

В.К.Штырова

Геоморфология России
Учебное пособие

Часть вторая
Орогены

Саратов 2011

Часть вторая

Орогены

Горное обрамление платформенных равнин Европейской части России Кавказ

Кавказ состоит из четырех крупных геотектур: равнин Предкавказья, Большого Кавказа на севере и Закавказского нагорья на юге, разделенных Закавказской межгорной депрессией.

Основные черты орографии, геологического строения и морфоструктура.

В пределах Предкавказья выделяются: на западе Азово-Кубанская пластово-аккумулятивная равнина, на востоке – Терско-Кумская. В центре Предкавказья расположено Ставропольское пластово-денудационное плато, которое хотя и относится к платформенным морфоструктурам, но в своем историческом развитии тесно связано с формированием Кавказского орогена и в частности, с Транскавказским поднятием.

Большая часть поверхности Азово-Кубанской равнины имеет высоты менее 100м и лишь на юго-востоке оно поднимается до 200м, переходя в склоны Ставропольской возвышенности.

Плоская поверхность Терско-Кумской низменности полого наклонена к востоку, абсолютные отметки в основном ниже 100м, а восточная часть – ниже уровня океана. Манычская низменность занята долинами Западного и Восточного Манычей, озером Маныч-Гудило, преобразованных в систему водохранилищ. Она представляет собой узкую (30-50км) и низкую (до 25м) ложбину между Азовским и Каспийским морями.

Ставропольское плато на юге поднимается до 500-800м и более (г. Стрижаменей 832м), характеризуется глубоким эрозионным расчленением и круто обрывается к продольной ложбине, отделяющей его от северных предгорий Большого Кавказа. К северо-западу, северу и востоку плато снижается до 250-200м и переходит в холмистую равнину.

Большой Кавказ имеет широкий северный и более узкий крутой южный склон и состоит из нескольких хребтов. Наибольшие высоты приурочены к Главному или Водораздельному хребту, в зоне поперечного Транскавказского поднятия (Ужба – 4695м), а также к более северному Передовому хребту (вулканические массивы Эльбрус – 5642м, Казбек – 5033м). На Восточном Кавказе Передовой хребет называется Боковым.

Главный хребет на Западном и Центральном Кавказе в водораздельной зоне покрыт вечными снегами и фирном, и из этой зоны по долинам спускаются ледники.

Севернее Передового и Бокового хребтов находится Северо-Юрская депрессия (1200-1300м). Ближе к Транскавказскому поднятию она повышается до 2200-2500м. К северу от депрессии проходят куэстовые хребты. Наиболее высокий Скалистый хребет поднимается до 3610м на востоке, а на западе переходит в высокогорное Лагонакское плато.

Между низовьями Терека и Сунжи протягиваются передовые низкогорные хребты: Терский (664м) и Кабардино-Сунженский (926м), отделенные от гор Осетинской и Чеченской наклонными равнинами. На предгорной равнине между Кубанью и Тереком в зоне Транскавказского поднятия находится Минераловодческая группа островных гор – лакколлитов (Бештау 1400м и др.)

На Восточном Кавказе Главный и Боковой хребты снижаются до 3000-4000м. В пределах Известнякового Дагестана распространена область высоких (до 2500-3000м) хребтов и плато, к которым с севера примыкает полоса невысоких (500-1000м) хребтов и возвышенностей Северного Дагестана.

Северо-западную оконечность Большого Кавказа образует Таманский полуостров, а юго-восточную – Апшеронский.

Пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины Предкавказья сложены с поверхности комплексом преимущественно рыхлых почти недислоцированных осадочных пород неогена и плейстоцена (пестроцветные скифские глины, лессовидные суглинки).

Ставропольское плато сложено плотными породами сармата (известняками, песчаниками) – апшеронского и акчагыльского возраста. Ставропольское структуро-денудационное плато формировалось в условиях умеренного новейшего поднятия и расчленения комплекса пород различной устойчивости, с чем связана хорошо выраженная ступенчатость его рельефа. Как морфоструктурное образование оно полностью соответствует крупному поднятию палеозойского складчатого фундамента скифской плиты в центральной части Предкавказья. Этот выступ отчетливо выражен и в осадочном чехле в виде обширной платформенной структуры. По типу развития Ставропольское плато относится к унаследовано-возрожденной морфоструктуре.

Аккумулятивные субгоризонтальные низменные равнины Предкавказья (Азово-Кубанская, Терско-Кумская, Манычская) формировались за счет накопления плиоценовых и плейстоценовых осадков различного генезиса (субаэральных, аллювиальных, озерно-аллювиальных, морских). Эти морфоструктуры наследуют одноименные впадины эпигерцинского фундамента Скифской плиты.

Высокогорные денудационно-тектонические сводово-глыбовые осевые Главный и Передовой хребты Западного и Центрального Кавказа сложены протерозойско-палеозойскими кристаллическими гранитоидами позднего палеозоя.

Они образуют обширный выступ фундамента, ограниченный разломами и соответствующий Транскавказскому поднятию.

На Северо-Западном и Восточном Кавказе кристаллический фундамент глубоко погружен. Низкие и средние структурно-денудационные складчатые горы Северо-Западного Кавказа образованы меловым и палеогеновым отложениями, среднеюрскими песчаниками и сланцами.

Главный и Боковой хребты Восточного Кавказа и Северо-Юрская депрессия сложены ранне- и среднеюрскими песчаниками и сланцевыми толщами, осложненными складками и надвигами, нарушены разломами

Куэстовые структурно-денудационные среднегорные и высокогорные моноклиналильные хребты Северного Кавказа образованы карбонатными и песчано-глинистыми толщами верхней юры и мела.

На Юго-Восточном Кавказе Боковой хребет бронирован верхнеюрскими известняками и образует высокогорные платообразные массивы – Шахдаг.

В пределах Главного и Бокового хребтов преобладают горст-антиклинорные, реже горст-синклинорные морфоструктуры, сложенные в основном верхнеюрскими и нижнемеловыми метаморфизованными известняками.

Морфоструктуры Главного, Передового и Бокового хребтов, а также куэсты Северо-Кавказской моноклинали характеризуются прямым отражением тектонического строения в рельефе. Однако встречаются и обращенные формы.

В развитии рельефа Кавказа громадную роль играют унаследованные и молодые поперечные и продольные разломы, образуют границы между крупными морфоструктурами и имеют общекавказское СВ простирание. Поперечные разломы разделяют морфоструктурные зоны на поперечные блоки. Разломы, особенно поперечные, определяют направление речного стока и поэтому хорошо выражены в рельефе. К пересечению разломов приурочены сейсмические явления и вулканические явления.

Значительное влияние на рельеф Кавказа имели сейсмические явления, выраженные сейсмодислокациями и сейсмогравитационными явлениями, которые происходили, по-видимому, в голоцене и в историческое время.

Морфоскульптура.

На Ставропольском плато выделяются три поверхности выравнивания. Верхняя N1-N2 (поздний сармат – ранний плиоцен) на высоте 600-800м представлена останцовыми плато, бронированными известняками сармата.

Более низкая акчагыльская поверхность (400-600м) выражена в центральной части Ставрополья.

Третья поверхность апшеронского возраста представлена плоскими гребнями в Янкульской котловине.

На Ставропольском плато хорошо выражены древние широко открытые речные долины с комплексом древних (цокольных) и молодых (преимущественно аккумулятивных террас). Долины главных рек – Егорлыка и Калауса – были заложены, видимо, в позднем плиоцене N³2. Долины

притоков относятся к типу молодых широких или узких, слабо и глубоко врезуемых с комплексом молодых аккумулятивных и цокольных террас.

Речные долины Азово-Кубанской и западной части Терско-Кумской равнины широкие, слабо врезуемые с комплексом молодых аккумулятивных террас были заложены позднее средне - плейстоцена QII.

