н.С., Веденская И.Э. и др. Основные принципы построения легенды Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2 500 000 — В кн.: Геоморфологическое картирование. М., 1978, с. 23—29.

Асеев А.А., Благоволин Н.С., Веденская И.Э. и др. Применение регионального морфоструктурного анализа к изучению геотектур. — В кн.: Проблемы структурно-климатического подхода к познанию рельефа. Новосибирск: Наука, 1982, с. 4—11.

Астахов В.И. Геологические доказательства

центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе. — Докл. АН СССР, 1978, т. 231, N 5, с. 1178—1181.

Атлас океанов: Термины, понятия, справочные таблицы. Л.: ГУНИО, 1980. 156 с.

Атласов И.П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и Предтаймырского прогиба. Л.: Недра, 1960, с. 3—169.

Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977. 241 с.

Бабак В.И., Паусова Э.К. Рельеф и неотектоника Центрально-Казахстанского нагорья. — В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968, с. 195—200.

Берг Л.С. Климат и жизнь. 2-е изд., доп. и перераб. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 356 с.

Берсенева И.И. Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 15—35.

Берсенева И.И., Деликов Е.П. Геологическая карта Японского моря. — Природа, 1979, N 8, с. 74—79.

Билинкис Г.М. Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины: (Основные черты). Кишинев: Штиинца, 1971. 151 с.

Бондарчук В.Г., Соллогуб В.Е., Кондрачук В.Ю. и др. Рельеф поверхности докембрийского кристаллического фундамента территории Украинской и Молдавской ССР. — Сов. геология, 1959, N 1, с. 41—55.

Бобоедова А.А. О происхождении Тургайской ложбины. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с. 187—197.

Бороздина З.И. Новые данные о тектонике территории Кировской области и Удмуртской АССР в связи с ее нефтеносностью. — Сов. геология, 1963, N 1, с. 97—109.

Вакар В.А., Воронов П.С., Егизаров Б.Х. Таймырско-Североземельская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., 1958, с. 89—94.

Валеев Р.Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 169 с. (Тр. Геол. ин-та, Вып. 12).