В Предкавказье преобладает азональная морфоскульптура контролируемая морфоструктурными условиями: эрозионное расчленение (глубина расчленения от 300 до 100-50м), суффозионно-просадочная, эолово-аккумулятивная. В настоящее время активна линейная эрозия, эоловые и суффозионно-просадочные процессы.

На Большом Кавказе поверхности выравнивания широко распространены, но в современном рельефе хорошо сохранились лишь кайнозойские-олигоценые и миоценовые в высокогорьях Большого и Малого Кавказа. Это связано с тектоническими поднятиями миоцен-плиоценового возраста и падением уровня Каспия на 500м в связи с тектоническими опусканиями южной котловины Каспия.

Поверхности выравнивания Кавказа испытали интенсивные новейшие деформации – сводово-глыбовые, глыбовые, моноклиальные и складчатые – в миоцен-плиоцене.

Встречаются они на высотах 1000м, 3000-4000м.

Направление речных долин определяется характером морфоструктурного плана, продольными и поперечными разломами, новейшими поднятиями и опусканиями, а также историей развития Черного и Каспийского морей.

Реки высокогорий начинаются большей частью в ледниковых цирках и карах и пересекают глыбовые хребты узкими глубокими ущельями.

Речные долины Кавказа подверглись неоднократной перестройке на протяжении долин в течение всего плейстоцена оказывало влияние излияние лав. Сочетание продольных и поперечных участков речных долин, совпадающих с разломами, создает коленчатый и радиальный рисунок речной сети.

На северном склоне Большого Кавказа распространена современная нивально-экзарационная и аккумулятивная морфоскульптура.

К зональной морфоскульптуре относится гравитационная морфоскульптура: обвалы, осыпи, лавины.

В среднегорьях и низкогорьях, в местах развития карбонатных пород-азональная карстовая морфоскульптура.

К реликтовой зональной морфоскульптуре относятся экзарационные и аккумулятивные формы горно-долинного преимущественно позднеплейстоценового оледенения. Оно на Большом Кавказе имело сетчатый характер. Имевшие место на Кавказе оледенения были связаны не только с высотной поясностью рельефа, но и с интенсивными поднятиями гор. Высотной поясностью рельефа обусловлено образование на высотах 4000-5000м нивально-гляциальных форм - ледниковых цирков, каров, трогов. Мощность ледниковых, озерно-ледниковых и гравитационных отложений от 100 до 500м (по геофизическим данным).

Урал.

Основные черты орографии.

Горы Урала протянулись в общем меридиональном направлении полосой, протяженностью почти до 2500 км, от побережья Карского моря (Байдарацкая губа и Югорский полуостров) на севере до южной оконечности Мугоджар на юге.

Вдоль восточного подножия Урала часто проводят границу между Европой и Азией. Наивысшая точка – г. Народная (1894 м).

Уральские горы являются естественным водоразделом между реками, стекающими на Русскую равнину и Западно-Сибирскую равнину. Реки западного стока принадлежат речным системам Печоры и Камы, а восточного – системам Тобола и Оби. На Урале много озер. Наиболее крупные из них расположены между гор (озеро Тургояк).

Орографически выраженный Урал является западной частью крупной целостной тектонической структуры – Уральской складчатой области, сформировавшейся на месте палеозойской уральской геосинклинали, развитие которой завершилось в герцинский этап тектогенеза. Он относится к категории обновленных умеренными движениями эпиплатформенных гор, сложенных метаморфическими и осадочными породами.

На западе Урал сочленяется со структурно-денудационной цокольной равниной – Предуральским краевым прогибом, на востоке Урал граничит с аккумулятивной равниной Западно-Сибирской плиты.

По характеру рельефа и по природным условиям Урал делится на Полярный, Приполярный, Северный, Средний и Южный.

Ширина горной полосы Полярного Урала изменяется от 15—20 км на севере до 80—90 км на широте массива Норд-Харбейский. Далее к югу она снова сжимается до 30—50 км. Для рельефа Полярного Урала характерно резкое расчленение и наличие нивальных и горноледниковых форм,

придающих этой части Урала альпийский облик. Средние абсолютные высоты – 1000—1200 м, а высшие отметки их превышают 1300 м (гора Пайер – 1499 м). Общее простираие горной полосы с северо-востока на юго-запад.

Приполярный Урал отличается более сложным строением. Здесь происходит расширение и повышение горной страны. Тут расположена система средневысотных хребтов с отметками 1000—1400 м, высоты отдельных горных массивов превышают 1800 м. В районе горы Народной главный Уральский водораздел принимает субширотную ориентировку, но южнее вновь приобретает субмеридиальное направление. Здесь широко развиты поверхности выравнивания.

На Северном Урале горы приобретают меридиональное направление. Ширина гор возрастает с 40—45 км на севере до 80—85 км на юге. Собственно горная часть Северного Урала состоит из трех параллельных хребтов, разделенных межгорными депрессиями. Водораздельным является Центральный хребет – Поясовый Камень. Его средняя высота 700—750 м. Западный хребет (средние высоты 800—900 м) наиболее четко выражен в северной части, где расположен горноледниковый массив. Восточный хребет представляет собой гряду, состоящую из обособленных горных массивов.

Средний Урал состоит из северной и южной частей, различающихся по характеру современного рельефа.

Северная часть характеризуется типичным низкогорным рельефом. На западе развиты массивы и хребты. Восточнее располагается Центральный хребет. Далее к востоку протягивается Восточно-Уральская горная цепь, к которой приурочены наиболее высокие вершины Среднего Урала (Кондаковский Камень – 1569 м).

Южная часть Среднего Урала – приподнятая полого-всхолмленная увалистая равнина, с преобладающими отметками 300—450 м. Пониженная пенепленизированная часть Среднего Урала местами осложнена невысокими вытянутыми в субмеридиальном направлении грядами и увалами с

выровненными уплощенными вершинными поверхностями и пологими склонами. Над окружающей их местностью они возвышаются на 150—200 м. Особенно выровнен рельеф Среднего Урала на субширотном отрезке на широте Екатеринбурга. Здесь Урал пересекается понижением, как бы соединяющим Восточно-Европейскую и Западно-Сибирскую равнины.

К Среднему Уралу приурочен крупный дугообразный изгиб всей складчатой структуры Урала к востоку.

Южный Урал занимает пространство между $55^{\circ}54'$ и $51^{\circ}00'$ с.ш. К нему приурочено третье и самое крупное расширение Уральской горной полосы (190 км). Южный Урал характеризуется средними высотами 700—1000 м. В его северной части располагается до 8—12 параллельных друг другу горных цепей, ориентированных в общем субмеридиональном и меридиональном направлениях и разделенных межгорными понижениями. Самые высокие горные массивы (горы Ирмель и Ямантау – 1586 и 1640 м) приурочены к его центральной части.

К югу от широтного течения реки Белой располагается Южно-Уральское плоскогорье с сильно выровненной спокойной увалистой вершинной поверхностью, в которую глубоко врезана речная сеть. Абсолютные отметки плоскогорья закономерно уменьшаются в направлении с северо-запада на юго-восток с 650—700 до 400—500 м.

Широтное течение Урала и Ори является естественной южной границей полосы Уральских гор. Но Уральская складчатая область простирается и далее на юг и включает сильно выровненный уплощенный район Орь-Илецкого и Орь-Иргизского междуречий и район Мугоджарских гор.

Морфоструктура.

В морфоструктурном отношении регион делится на Уральскую горную страну, цокольные Предуральскую и Зауральскую подгорные равнины.

Структурной основой Урала является складчато-чешуйчатая и разрывная структура палеозойских и допалеозойских пород, созданная в герцинский этап тектогенеза, и наложенная на нее сводово-блоковая неотектоническая структура земной коры, созданная в неогеновое и четвертичное время.