Валнетер А.Н. Характерные формы рельефа

- прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря и их значение для палеогеографических реконструкций. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., 1978, с. 134—138.
- Васильковский Н.П.* Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 9—57.
- Васильковский Н.П.* Еще раз о происхождении Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 9—14.
- Вахер Р.М., Раукас А.В., Таваст Э.Х.* О роли тектонических движений и подстилающей поверхности в формировании островных возвышенностей Эстонии. — Геоморфология, 1980, N 3, с. 55—57.
- Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Русанов И.М., Шимараев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. — Тр./НИИ; 1974, т. 171. 144 с.
- Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий Л.С.* О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, N 4, с. 25—36.
- Воловик В.Т., Неводчикова Л.Б.* Выражение некоторых разломов платформенной территории Туркмении в современном рельефе. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1969, с. 115—129.
- Востряков А.В.* Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. 354 с.
- Гаккель Я.Я.* Признаки современного подводного вулканизма на хребте Ломоносова. — Природа, 1958, N 4, с. 87—90.
- Гаккель Я.Я., Дибнер В.Д., Литвин В.М.* Основные черты эндогенной геоморфологии и тектоники Атлантико-Антарктической провинции Северного Ледовитого океана. — Тр. НИИГА, 1968, т. 285, с. 28—36.
- Генералов П.П.* Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные аспекты его геологического анализа. — В кн.: Геология позднего кайнозоя Обского севера. Тюмень, 1981, с. 51—70.
- Геология Балтийского моря/Под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. 383 с.
- Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1971. 742 с.
- Геология СССР. Т. II. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1967. 871 с.
- Геология СССР. Т. 34. Тургайский прогиб. Ч. 1. Геол. описание. Кн. 2. М.: Недра, 1971. 311 с.
- Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высш. шк., 1980. 343 с.
- Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. 27 с.
- Герасимов И.П.* Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, вып. 12. с. 33—46.
- Герасимов И.П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
- Герасимов И.П.* Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — Геоморфология, 1970, N 1, с. 19—27.
- Герасимов И.П.* Архитектура Земли (геотектуры) в свете теории глобальной тектоники плит. — Геоморфология, 1976, N 3, с. 3—14.
- Герасимов И.П.* Палеогеоморфологические загадки Молдавских Кодр. — Геоморфология, 1980, N 3, с. 23—32.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А.* Геоморфологический этап в развитии Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, N 6, с. 3—16.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А.* Понятия "морфоструктура" и "морфоскульптура" и использование их в целях геоморфологического анализа. — В кн.: Рельеф Земли. М., 1967, с. 7—13.
- Геренчук К.И.* Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. 242 с. (Зап./Геогр. о-во СССР; Т. 20. Н.С.).
- Гершанович Д.Е.* Рельеф и современные осадки Беринговоморского шельфа. — Тр./ВНИИ мор. рыб. хоз-ва и океанографии, 1962, т. 46, с. 16—29.
- Гершанович Д.Е.* Основные итоги новейших исследований рельефа и донных отложений промысловых районов крайнего севера Тихого океана. — Тр./ВНИИ мор. рыб. хоз-ва и океанографии, 1970, т. 70, с. 15—42.
- Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна Берингова моря. — Геотектоника, 1973, N 4, с. 94—108.
- Гнибиденко Г.С., Шашкин К.С.* Основные принципы и системы понятий теории геосинклиналей. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. 5, с. 104—110.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф.* Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 158 с.
- Горелов С.К.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий (На примере юго-востока Русской равнины). М.: Наука, 1972. 216 с.
- Горелов С.К., Кудалева А.Л.* Основные этапы тектонического преобразования крупных форм рельефа Кольского полуострова в фанерозое. — Геоморфология, 1981, N 1, с. 59—63.
- Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины: Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 415 с.
- Горецкий Г.И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене: Аллювий пра-Волги. М.: Наука, 1966. 412 с.
- Городецкая М.Е.* Морфоструктура и возраст рельефа равнин юга Западной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, N 3, с. 41—48.
- Городецкая М.Е.* Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М.: Наука, 1972. 77 с.
- Городецкая М.Е.* Морфоструктура. — В