Для Урала характерны также поперечные субширотные поднятия, пересекающие полностью или частично продольные структурно-тектонические зоны. В таких местах происходит изменение простираний уральских продольных структур.

Горы Заполярного, Полярного, Приполярного и Северного Урала представлены денудационно-тектоническими хребтами и разделяющими их межгорными понижениями, являющимися геоморфологическим выражением складчато-блоковых герцинских и сводово-блоковых неотектонических структур Центрально-Уральского антиклинория. В его осевой части выступает на поверхность наиболее древние метаморфические породы. Восточное крыло антиклинорной зоны оборвано Главным Уральским глубинным разломом. В расположенном восточнее Тагило-Магнитогорском синклинии развиты крупные интрузии ультраосновных пород позднего протерозоя, позднего ордовика, силура и гипербазиты раннего карбона.

Западная граница горной полосы севера Урала выражена в рельефе уступами, отражающими зоны крупных разломов. На Крайнем Севере Уральские горы сменяются увалами. Они спускаются террасовидными уступами к приморской абразионно-аккумулятивной равнине. Морфоструктурные особенности Заполярного Урала подчеркиваются рисунком гидрографической сети, которая здесь имеет преимущественно ортогональный характер.

На Полярном Урале западная граница горной полосы проходит по крупному надвигу, геоморфологически выраженному уступом, а восточная граница совпадает с зоной глубинного разлома. В той части Урала преобладает поперечная речная сеть.

Характерно для Приполярного Урала расширение Ляпинского антиклинория. Центральная часть его выражена в рельефе крупным горным массивом, увенчанной горой Народной. Западная граница горной полосы проходит здесь по уступу, протягивающемуся по разлому вдоль хребта Сабля. Разрывные нарушения определяют также положение границ между хребтами и межгорными депрессиями. Речная сеть на севере Приполярного Урала имеет преимущественно северо-восточную ориентировку, а в центральной части его преобладают поперечные речные долины северо-западного и юго-восточного направления.

На Северном Урале западные предгорья также отделены от горной полосы уступом. Для него характерно общее снижение высоты гор на юг, в соответствии с общим погружением Уралтауского антиклинория в этом направлении.

Современный горный рельеф на севере Урала обусловлен проявлением новейших движений земной коры, создавших сложную сводово-блоковую неотектоническую структуру.

Средний Урал в морфоструктурном отношении, как и в орографическом, состоит из двух частей: северной – большей по площади, в которой развит горный рельеф и южной – меньшей по площади, где рельеф пологоувалистый, преимущественно равнинный.

Горная полоса Среднего Урала имеет наибольшую ширину на севере района. Южнее горная полоса суживается и понижается.

В южной части Среднего Урала западная полоса увалистого рельефа и восточная предгорная равнина значительно сближаются и горы сменяются возвышенной равниной, осложненной вытянутыми в меридиональном и субмеридиональном направлении невысокими увалами.

Южная часть Среднего Урала отличается от остальных малоамплитудными и менее дифференцированными новейшими движениями земной коры, что не могло не сказаться на общем значительно менее

контрастном морфологическом облике рельефа и пониженном гипсометрическом положении этого геоморфологического района.

Южный Урал характеризуется максимальным расширением горной полосы в пределах всего Урала, что обусловлено значительным общим вздыманием геологических структур в зонах Башкирского и Уралтауского антиклинориев.

Горная полоса Южного Урала на западе и в значительной мере на востоке ограничена крупными уступами.

В строении северной части Южного Урала участвуют различные осадочные и интрузивные породы палеозоя и метаморфические образования позднего протерозоя, которые имеют сложную складчато-блоковую и складчато-чешуйчатую структуру.

Южная часть Южного Урала – типичное плоскогорье, называемое Южно-Уральским. Это наклонная денудационная ярусная равнина. Она сформирована на метаморфических толщах позднего протерозоя. Пенепленизированная и глубоко расчлененная эрозионной сетью вершинная поверхность плоскогорья косо приподнята.

В горной полосе Урала крупные элементы рельефа в значительной степени являются геоморфологическим выражением многих важных черт древнего герцинского структурно-тектонического плана, что свидетельствует об унаследованном характере современного рельефа. Эта особенность подчеркивается петрографическим и литологическим составом рельефообразующих пород.

Многие хребты приурочены к антиклинальным структурам, а межгорные понижения – к синклинальным прогибам. Наряду с этим существенное влияние герцинских геологических структур и литолого-петрографического фактора на морфологию современного рельефа стало возможным благодаря неотектонической активизации: вступление Уральской складчатой области в стадию новейшего горообразования и превращение ее из платформенной в современную орогенную область.

Весьма значительную роль при этом играли разрывные нарушения, обусловившие формирование блоковой неотектонической структуры земной коры на горном Урале. Приуроченность многих разломов к границам положительных и отрицательных форм рельефа и структур является одной из причин соответствия геологических структур и орографических элементов.

В пределах современной горной части Урала выделяются унаследованно возрожденные морфоструктуры, поскольку орографически выраженный горный рельеф полностью располагается в области позднегерцинского горообразования.

При определяющей образовании основных черт современного рельефа Урала роли эндогенных факторов, особенно неотектонических движений, не меньшая по масштабам геоморфологическая роль принадлежит экзогенным факторам, которые постоянно оказывали и продолжают оказывать интенсивное воздействие на его морфоструктурную основу. При линейной вытянутости на огромном расстоянии и значительных абсолютных и относительных высотах Урала исключительно важное значение в формировании зональных морфоскульптурных особенностей его рельефа имеет климатический фактор.

Исходной для формирования современного рельефа Северного и Полярного Урала является мезозойско-палеогеновая поверхность выравнивания, усеянная островными горами.

Ярусность рельефа, связанная с существованием разновозрастных поверхностей выравнивания, составляет характерную геоморфологическую особенность Среднего и Южного Урала. В пределах последнего развиты три таких поверхности: палеогенового, миоценового и познеплиоценового возраста. Системой поверхностей выравнивания образована и наклонная денудационная ярусная равнина Южно-Уральского плоскогорья.

Наиболее распространенный на всем Урале тип азональной морфоскульптуры – речные долины. Склоны Уральских гор часто и глубоко расчленены и их разветвленные верховья нередко достигают водораздельных

междуречных пространств. На Урале выделяются два типа речных долин: древнего заложения и молодые. К долинам древнего заложения относятся долины наиболее крупных рек горной части Урала и его предгорий с комплексом дочетвертичных и четвертичных террас (верховья Печоры, Уфа, Урал, Сакмара). К молодым речным долинам относятся преимущественно мелкие и средние речные долины, как в горной полосе Урала, так и на прилегающих к нему равнинах.

Современная речная сеть сформировалась в процессе глубокого эрозионного расчленения консеквентными долинами четвертичного цикла, имеющими V-образную и ящикообразную форму. Преобладает решетчатый план речных долин.

В полярных и северных широтах экзогенное преобразование рельефа Горного Урала происходит главным образом за счет водно-эрозионных и ледниково-экзарационных процессов, при важной роли разнообразных нивальных, криогенных и мерзлотно-солифлюкционных процессов.

Типичными морфоскульптурными комплексами Урала являются:

- 1) полого-склоновое низкогорье Северного Урала с широким развитием криопланационных террас в вершинном поясе;
- 2) альпийского типа низкогорье Приполярного и Полярного Урала с горноледниковыми формами;
- 3) литоморфный рельеф предгорных гряд и увалов с наложенными формами ледниковой аккумуляции;
- 4) ледниково-холмистые гряды и террасированные озерные депрессии приуральских равнин.

Морозные, мерзлотно-солифлюкционные и нивальные процессы создали характерный морфоскульптурный облик равнинных и горных тундр.