- кн.: Равнины и горы Сибири. М.: 1975а, [гл. Западная Сибирь, с. 7—55].
- Городецкая М.Е.* О субширотной новейшей структуре Тургайского прогиба. — Геоморфология, 1975б, № 4, с. 60—67.
- Городецкая М.Е.* О террасах Аральского моря. — Геоморфология, 1978, № 1, с. 46—55.
- Городецкая М.Е., Козлова А.Е.* Поверхности выравнивания Тургая. — В кн.: Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970, вып. 3, с. 84—85.
- Городецкая М.Е., Колбе Н.В.* Проблема плейстоценового стока западно-сибирских вод в северной Приарале. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1976, № 6, с. 89—95.
- Граве М.К.* Северная подгорная равнина Копетдага: Происхождение, рельеф и элементы гидрогеологии. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 140 с. (Тр./Арало-Касп. комплекс. экспедиция; Вып. 9).
- Граве М.К., Макиевский С.И.* Взаимоотношение основных элементов рельефа и крупных тектонических структур в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1966, с. 16—39.
- Грамм М.Н.* Об ачкагыльских и апшеронских отложениях в низовьях р. Амударьи. — Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 4, с. 859—862.
- Грачев А.Ф., Нарышкин Г.Д.* Основные черты рельефа дна Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. — Вестн. ЛГУ. Геология. География, 1978, № 12, вып. 2, с. 94—102.
- Григорьев Н.Ф.* Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966. 180 с.
- Гросвальд М.Г., Кренке А.Н.* Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. М., 1961, вып. 2, с. 5—44.
- Грубрин Ю.Л.* К вопросу о морфоструктуре и истории развития рельефа Украинского кристаллического щита. — В кн.: Материалы Харьк. отд. Геогр. о-ва Украины. М.: Недра, 1968, вып. 6, с. 87—91.
- Гуделис В.К.* Некоторые вопросы развития Балтийского моря и неотектоники голоцена. — В кн.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961, с. 69—76.
- Гуделис В.К.* Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1973, с. 264.
- Данцланс И.Я.* Четвертичные отложения Латвии. Рига: Зинатне, 1973. 312 с.
- Дедеев В.А., Заломина Н.М., Запольнов А.К.* и др. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Л.: Недра, 1966. 245 с. (Тр./Всесоюз. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-т; Вып. 245).
- Дедеев В.А., Запольнов А.К., Кратц К.О.* и др. Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л.: Наука, 1969. 77 с.
- Дедков А.П.* О денудационных поверхностях выравнивания Ульяновского Приволжья. — Учен. зап./Казан. ун-т, 1953, т. 113, кн. 2, География, с. 87—103.
- Дедков А.П., Норман С.Р.* О морфоструктуре Среднего Поволжья. — В кн.: Вопросы геоморфологии Поволжья. Саратов, 1977, вып. 1 (4), с. 76—86.
- Деменчикова Р.Н., Карасик А.Н.* Проблема генезиса Северного Ледовитого океана. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 58—76.
- Дибнер В.Д.* Геологическое строение Земли Франца-Иосифа. — Тр./НИИ геологии Арктики, 1957, т. 81, с. 11—20.
- Дибнер В.Д.* Горная часть Таймырского полуострова и мелкие острова Карского моря. — Тр./НИИ геологии Арктики, 1959, т. 91, с. 9—19.
- Дибнер В.Д.* "Древние глины" и рельеф Баренцево-Карского шельфа. Прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. — Тр./НИИ Арктики и Антарктики. Л., 1968, т. 285, с. 118—122.
- Дибнер В.Д.* Геоморфология. — В кн.: Советская Арктика: (Моря и острова Северного Ледовитого океана). М., 1970, [гл.] Геологическое строение, рельеф и палеогеография, с. 59—102.
- Дибнер В.Д.* Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Наука, 1978. 211 с. (Тр./НИИ геологии Арктики; Т. 185).
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР: (Природа, хозяйство). М.: Мысль, 1965. 351 с.
- Додонов А.Е., Наметников Ю.Г., Якушова А.Ф.* Новейшая тектоника юго-восточной части Балтийской синеклизы. М.: Изд-во МГУ, 1976. 195 с.
- Доскач А.Г.* Физико-географическая характеристика Кустанайской области Казахской ССР. — В кн.: Тр. Объед. Кустанайской науч. сес., посвящ. пробл. Тургайского регионально-экономического комплекса. Алма-Ата, 1958, т. 5, с. 193—206.
- Доскач А.Г.* Новейшая тектоника и рельеф Тургайского прогиба. М., 1959, с. 1—17.
- Думитрашко Н.В.* Основные этапы развития геоморфологического картирования в СССР. — В кн.: Геоморфологическое картирование. М., 1963, с. 5—18.
- Животовская А.И.* Плиоценовая река в восточном Заунгузье. — Тр./Всесоюз. н.-и геол. ин-т, Н.С., 1963, т. 109, вып. 14, с. 44—54.
- Загорская Н.Г.* Новая Земля. — Тр./НИИ геологии Арктики, 1959, т. 91, с. 28—35.
- Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины: (Северная и центральная части). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. 344 с.
- Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Зубаков В.А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с. (Тр./Всесоюз. н.-и геол. ин-т. Н.С.: Т. 184).
- Илларионов А.Г.* К истории формирования плиоцен-четвертичных структурно-тектонических зон Тургайского прогиба. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск, 1970, т. 3, с. 100—111.
- Илларионов А.Г.* Возраст и особенности неотектонической структуры Тургайского проги-

ба. — *Тр./Всесоюз. н.-и. геол. ин-т. Н.С.*, 1971, т. 169, с. 262—270.

Илларионов А.Г. Происхождение и возраст рельефа Тургайского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Казань, 1972, 25 с.

Ильин В.А., Лукашов А.Д., Экман И.М. Краевые ледниковые образования Западной Карелии и их корреляция с грядами финских Сальпаусселькя. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Киев, 1978, с. 96—108.