В пределах развития горной тундры, как на севере Урала, так и в наиболее высокогорных частях Среднего и Южного Урала распространены формы гольцового выветривания, гольцовые террасы, каменные россыпи, каменные потоки, курумы.

В соответствии с гумидными климатическими условиями на Среднем и большей части Южного Урала основные черты современной морфоскульптуры обязаны флювиальным и склоновым процессам и только самые высокие участки гор характеризуются горно-тундровой гольцовой морфоскульптурой.

В южной части Южного Урала и в предгорьях его восточного склона широко распространен мелкосопочник.

Классической областью развития карста является Западное Приуралье, где широко распространены и имеют большую мощность каменноугольные и пермские породы.

К другим элементам реликтовой морфоскульптуры отнесены денудационные останцовые «горы», сложенные полеозойскими и мезозойскими породами, и горы- одиночки, отрепарированные денудацией рифовые массивы ассельско-сакмаро-артинского возраста в Предуральском краевом прогибе, являющимся уникальным элементом геоморфологического ландшафта Южного Приуралья.

Современная многолетняя мерзлота повсеместно проявляется в горных выработках в Заполярном Предуралье, а в Зауралье – к северу от 63° с. ш. Южнее она встречается островами в горах.

Границы древних оледенений фиксированы резкими изменениями сохранности ледниково-аккумулятивных форм, количества террас в долинах, густоты эрозионной сети, а так же крупными маргинальными скоплениями насыпных холмов и гряд. Хорошо выделяются три субширотных рубежа: серия холмистых гряд у 62° с. ш., параллельные серповидные гряды у полярного круга, крупные фестоны абляционных морен между 67°30' и 67°60' с. ш.

Морфоскульптурные особенности Приполярного Урала (указания для полевой практики).

Морены – неправильной формы холмы и бугры или валы с котловинами между ними, нередко с озерами или заболоченные. Моренный комплекс располагается главным образом в долинах, но иногда и на водораздельных поверхностях.

Морены опознаются сразу по рельефу, но всегда необходимо изучать и состав отложений. Типичная морена состоит из тонкозернистого глинистого материала, с примесью песка, гравия, щебня и крупных глыб (ледниковых валунов) угловатой формы. Характерно также несортированность материала, его беспорядочное расположение, отсутствие ясно выраженной слоистости и иногда – наличие полированных и изборожденных штрихами валунов. Нередко наблюдается и большая примесь окатанного материала (гальки) из подледниковых рек.

Морены действующих ледников называются перемещаемыми.

Отложенные морены древних ледников разделяются на:

Краевые или береговые – в виде длинных валов, идущих вдоль долины по склону или у его подножия. Во многих случаях наблюдаются не валы, а террасы оседания (боковые морены во время таяния льда оседают на склонах, иногда они смешиваются с отложениями потоков, текших вдоль края ледника). Изучая боковые морены надо: описать ее форму (вал, терраса); поверхность – ровная или наклонная (обычно наклон в сторону горы), с буграми и впадинами, наличие озер и гребней коренных пород; высоту над дном долины надо определить возможно точнее; число террас (морен) и их связь с формой склона и уступами над последним. Изучают состав морены описывают величину и распределение валунов, изменение состава в вертикальном разрезе (следует найти овраги, разрезающие морену), поперек долины и вдоль, распределение окатанного материала. Проследить изменение всех террас (морен) вдоль долины и поперек и изменение их состава.

Морена основная – покрывает дно долины в виде неправильных холмов или валов. При таянии льда в этой морене соединяется весь материал,

который ледник нес на поверхности и внутри и двигал по дну (донная морена), и поэтому форма ее может быть очень разнообразной, а в составе наблюдается большая примесь окатанного материала. Эта морена сохраняется редко – большей частью перемывается реками при отступании ледника. При описании отмечают формы рельефа морены, состав, распределение окатанного материала, изменение в составе вдоль по долине и в поперечном разрезе.

Абляционная морена – покрывающая ледник сверху его конец.

Конечная (фронтальная) морена – надо описать имеет ли дуга конечной морены вид нескольких концентрических валов или одного вала, или сохранилась лишь в виде его остатков, прислоненных к склонам долины или в виде неправильных холмистых нагромождений. Изучению конечной морены надо уделить больше всего внимания, описать форму, высоту, состав морены, распределение валунов и окатанного материала.

Стадиальная морена образуется при временной остановке ледника. Изучается также внимательно, как конечная морена. Для конечной морены особенно важна абсолютная высота ее, указывающая на нижний конец максимального стояния ледника. Двигаясь вниз по долине, отмечают высоту каждой стадиальной морены, которую обычно трудно отличить от конечной. Конечные морены иногда бывают смяты или уничтожены движением ледника, погребены под покровом абляционной морены или размывы и погребены под ледниково-речными отложениями.

При изучении морен отметить древние и современные солифлюкционные явления, иногда сильно изменяющие морены, глубину выветривания и эрозии. Это важно для хронологии ледника.

Положение всех морен наносится на крупномасштабную карту, для особенно сложных участков можно сделать специальную крупномасштабную съемку.

Моренные валы встречаются: спуск с перевала Победа, б. Олений, склон Манарага.

Карово - висячие ледники (долина Балбанью)

Висячие ледники висят целиком на склоне горы и к подошве последней не спускаются, оканчиваясь высоко на склоне. Тело ледника не занимает сколько-нибудь резко выраженного углубления и обычно не имеет обрамления. Форма висячего ледника в плане – языковидная.

Каровые ледники – занимают кары (нишеобразные вырезки на склонах гор), имеющие вид полуцирков с плоским дном и крутыми стенами. За пределы каров такие ледники обычно не выходят. Форма карового ледника в плане округлая.

Кары – перевал №23 «голубые надежды», спуск в долину р. Балбанью, каменные глыбы.

Краевые зоны ледников и неоледенелые участки.

Эрозия во внешней краевой зоне ледосборов и внеледниковых полей выше границы снега приводит к созданию каров и резкого альпийского рельефа путем комбинированной работы каров и морозного выветривания.

Кары (кресловины) – нишеобразные впадины на склонах, напоминают по форме внутренность округлого кресла. Плоское или вогнутое дно каров окружено с трех сторон полукругом крутых скалистых стен. Некоторые исследователи называют их цирками. При описании кара определяют: абсолютную высоту его дна и относительную высоту над трогом, цирком или плато; относительную высоту стенок; описывают морены или щебневые валы (фирновая морена, ложная морена) на дне кара, а также озеро, заполняющее кар; скалистый порог (если он имеется); замыкающий кар.

Если несколько каров расположены один над другим – образуются каровые лестницы. Описывают каждый из каров. Отмечают разницу в их строении.

Соприкасающиеся друг с другом кары превращают водораздел в острый гребень, образуются карлинги – трехгранные пирамиды на месте вершин.

Нагорные террасы (гольцовые, солифлюкционные) образуются в высокогорных областях в субарктических условиях на склонах гор. Они имеют крутой обрыв, покрытый крупными обломками горных пород, иногда с выходами коренных, и ровную поверхность со структурными почвами или покрытую тундрой. Образуются на разных уровнях, опоясывают даже изолированные горы, имеют описанное строение обрыва и поверхности.

Образуются вследствие снежно-морозного выветривания вдоль верхнего края снежника, создающего обрыв коренных пород.

Отмечают абсолютную и относительную высоту террас, высоту обрыва, ее площадь, угол наклона поверхности, состав коренных пород и условия их залегания, на каких склонах развиты террасы.

Перевал Новый

Каменные реки и курумы – подвижные скопления остроугольных обломков. Материалы поступают в большом количестве на склоны и горизонтальные поверхности при морозном выветривании. Движение происходит по увлажненной щебневой подстилке, суглинкам, коренным породам, но особенно по мерзлоте. Движение идет на склонах (начиная от 2° и круче) и обломки переносятся на 2 км и более. По форме различают: каменные моря – на горизонтальных поверхностях; курумы – покрывают в виде плаща склоны и вершины гор и обрывы нагорных террас.

Каменные реки и потоки – те же курумы в ложбинах рельефа.

Изучение курумов ведется по следующей программе: уклон поверхности в градусах; площадь, длина и ширина потока; валы на его конце; петрографический состав обломков и коренных пород; источники сноса; расстояние, на которое переносится материал; степень округленности камней в разных частях потока. Процент по объему мелкоземистого материала, его состав, физические свойства грунтов, насыщенность водой, источники увлажнения, расположение снежников, наличие водных струй в глубине, их дебет. Распределение растительного покрова.

Солифлюкция (течение грунтов) – скольжение насыщенного водой верхнего деятельного слоя по поверхности многолетней или сезонной мерзлоты. Скольжение происходит как на крутых, так и на пологих склонах – до 2°. Главные причины – переувлажнение деятельного слоя талыми водами и дождями и действие силы тяжести.

Наибольшей текучестью обладают песчано-глинистые влагоемкие грунты. Скорость скольжения – от несколько дециметров до десятков метров в год.

Солифлюкционные уступы или лопасти (натечные террасы) образуются на склонах. Имеют форму небольшого языка (площадь от нескольких метров до сотен метров) внизу с крутым обрывом. Угол поверхности уступа на 5—15° меньше угла склона. Надо дать морфометрическое описание – угол коренного склона, поверхность и обрыв уступа, его площадь; распределение растительного покрова, его разрыв по верхнему краю; заворачивание верхнего слоя под лобовую часть (обрыв); медальоны мелкозема; борозды и ступени на поверхности; надвигание верхних уступов на нижние и поглощение последних. Соотношение снежников и областей развития уступов. Связь с экспозицией и углом наклона склона, коренными породами, увлажнением (Боч). Уступы чаще образуются на неровных склонах, а пласты – на ровных. Сюда же относятся мелкие натечные формы – гряды, валы, языки.

Солифлюкционные реки – стекают по углублениям (в отличие от пластов). Они хорошо различимы на аэроснимках. Описать (кроме перечисленного выше) – ложе реки, длину, ширину и мощность, определить скорость движения.

Солифлюкционные полосы – подобны каменным полосам, но без камней. Они связаны с полигональными почвами.

Солифлюкционный слой – поверхность склона, на котором развиты различные солифлюкционные формы.

Солифлюкционные лопасти и террасы легко можно отличить от речных и озерных, так как они располагаются на самых различных уровнях и развиты лишь на коротком протяжении.

Солифлюкционное движение масс отличается от оползней тем, что скорость движения гораздо меньше. Оно захватывает лишь тонкий деятельный слой и осуществляется не только на крутых, но и на очень пологих склонах. Грязевые потоки отличаются большой скоростью, отсутствием растительности и больше насыщены водой.

ГОРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ.

АЛТАЕ – САЯНСКАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА

Основная горная система, Алтайские горы, лежит на стыке России (Южная Сибирь), Китая и Монголии.

В пределах Алтайской горной страны выделяют Горный, Рудный, Южный Алтай и Калбинский хребет.

Горный Алтай представляет систему зонально расположенных крупных орографических элементов. Абсолютные высоты в целом возрастают с северо-запада на юго-восток, что обусловлено общей морфоструктурой этого горного сооружения. Наиболее приподнятую часть свода составляют протягивающиеся в широтном направлении хребты Катунский с наиболее высокой на Алтае вершиной – горой Белухой (4506 м), Чуйский, Южно-Чуйский и ряд других с высотами 3300—3600 м.

Между хребтами расположены высокие плоскогорья – Чулышманское и Укок (около 3200 м). Более низкую ступень свода образуют Айгулакский, Сумультинский, Коргонский хребты (2400—2800 м), а также пограничные с Рудным Алтаем – хребты Колыванский, Семинский, Апуйский (около 1200 м).

Характерной чертой горного Алтая является наличие крупных, обычно асимметричных внутригорных впадин. Крупнейшая из них – Чуйская – достигает в длину 70 км при ширине в 40 км.

Рудный Алтай орографически состоит из южной, средней и северной частей. Его южная часть – междуречье Иртыша, Бухтармы и Нарыма представлена системой мелких массивов и субмеридиональных небольших хребтов (Черемшанский Белок, Гмедень и др.) с высотами 1200—1600 м. Средняя часть образована субширотным поднятием Ульбинского и Ивановского хребтов с отчетливо выраженной ярусностью рельефа: выше 1700—1800 м территория представляет расчлененное высокогорье, ниже – среднегорье с реликтами выровненных поверхностей. Для северной части (бассейн Убы) характерны различного рода ориентированные возвышенности, возникшие в процессе эрозионного расчленения древних поверхностей выравнивания.

Южный Алтай представляет систему субширотных хребтов, слабо виргирующих и снижающихся на юго-запад с 3480 до 2500 м. Относительные высоты в среднем составляют 800—1000 м. Четко выражена высотно-морфологическая ярусность: альпийское высокогорье (выше 2300—2500 м) с реликтами поверхностей выравнивания; обширные холмисто-мелкосопочные выровненные поверхности хребтов (на высотах 1500—

2500 м); увалистые и всхолмленные поверхности междуречий (на высотах 600—1500 м); глубоко врезуемые речные долины с резко расчлененными склонами, предопределенные разломами; плоские равнинные поверхности днищ внутригорных впадин с высокими поперечными перемычками.

Субширотный Калбинский хребет разветвляется на две составляющие северо-западного направления. На востоке высоты достигают 1600 м, к западу к мелкосопочным равнинам Казахстана он снижается до отметок 600—700 м. В целом он представлен холмогорно-среднегорным рельефом с окруженными равнинами, изолированными массивами. Выделяются холмистые останцовые массивы, часто приуроченные к выходам гранитоидов (Айратау, Коктау и др.).

Орографической особенностью Горного Алтая является северо-западное и широтное расположение хребтов, параллельность горных цепей, постепенное увеличение высот с северо-запада на юго-восток.

Территория Алтая дренируется многочисленными горными реками, число которых достигает 20188, общая их длина 65555 км. Густота речной сети 700—800 км на 1000 км². В большинстве случаев реки отличаются бурным течением и наличием порогов, участки с медленным течением приурочены к межгорным котловинам.

Главный водораздел примерно совпадает с государственной границей РФ.

Направление долинно-речной сети большей частью контролируется ориентировкой горных хребтов и их основных отрогов, однако главные реки имеют северо-западное генеральное направление и относятся к бассейну Северного Ледовитого океана.

Морфология речных долин различается для северной и юго-восточной половины Горного Алтая. Простой V-образный поперечный профиль, начало в низко- и средневысотных хребтах, элементы рельефа, обусловленные исключительно эрозионными процессами.

Для долин юго-восточной половины характерно изменение морфологии долин вниз по течению от высокогорных хребтов, высокоподнятых плато, плоскогорий к межгорным впадинам, разнообразие факторов формирования долин, и в первую очередь неоднократного четвертичного оледенения. Корытообразный U-образный поперечный профиль долин (троги), чередующиеся участки ледниковых и водно-аккумулятивных форм рельефа, конусы выноса, каменные глетчеры, элементы рельефа, обусловленные водной эрозией и аккумуляцией.