Ионин А.С., Дологов Ю.С. Особенности динамики и морфологии берегового поднятия: (На примере Новой Земли). — *Тр./Ин-т океанологии АН СССР*, 1958, т. 28, с. 71—84.

Исаева Л.Л. Палеогеография долины Нижней Тунгуски в четвертичном периоде. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972, с. 430—436.

Исаева Л.Л., Крауш М.П. Поверхности выравнивания Средне-Сибирского плоскогорья. — *Изв. АН СССР. Сер. Геогр.*, 1969, N 4, с. 120—126.

Исаченков В.А. Формирование рельефа Северо-Запада Русской равнины: (Проблемы морфоструктуры и ледниковой морфоскульптуры): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1975, 49 с.

Исаченков В.А. Происхождение крупных форм рельефа Северо-Запада Русской равнины. — *Геоморфология*, 1981, N 4, с. 14—23.

Исаченков В.А., Татарников О.М. Происхождение и типы островных возвышенностей Северо-Запада Русской равнины. — *Вестн. МГУ. Сер. 5, География*, 1972, N 5, с. 46—57.

Калецкая М.С., Лазаревич К.Л., Девятова Э.И., Чернышева З.С. Тиман и сопредельные области Русской равнины. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М., 1974, с. 93—101.

Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб 1:5 000 000. Л.: Мингео СССР, 1977.

Карта поверхностей выравнивания и коры выветривания. Масштаб 1:2 500 000. Л.: Мингео СССР, 1971.

Карта рельефа разновозрастного фундамента Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:2 500 000. М.: МИНГЕО, 1975.

Кассин Н.Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 107. Л.: Геол. ком., 1928, 268 с. (*Тр./Геол. ком. Н.С.*; Вып. 158).

Кесь А.С. Основные этапы развития Аральского моря. — В кн.: Проблемы Аральского моря. М., 1969, с. 160—171.

Кесь А.С. Амударья. Сырдарья. — В кн.: Морфоструктурный анализ речной сети СССР. М., 1979а, [гл.]. Формирование магистральных речных систем СССР, с. 74—84.

Киселев Ю.Г. Структура дна и эволюция геологического строения глубоководной части Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геофизические методы исследований Мирового океана. Л.: НИИГА, 1979, с. 5—13.

Киселев Ю.Г. Структурная неоднородность Северного Ледовитого океана как показатель его геологической эволюции. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрогра-

фия и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 170—178.

Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 367 с.

Клюшкин В.В., Скублов Н.В. Горы Центрального Казахстана и этапы их формирования. — В кн.: Докл. отделений и комиссий/Геогр. о-во СССР, 1970, вып. 16, с. 91—98.

Когай Я.А., Мамедов Э., Пославская О.Ю., Станкевич Ю.В. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР. Т. 23. Узбекская ССР./Геол. описание. М.: Недра, 1972, кн. 2, с. 373—410.

Коломыц Э.Г. Приледниковые ландшафты современного покровного оледенения Новой Земли. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 145—175.

Коржув С.С. Рельеф Припятского Полесья: Структурные особенности и основные черты развития. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 141 с.

Коц В.Г. Геолого-географическая характеристика региональных разломов Восточной Туркмении. — В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966, с. 125—136.

Кошелев П.Я. Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба: (Материалы 2-го геоморфол. совещ.). М., 1959, с. 1—27.

Кратц К.О. Геология карелит Карелии. М., 1963, 210 с. (*Тр./АН СССР. Лаборатория геологии докембрия*; Вып. 16).

Кузин И.Л., Варламов И.П., Городецкая М.Е., Рейнин И.В. Возвышенности и плато Западной Сибири и Тургай. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М., 1974, с. 242—248.

Куликов Н.Н., Мартынов В.Г. О древних береговых линиях на дне Карского моря. — В кн.: Морские берега. Таллин, 1961, с. 147—154.

Лазаревич К.С. Основные черты рельефа Тимана. — *Геоморфология*, 1976, N 3, с. 66—73.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири: (Стратиграфия). М.: Изд-во МГУ, 1970, 323 с.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири: (Палеогеография). М.: Изд-во МГУ, 1972, 127 с.