Тектоническое и геологическое строение

Алтай, как и все горные страны, прошел длительный путь геологического развития, сформировавший сложное современное геологическое строение горной страны. Алтае-Саянская горная область включает байкальские, салаирские, каледонские и герцинские складчатые сооружения, осложненные средне- и позднепалеозойскими межгорными

прогибами и мезозойско-кайнозойскими впадинами. Среди осадков последних известны триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные. По степени устойчивости к процессам размыва выделяются две крупные группы пород: 1) плотные метаморфические, эффузивно-терригенные и изверженные палеозойские и протерозойские породы и 2) рыхлые легко разрушаемые породы мезо-кайнозойского чехла.

Алтае-Саянские горы не могут рассматриваться как эпиплатформенные, так как не подвергались полному доорогенному выравниванию. Они возникли в условиях новейшей активизации герцинских и более древних складчатых зон. Хотя стабилизация структур в основном завершилась к позднему палеозою, местами на фоне относительно спокойного режима и преимущественного развития денудационных процессов происходило образование горного рельефа и в карбоне, и в перми, а возможно и в начале триаса. Этапы активизации чередовались с этапами выравнивания.

В юрский период область сохраняла режим преобладающих восходящих движений (активность которых с течением времени изменялась), поставивших обломочный материал для областей предгорных и межгорных опусканий.

В мелу-палеогене произошло обособление Алтае-Саянской области, ставшей самостоятельной крупной морфоструктурой в пределах горного пояса Южной Сибири. Этому способствовало образование к югу от нее Зайсанской и Убсунурской депрессий.

Последующей тенденцией в развитии морфоструктуры Алтае-Саянской области явился рост и усложнение наложенных форм, обновление древних разломов. При этом все более четко, особенно в западной части области, начала намечаться субширотная перестройка герцинского структурного плана, характеризовавшегося северо-западным простиранием элементов. В результате ее активизации в олигоцене сформировался горный рельеф области, приближавшийся по облику к современному, но с меньшими абсолютными высотами – типа среднегорного. Возраст горного рельефа, как олигоцен-миоценовый, датируется достаточно уверенно по распространению в долинообразных понижениях позднеолигоценовых и миоценовых аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков, а также по внутривпадинным базальтам того же возраста.

В плиоцен-четвертичное время продолжается рост гор, наметилось изменение климата (аридизация и похолодание). В этих условиях происходило моделирование олигоцен-миоценового рельефа – появилась сложная мозаика альпийского высокогорья, сформировавшегося в основном в средне- и позднеплейстоценовый этап.

Морфоструктура

Горный рельеф Алтая, согласно мнению большинства исследователей, создан сводово-глыбовыми новейшими деформациями. Поскольку новейшие

деформации накладывались на сложную блоковую структуру субстрата, сводообразные изгибания земной коры происходили одновременно с выдвиганием и перекашиванием тектонических блоков, ограниченных разломами, по которым происходили унаследованные движения.

В связи с различной степенью тектонической напряженности и уменьшением интенсивности новейших поднятий от центра к периферии, в наиболее высоко поднятых частях Алтая крупные положительные структуры обычно включают несколько ярусов рельефа – от высокогорного до равнинного внутригорных впадин. Ярусность рельефа отмечается и в пределах косых блоков крупных морфоструктур. В периферических, менее поднятых частях, высокогорный, а местами и среднегорный ярусы отсутствуют. Крупные горные сооружения имеют сложное строение и состоят из сводово-глыбовых и глыбовых структур разных порядков, выраженных системами хребтов или отдельными хребтами.

Итак, формирование морфоструктуры Алтая было длительным процессом (начиная с мезозоя, а местами с позднего палеозоя), слагавшимся из чередования эпох замедленных и ускоренных движений при общей тенденции к более медленным общим поднятиям и к более интенсивным локальным. Все наблюдаемые на этой территории новейшие опускания были относительными.

В формировании морфоструктуры Алтая важную роль играли разломы, особенно глубинные. Подавляющая часть их принадлежит к типу сбросов и взбросов. Многочисленные примеры свидетельствуют о том, что зоны разломов в новейшее время активны не на всем протяжении, а лишь на отдельных участках, на которых и происходит смещение с образованием уступов. При этом наиболее активны боковые оперяющие ветви древних разломов.

Наиболее характерно сопряжение разнопорядковых морфоструктур по унаследованным и новейшим разломам. Выделяются следующие типы сочленения: сбросовые амплитудные в виде различных по высоте эрозионно-тектонических уступов, безамплитудные и надвиговые. Последний тип сочленения хребтов и впадин отмечен в зонах Курайского, Шапшальского разломов.

Морфоскульптура

В пределах Алтая широко распространены поверхности выравнивания. Остатки поверхностей встречаются на самых различных высотах, что обусловлено как их разновозрастностью, так и неравномерностью тектонических движений.

Предъюрская поверхность выравнивания, фиксированная корами выветривания, развита по северной периферии – на северном погружении Кузнецкого Алатау. Небольшие участки этой поверхности сохранились и в осевых частях горных хребтов, где они венчают останцовые массивы.

Раннемеловая поверхность выравнивания и связанные с ней коры выветривания прослеживаются на северо-западном погружении Кузнецкого Алатау (Бийский выступ). В юго-восточном направлении фрагменты этой поверхности отмечаются до высоты 1400 м. Местами она образует пьедестал останцовых возвышенностей. Позднемеловая поверхность выравнивания наиболее широко распространена на боковых отрогах основных хребтов и образует поверхности высоких нагорий.

Эоценовая поверхность выравнивания наиболее широко развита в предгорных районах на высотах до 1000 м; местами она сливается в единый уровень с позднемеловой поверхностью.

На Рудном Алтае проявляется тенденция к снижению высоты поверхностей выравнивания к западу, что определяется его расположением на периферии Алтайского мегасвода. На Южном Алтае на водоразделах выделяются более молодые (позднемеловые) холмистые поверхности и более древние (раннемеловые) холмисто-увалистые, перекрытые толщами сантонских кварцевых галечников с глинистой вмещающей массой. Поверхности выравнивания палеогенового возраста отмечены лишь по западной окраине Южного Алтая.

На Рудном Алтае долины основных рек (Ульбы, Бухтармы и др.) согласуются с планом новейших структур – огибают или оконтуривают их. В крупных долинах, на высотах до 100—180 м отмечаются практически повсеместно до 6—8 террас, а выше (200—300 м) террасы встречаются локально.

В Южном Алтае долины ущелистые и U-образные, с врезанными меандрами и порожистыми руслами, комплексом эрозионно-аккумулятивных цокольных террас на высотах до 100 м. Верховья рек троугообразные. Установлено, что нижний комплекс из 4—5 террас сочленяется со стадийными моренами последнего оледенения.

Преобладающей в Алтае является эрозионная морфоскульптура. Основная часть междуречий представлена склонами речных долин разного порядка. Глубина расчленений отражает интенсивность поднятий. В зонах локальных поднятий нередко наблюдается обновление склонов ранее сформированных долин и глубокие врезы в их днища.

Чередование холмистых выровненных пространств и разделяющих их зон расчлененного, преимущественно денудационно-эрозионного рельефа создает основной облик междуречий Калбинского поднятия. На Рудном Алтае междуречья расчленены значительно, но неглубоко и имеют холмистый облик; они подрезаются более крутосклонными врезами вдоль речных долин.

Многолетняя мерзлота на Алтае распространена фрагментарно.

На Рудном Алтае реликтовые формы мерзлоты встречаются в разрезах четвертичных толщ почти повсеместно до высоты 400 м. Следы современного и недавнего морозно-солифлюкционного преобразования отмечаются на высотах 1800—2000 м. С этими же высотами совпадает развитие форм

последнего позднечетвертичного оледенения. Следы более раннего оледенения встречаются в междуречьях до высоты 1400м.

На Южном Алтае мерзлотные проявления отмечаются в реликтовом состоянии до высоты 1300м, наиболее интенсивные – выше 1700м. Следы ледникового воздействия в междуречьях совпадают с этой же высотой, по долинам конечноморенные гряды отмечаются до отметок 1000—1100 м на северных склонах и до 1400—1500 м на южных.

Современные рельефообразующие процессы

Новейшие деформации сводового типа Южного Алтая являются по отношению к структурам субстрата неунаследованными. Они нарушены разрывами, возникшими либо при омоложении древних разломов, либо за счет новейших нарушений сплошности земной поверхности при изгибах. Таковы грабенообразные раздвиги, создавшие Марнакульскую и Май - Капчигойскую впадины, и горстообразные выступы, определившие формирование западной части Курчумского хребта.

В целом для Алтая типична перестройка структурного плана. Вместе с тем при формировании новейших структур намечается разная степень переработки ранее сформировавшихся структурных этажей. Между молодыми и древними структурами обычно наблюдаются сложные связи, вплоть до полной перестройки как знака, так и направления движений. На примере крупной морфоструктуры Танну-Ола видно, как субширотные новейшие движения объединили в единый орографический элемент совершенно разнородные древние тектонические структуры салаирского, каледонского, герцинского и мезозойского возраста с различными направлениями простираний и знаков движения.

Здесь наблюдаются поверхностные и многочисленные подземные карстовые формы. Карстовые воронки, овраги, мосты и арки, естественные шахты и колодцы, входные лабиринты пещер покрывают поверхность известняковых массивов, придавая им своеобразный облик .

Полезные ископаемые

Алтайская область обладает разнообразием природных ресурсов. В ее недрах заключены месторождения цветных металлов, золота, ртути, сурьмы, вольфрама, марганца, железа, мраморов, бурого угля, минерально-строительного сырья. Особенно важное значение имеют полиметаллические руды Юго-Западного Алтая, связанные с герцинскими структурами и приуроченные к интрузивным куполам грабена Рудного Алтая. Расположение месторождений промышленного значения удачно сочетается обильными гидроэнергетическими ресурсами алтайских рек, и в первую очередь Иртыша, на котором построены Усть-Каменогорская и Бухтарминская ГЭС.

Восточная Сибирь

Горы и впадины Байкальской рифтовой зоны

1. Прибайкалье и Забайкалье – горные сооружения, которые с юго-востока окаймляют Сибирскую платформу и отделяются от нее крутым хорошо выраженным уступом высотой 600-700 м, очень протяженным (более 1000 км). От Восточного Саяна Прибайкалье отделяется глубокой Тункинской впадиной. На юге горные хребты, постепенно понижаясь, сливаются с равнинами и степями Монголии. Восточная граница по 121° меридиану.

Орографический план Прибайкалья и Забайкалья подчинен строгому порядку. Горные хребты и межгорные впадины расположены закономерно: они образуют систему параллельных друг другу поясов, простирающихся на юго-западе субширотно, а на остальной части – на северо-восток.

Орографическим стержнем области служит пояс межгорных глубоких впадин, обрамленных высокими горными хребтами (высотой 3000 м). Три самых глубоких впадины заполнены водой и носят название Байкал. Дно впадин находится на 1150 – 1100 м ниже уровня океана, а вершины хребтов на 2500 – 3000 м выше.

Тектоника

Байкальская складчатая система (байкалиды) верхнепротерозойского возраста - «древнее темя Азии», докембрийское ядро, Байкальское сводовое поднятие.

Н.С. Шатский предложил назвать её байкалидами и разделил на Саяно-Енисейскую и Байкало-Патомскую складчатые системы. Эти системы сочленяются с Сибирской платформой по Саяно-Байкальскому краевому шву, протяженностью 1000 м от Енисейского поднятия до оз. Байкал, разлом хорошо фиксируется в рельефе, уступ осложнен многочисленными оперяющими разломами («птичье перо»). Разлом фиксируется от архея до кайнозоя. Много антиклинориев и поднятий.

Баргузино-Витимская складчатая система – в архее, протерозое обнажается в Чарской и Муйской глыбах, в рифее закрывается.

В карбоне – Ангаро Витимский батолит – грандиозный, мощностью 100 000 км², «баргузинский» и «витимский» комплексы гранитов – монзониты и аляскитовые граниты.

С девона Баргузино-Витимская складчатая система – крупный материк, испытывающий воздымание.

На юге – область осадконакопления – Селенгино-Яблоновая геосинклиналь.

В перми формируется Орхон-Селенгинский вулcano-плутонический пояс – липариты, базальты, мощностью 10 – 12 км.

С триаса – тектонический покой.

В триасе, юре – формируются грабены-впадины: Гусиноозерская, Хилокская, Ингодинская.

В мелу-палеогене – континент, платформенные условия, коры выветривания.

К концу эоцена появляются предвестники рифтогенеза: площадные излияния основных лав и образование плоских прогибов, заполненных вулканогенно-осадочными отложениями.

В олигоцене – миоцене впадины углубляются, вулканизм переходит в базальтовый.

К среднему плиоцену приурочена главная стадия рифтогенеза: впадины резко углубляются и становятся односторонними грабенами, окружающие их хребты растут. Возникает Байкальская рифтовая зона – Тункинская, Байкальская, Верхнеангарская, Баргузинская, Муйская, Чарская, протяженностью 2500 км. Они выполнены грубыми осадками: конгломератами, брекчиями, галечниками, песчаниками. Мощность осадочных отложений впадин до 7000 м. Следовательно, размах высот поверхности превышает 4000 м. При этом на дне южной и центральной

впадин Байкала накопились осадки мощностью 7000 м. В Баргузинской и Тункинской впадинах – 3000 м. Мощность земной коры 50 – 60 км.

Некоторые исследователи (Зорин, Н.А. Логачев, Солоненко, Флоренсов) считают, что ведущим процессом в развитии структуры и рельефа в этой горной области в кайнозое является впадинообразование, рифтообразование (рифтовая зона), тектонические движения, выражающиеся в явлениях растяжения земной коры, верхней мантии.

Морфоструктура Байкальской рифтовой зоны возникла в результате взаимодействия южного края Сибирской платформы и поясов байкальской, каледонской, герцинской и мезозойской складчатостей.

Байкальская рифтовая зона – классический пример широкого развития дизъюнктивных новейших деформаций. Активные рифтовые разломы с большими вертикальными (до 3500 – 4000 м) и значительными горизонтальными смещениями (до первых километров) предопределили основные черты рельефа территории. По интенсивности новейших поднятий хребты подразделяются на высокие (выше 2000 м), средние (1000 – 2000 м) и низкие (до 1000 м).

Согласно последним представлениям эта геоморфологическая провинция делится на:

1. горы и впадины Байкальской рифтовой зоны;
2. горы и впадины Прибайкальской предрифтовой зоны;
3. горы и впадины Забайкальско-Становой области на древнем гетерогенном складчатом основании.

Горы и впадины Байкальской рифтовой зоны располагаются дугообразной полосой по западному и восточному берегам оз. Байкал и протягиваются далее в северо-восточном направлении. Они возникли в результате поперечного (горизонтального) растяжения земной коры, в результате которых образовались впадины-грабены и компенсационные поднятия горстовых хребтов.

Основные орографические единицы здесь – это резко расчлененные хребты: Хамар-Дабан (2304 м, 2600 м), Приморский (до 2000 м, 1709 м), Байкальский (2572 м, г. Черского), Баргузинский (2840 м), Верхнеангарский (2608 м), Северо-Муйский (2700 м), Икатский (2612 м), хр. Коларский (2467 м, Скалистый Голец), хр. Удокан (2999 м). А также рифтовые впадины с наклонными предгорными равнинами по окраинам – Баргузинская, Кичерская, Верхнеангарская, Муйская. И самые глубокие – оз. Байкал (1626 м). Абсолютные высоты хребтов варьируют от 200 до 2800 м, впадин – от 450 до 600 м. Уровень Байкала равен 455 м, максимальная глубина – 1620 м. Относительные превышения в системе хребет-впадина в среднем 2000 м, а в пределах хребтов достигают 1000 – 1500 м.