Лазуков Г.И., Чочиа Н.Г., Спасский Н.Я. Основы геоморфологии и геологии антропогена. Л., 1976, 220 с.

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Новейший этап развития рельефа юго-восточной окраины Балтийского щита. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1972, с. 5—14.

Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии. — *Изв. Всесоюз. геогр. о-ва*, 1977а, т. 109, вып. 5, с. 412—418.

Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря. — *Геоморфология*, 1977б, N 2, с. 84—91.

Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии. — *Геоморфология*, 1978, N 3, с. 19—28.

Лебедев Л.И., Эдигарян З.П., Кулакова Л.С. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976. 268 с.

Леонтьев О.К. О происхождении некоторых островов северной части Каспийского моря. — Тр./АН СССР, Океаногр. комис., 1957, т. 2, с. 147—158.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 418 с.

Леонтьев О.К. Дно океана. М.: Мысль, 1968. 320 с.

Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 208 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах: Количеств. распределение осадоч. материала. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.

Луппов Н.П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л., 1963, с. 11—37.

Луппов Н.П., Эберзин А.Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. — Докл. АН СССР. Н.С., 1946, т. 50, с. 65—69.

Любимова Е.А., Томара Г.А., Александров А.Л. Тепловой поток через дно Арктического бассейна в район хребта Ломоносова. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, N 2, с. 403—405.

Маев Е.Г. О проявлении конседиментационной складчатости на дне Южного Каспия. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, N 1, с. 146—149.

Макеев В.М. Рельеф. — В кн.: Таймыр-Североземельская область: (Физ.-геогр. характеристика). Л.: Гидрометеоздат, 1970, с. 139—184.

Макеев В.М. Основные этапы геологической истории и развития рельефа северо-восточного Таймыра. — В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики. Л., 1976, вып. 48, с. 6—14.

Маккаеве А.Н. Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на Северо-Западе европейской части СССР. — Геоморфология, 1975, N 2, с. 44—50.

Малиновский В.Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М., 1967, т. 7, с. 134—148.

Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. М.: Высш. шк., 1968. 302 с.

Марков М.С., Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. и др. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, N 1, с. 3—22.

Мартьянов В.А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности: (Кулундинская и Барабинская степи). — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. четвертич. периода. М., 1961, т. 3, с. 51—53.

Матишов Г.Г. Геоморфология дна и проблема плейстоценового оледенения Баренцево-

морского шельфа. — Геоморфология, 1977, N 2, с. 91—98.

Матишов Г.Г. Гляциальный и перигляциальный рельеф дна океана: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1980. 54 с.

Медоев Г.Ц. Устройство поверхности Сары-Арка. — В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 527—540.

Мещеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., 1964, с. 9—22.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.

Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР: (Морфо-структура и морфоскульптура). М.: Мысль, 1972. 519 с.

Мизеров Б.В. Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с. 245—258.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.; Л.: Гостехиздат, 1940. 276 с.

Можаев Б.Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л.: Недра, 1973. 231 с.

Нарышкин Г.Д. Геоморфология хребта Гаккеля: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1980. 24 с.

Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калининко В.В. Белое море: Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.

Неводчикова Л.Б. Речные долины. — В кн.: Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Ч. 1. Геол. описание. М., 1972, с. 675—713.

Николаев В.А. Геология и рельеф Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 1964. 63 с.

Николаев В.А. Развитие природы южного Урала, Северного и Центрального Казахстана. — В кн.: Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). Т. 2. М.: Изд-во МГУ, 1965, с. 367—389.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР: (Вопросы региональной и теоретической неотектоники). М.: Госгеолгиздат, 1962. 392 с.

Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.

Остенко Н. Континентальные окраины в Северном Ледовитом океане. — В кн.: Геология континентальных окраин. М., 1979, т. 3, с. 753—757.

Патык-Кара Н.Г., Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Новиков В.Н. Новые данные по структурно-геоморфологическому строению приморских равнин и шельфа Восточно-Арктических морей СССР. — Геоморфология, 1980, N 3, с. 91—98.

Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 444 с.

Погребницкий Ю.В. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. Л.: Недра, 1971. 248 с. (Тр./НИИ геологии Арктики; Т. 166).

Погребницкий Ю.Е. Происхождение и геоло-

гическое развитие Северного Ледовитого океана и его шельфовых морей. — В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитого океана. Л., 1974. 144 с.

Погребницкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция. — Сов. геология, 1976, N 12, с. 3—22.

Полькин Я. И. История развития структуры северо-западной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, 1963, т. 2, с. 13—21.

Пославская О. Ю. О возрасте рельефа. — Тр./Главгеология УзССР, 1962, сб. 2, с. 95—99.

Проничева В. М. Палеогеоморфология в нефтяной геологии: Методы и опыт применения. М.: Наука, 1973. 174 с.

Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр./АН СССР, Геол. ин-т; Т. 234).

Пуцаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана. — Геотектоника, 1976, N 2, с. 3—15.

Равнины европейской части СССР. М.: Наука, 1974. 255 с. (Геоморфология СССР).

Раевский М. И., Семенов А. Ф., Фартуков М. М. Доакчагыльская погребенная гидрографическая сеть Каракумов. — Геоморфология, 1976, N 3, с. 83—87.

Раскатов Г. И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969, с. 164.

Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 28—45.

Рослий И. М. Поверхности выравнивания Донецкой возвышенности. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, N 2, с. 75—81.

Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1977. 62 с.

Самодуров В. И. Тектоника Северо-Восточного Приаралья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 4, с. 52—59.

Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 294 с.

Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 296 с.

Сваричевская З. А., Кушев С. Л. Морфоскульптура. — В кн.: Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975, с. 232—242.

Скублова Н. В., Зейлик Б. С. О кольцевых морфоструктурах Северного Прибалхашья. — Вестн. ЛГУ. Геология. География, 1969, N 12, вып. 2, с. 54—63.

Скублова Н. В., Зорина В. С. Новейшие структуры Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, N 6, с. 29—36.

Смолко А. И., Радюкевич Н. М., Виханский Г. И. Тектоника неогенового покрова северо-западных Каракумов: (В связи с поисками нефти и газа). — Тр./Всесоюз. н.-и. геол. ин-т. Н.С., 1960, т. 42 с. 49—56.

Соколовский И. Л., Волков Н. Г. Методика

позатпного изучения неотектоники: (На примере юго-запада Русской платформы). Киев: Наук. думка, 1965. 134 с.

Сорокина Р. А. Речные долины. — В кн.: Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975, с. 37—49.

Спирidonов А. И. Геоморфология европейской части СССР. М.: Высш. шк. 1978. 335 с.

Стрелков С. А. Север Сибири. М.: Наука, 1965. 336 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. 143 с.

Табачкий И. М. Новейшая тектоника Заангарской части Енисейского кряжа и прилегающей окраины Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Новосибирск, 1977. 23 с.

Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 198 с.

Тектоника Евразии: (Объясн. зап. к тектон. карте Евразии м-ба 1:5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.

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

Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1957. 179 с.

Узда С. Окраины глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 170—191.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 297 с.

Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 167 с. (Тр./АН СССР, Геол. ин-т; Вып. 310).

Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. М.; Л., 1952, т. 3, с. 204—213.

Федорович Б. А. Геоморфологическая карта СССР в масштабе 1:4 000 000. М., 1960. — (Материалы 2-го геоморфол. совещ.), с. 6—15.

Ференс-Сороцкий А. А. Новейшая тектоника Тимано-Печорской области (в связи с нефтегазосностью): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1975. 26 с.

Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964. 64 с.

Филатов В. Ф., Лоскутов Ю. И., Кузнецова Г. Ф. и др. История формирования рельефа Западной окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа. Новосибирск, 1976. 87 с. (Тр./Сиб. НИИ геологии, геофизики и минер. сырья; Вып. 227).

Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана. — Вестн. ЛГУ. Геология. География, 1971, N 6, вып. 1, с. 47—61.

Ханкинс К. Сейсмическое исследование дна Арктического океана. — В кн.: Геология Арктики. М.: Мир, 1964, с. 399—418.

Хондаркиан С.О., Горелов С.К. Возвышенности и плато Средней Азии. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974, с. 237—242.

Цейтлин С.М., Исаева Л.Л. Тунгусский бассейн. — В кн.: Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971, с. 245—257.

Чекабаев С.Е., Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н. и др. Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1978, N 7, с. 30—36.

Чочиа Н.Г., Андреев А.В., Андреев Ю.Ф. и др. Структурно-тектоническая схема севера Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — В кн.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1963, с. 206—256.

Чочиа Н.Г., Кузин И.Л. Новейшая тектоника Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Геология СССР. Т. 44. Западно-Сибирская низменность. Ч. 1. Геол. описание. Л.: Недра, 1964, 264 с.

Шевченко П.Г. История формирования рельефа Смоленской области. — Учен. зап. Смолен. пед. ин-та, 1963, вып. 12, с. 26—37.

Шляпа А.И. Соотношение структуры кристаллического фундамента, позднечетвертичного и современного рельефа в приосевой части Балтийской синеклизы. — Тр./Ин-т геологии, Вильнюс, 1970, вып. 8, с. 79—87.

Экман И.М. Морфоструктуры западного Прионежья. — В кн.: Четвертичная геология

и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1972, с. 15—24.

Юрьев А.А. К неотектонике западного окончания Туркестано-Зеравшанской горной системы. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 342—349.

Aseyev A.A., Blagovolin N.S., Vedenskaya I.E. et al. Geomorphological Map of the USSR on scale 1:2 500 000: (Basic principles of the Legend construction. — Studia geographica, Brno, 1976, N 55, p. 19—29.

Carey S.W. The tectonic approach to continental drift. — Cont. drift, symposium Univ. of Tasmania, 1958, p. 177—355.

Creager I.S., McManus B.A. Pleistocene drainage patterns of the floor of Chukchi Sea. — Marine geology, 1965, 3, vol. 3, p. 25—40.

From E. Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. — Baltica, Vilnius, 1963, vol. 1, p. 31—45.

Holmes M.Z., Creager Y.S. Holocene history of the Laptev Sea Continental Shelf. — In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. Berlin; Heidelberg, 1974, vol. 4, p. 69—85.

Hopkins D.M. The Bering Land Bridge. Stanford, 1967, p. 84—101.

Oliver J., Ewing M., Press F. Crustal structure of the Arctic regions from Lg phase. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66, p. 913—940.

Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee. Helsinki, 1958, 522. S.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ <i>А.А. Асеев</i>	3
НОВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР КАК ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ И МОРФОСКУЛЬПТУРЫ. <i>А.А. Асеев, Н.С. Благоволин, И.Э. Веденская, О.К. Леонтьев, Е.А. Финько</i>	6
РЕЛЬЕФ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ	14
Равнины и возвышенности европейской части СССР. <i>А.А. Асеев</i>	14
Кольский полуостров и Карелия (Балтийский щит). <i>А.А. Асеев, А.Л. Кудлаева, А.Д. Лукашов, И.М. Экман</i>	16
Северо-Запад. <i>А.А. Асеев, А.Б. Басаликас, И.Э. Веденская, В.А. Исаенков, Р.Я. Каружяпп, Э.А. Левков, А.В. Матвеев</i>	22
Северо-Восток. <i>А.А. Асеев, Ю.В. Бабанов, Г.П. Бутаков, И.Э. Веденская, А.П. Дедков, А.С. Лавров, К.С. Лазаревич, Л.М. Потапенко, П.Н. Сафронов, Л.Е. Стунская, А.А. Ференс-Сороцкий, З.С. Чернышева</i>	29
Центр. <i>И.Э. Веденская, А.А. Асеев</i>	38
Юго-Запад. <i>Н.С. Благоволин, [Н.Г. Волков], Ю.Л. Грубрин, В.П. Палиенко, И.М. Рослый, [И.Л. Соколовский], А.А. Старухин, Г.В. Холмовой, [Г.И. Раскатов]</i>	45
Юго-Восток. <i>С.К. Горелов, Л.Б. Аристархова, В.А. Брылев, А.П. Дедков, А.Д. Наумов, А.А. Романов, В.П. Философов</i>	53
Плато и низменности Средней Сибири, возвышенности и низкогорья Северного Таймыра	62
Средняя Сибирь. <i>Л.Л. Исаева, Р.О. Галабала</i>	63
Возвышенности и низкогорья Северного Таймыра. <i>С.А. Буланов</i>	81
РЕЛЬЕФ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ	86
Равнины Западной Сибири. <i>Г.И. Лазуков, В.А. Николаев, М.Е. Городецкая, Н.С. Евсеева, А.А. Земцов, Б.В. Мизеров, Н.Г. Чочиа</i>	86
Равнины и низкогорья Казахстана (Казахский щит). <i>Е.А. Финько, В.С. Зорина, З.А. Сваричевская, Н.В. Скублова</i>	103
Равнины Турана и Тургая. <i>М.Е. Городецкая, М.К. Граев, [Ю.М. Клейнер], А.Е. Козлова, Ф.П. Корсаков, Л.Б. Неводчикова, Л.П. Полканова, О.Ю. Пославская, А.О. Сагатов, С.О. Хондариан, В.В. Шолохов</i>	112
СТАБИЛЬНЫЕ ГЕОТЕКТУРЫ СССР. <i>А.А. Асеев, И.Э. Веденская, М.Е. Городецкая, Е.А. Финько</i>	134
РЕЛЬЕФ ОСТРОВНОЙ СУШИ, БЕРЕГОВ И ДНА МОРЕЙ.....	138
Острова Северного Ледовитого океана. <i>С.А. Буланов</i>	138
Морские берега. <i>С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева</i>	143
Дно морей. <i>О.К. Леонтьев, Д.Е. Гершанович, В.Д. Дибнер, А.Н. Ласточкин, С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева, Н.Н. Турко, Г.Б. Удинцев, А.Ф. Щербаков</i>	145
Балтийское море	146
Белое море	150
Баренцево море	151
Моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское	155
Северный Ледовитый океан	161
Берингово море	164
Охотское море	166
Японское море	170
Каспийское море	173
Черное море	178
Общие закономерности рельефа дна морей	181
ЛИТЕРАТУРА	183

**МОРФОСТРУКТУРА
И МОРФОСКУЛЬПТУРА
ПЛАТФОРМЕННЫХ
РАВНИН СССР
И ДНА ОМЫВАЮЩИХ ЕГО
МОРЕЙ**

*Утверждено к печати
Институтом географии
АН СССР*

Редактор *Е.И. Игнатов*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *Е.Н. Волков*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *Г.П. Каренина*
Корректор *В.П. Крылова*

**Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе**

ИБ N 31255

Подписано к печати 01.04.86. Т — 06162
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,6+0,8 вкл. Усл.кр.-отт. 16,6. Уч.-изд.л. 19,3
Тираж 650 экз. Тип. зак. 246. Цена 3 руб.

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"**

**117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90**

**Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

вышли из печати

Марков К.К. Избранные труды. Проблемы общей физической географии и геоморфологии. 30 л. В пер.; 4р. 80к.

Избранные труды академика К.К. Маркова включают работы по проблемам общей физической географии, геоморфологии, палеогеографии. В книге рассматриваются теория и методы географических исследований, а также вопросы подготовки географических кадров.

Для географов, палеогеографов, геологов-четвертичников.

Морфоструктурные исследования — теория и практика (IV кв.). 20 л. — 3р.

В монографии изложены наиболее существенные результаты многолетних работ коллектива геологов и геоморфологов, занимающихся морфоструктурными исследованиями на Дальнем Востоке. Главное в этих исследованиях — изучение морфоструктур различного типа и ранга с позиций единства их геоморфологической "формы" и геологического "содержания", позволяющее с большой степенью точности прогнозировать поиски многих видов полезных ископаемых.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3 руб.

5389