В денудационно-тектоническом рельефе Байкальского рифта выделяются следующие региональные высотные уровни, постепенно сменяющие друг друга:

1. На высоте 2000 – 2800 м – денудационный уровень центральных частей рифтовых хребтов, он представляет собой сильно деформированные участки древней (мел-палеогеновой) поверхности выравнивания сильно преобразованной процессами эрозии, экзарации, гольцовой денудации; крупные хребты с альпинотипным рельефом (юго-западная часть Хамар-Дабана, Баргузинский, Байкальский, Верхнеангарский и Северо-Якутский). (Кодар – ледники, снежники – перелетки, кары)
2. На высоте 1500 – 2000 м. денудационный уровень в осевых частях среднегорных хребтов и на предгорных ступенях, менее расчлененный и не затронутый древними оледенениями. Это среднегорные хребты с уплощенными вершинными частями (Приморский, Икатский, северо-восточная часть Хамар-Дабана). Характерные элементы – antecedentные долины (долина Витима через Северо-Муйский хребет).

3. На высоте менее 1500 м. – уровень мало измененных и слабо деформированных реликтов мел-палеогеновой поверхности выравнивания, сохранивших остатки кор выветривания (Приольхонье) – эрозионно-гольцовый, эрозионно-плоскогорный.
4. На высоте 500 – 600 м аккумулятивный террасированный уровень днищ рифтовых впадин (впадины до 150 м над уровнем Байкала).

В геологическом строении коренного основания – сложно дислоцированные архейские и протерозойские комплексы – кристаллические сланцы, кварциты, мраморизованные известняки. В структуре – резкие флексуры и крутые моноклинали, четко выраженные в рельефе. Осадочные толщи оконтуривают крупные поля протерозойских интрузий гранитоидов. Породы платформенного чехла (юрские – неогеновые) сохранились лишь во впадинах.

Положительные морфоструктуры Байкальской рифтовой зоны представлены глыбовыми (Баргузинский, Байкальский, Северо-Муйский, Делюн–Уранский, Верхнеангарский, Южно-Муйский, Коларский) хребтами; сводо-глыбовыми – Икатский, Улан-Бургасы – сводовые поднятия, осложненные разломами.

Все положительные морфоструктуры относятся к разряду денудационно-тектонических, возникших в результате дробления и взламывания относительно выровненной мел-палеогеновой поверхности. Это горсты и удлиненные своды, осложненные разломами. Структуры часто ассиметричны.

Горная система Байкальской рифтовой зоны относится к новообразованным эпиплатформенным сооружениям.

Самые древние рифтовые впадины – Южно-Байкальская, Северо-Байкальская и Тункинская – олигоцен-эоцен. Более северные – Баргузинская, Верхнеангарская, Муйская – образовались в миоцене. На северо-востоке Чарская впадина образовалась в миоцен-плиоцене. Таким образом, развитие

идет в направлении с северо-запада на северо-восток. Есть и моложе – малые впадины четвертичного возраста.

Байкальский рифт – классическая область развития разломов, которые активны, сейсмичны (землетрясения до 6 – 8, иногда до 11 баллов), хорошо выражены в рельефе и определяют основные черты морфологии. Наиболее крупные – продольные региональные рифтовые разломы, разграничивающие горст-антиклинальные хребты и грабен-синклинальные впадины (Обручевский сброс, Баргузинский разлом).

Много региональных поперечных разломов – по ним спрямленные долины и понижения, многочисленные разломы, локальные крупные трещины, зоны повышенного дробления. Характерны морфоструктурные узлы – участки схождения двух и более разломов – к ним обычно приурочены полезные ископаемые.

Хребты и котловитны сопрягаются двумя типами:

посредством крупных и весьма круто падающих разломов – Борщовочный хребет с одноименной котловиной;

второй тип сопряжения – в виде флексур большого радиуса, осложненных разрывными нарушениями. Например, Баргузинская котловина с Икатским хребтом.

Морфоскульптура

Древние поверхности выравнивания, древние долины в виде линейных депрессий. Основные типы современных долин на хребтах – расширенные троговые или ущелистые эрозионные, во впадинах – плоскодонные эрозионно-аккумулятивные.

Резко и глубоко расчлененные рифтовые хребты имеют четкие границы с областями слабого расчленения или с нерасчлененными равнинами впадин.

Преобладающие морфоскульптурные комплексы: денудационный, ледниково-экзарационный, криогенно-денудационный (гольцовый), эрозионный (на склонах) и аккумулятивно-аллювиальный (в котловинах).

Горы и впадины Прибайкальской предрифтовой зоны

Представление о предрифтовых неотектонических и геоморфологических зонах разработано А.Г. Золотаревым. Рифтогенные процессы, постепенно затухая, распространяются к западу на 450 км от оси рифтовой зоны.

Орографически территория Прибайкальской предрифтовой зоны разделяется на Байкало-Патомское и Верхнеленское нагорья, Ангарский кряж, Предбайкальскую, Предсаянскую и Окинскую депрессии.

Байкало-Патомское нагорье расположено на севере Байкальской горной области. Оно состоит из краевого поднятия и внутренней депрессии. Рельеф краевого поднятия средне- и низкогорный. На юго-западе – наивысшая точка всего нагорья – г. Иняптук (2578 м). Рельеф внутренней депрессии низкогорный.

Из котловин предрифтовой зоны самую большую протяженность (около 1000 м) имеет Предбайкальская, она расположена вдоль западных склонов гор Предбайкалья и Байкало-Патомского нагорья.

В рельефообразовании этой зоны решающее влияние играют рифтогенные процессы, которые проявляются в виде возникновения компенсационных сил и соответственно неотектонических и рельефообразующих процессов сжатия. Веское доказательство этому – наличие высокого (сотни метров) уступа, отделяющего Байкало-Патомское нагорье от Среднесибирского плоскогорья и протягивающегося примерно на 500 км и систему позднепалеозойских надвигов в сторону Сибирской платформы.

Выражением в рельефе компенсационных сил сжатия является образование морфоструктур линейного коробления. Таких структур четыре: Саяно-Патомская (отрицательная), Лено-Тонодская (положительная), Окинско-Тунгусская (отрицательная) и Ангаро-Нюйская (положительная). Они осложняют структурный план.

Современный рельеф предрифтовой зоны создан новейшими движениями эоцена.

Прибайкальская предрифтовая зона сейсмична, сила землетрясений в 5 – 7 баллов.

Характерной особенностью рельефа этой зоны является одновременное формирование двух типов накладывающихся друг на друга макроформ. Ведущая придается морфоструктурам линейного коробления.

Тип рельефа – среднегорный эрозионно-гольцовый с нагорными террасами, кары, ригели, морены.

Морфоскульптура Прибайкальской предрифтовой зоны характеризуется денудационным выравниванием, эрозионным и древнеледниковым расчленением. Две поверхности выравнивания: мел-палеогенового и неогенового возраста или придолинной, которая характеризуется хорошей сохранностью.

Речные долины широкие в неотектонических погружениях образуются дельты и антецедентные сужения на поднятиях. Время их заложения относится к плиоцену. Например, долина Витима через Муйские и Делюн – Уранский хребты, долина Олекмы в районе Больших порогов.

Густота расчленения от 0,3 до 1 км. Глубина расчленения от 200 до 1000 м.

Азональная морфоскульптура – карстовая. Реликтовая морфоскульптура хорошо выражена в районах древнечетвертичного оледенения Байкало-Патомского нагорья.

Широко представлен криогенный микро- и мезорельеф.

В Прибайкальской и Присаянской депрессиях на аллювиальных и озерных отложениях встречаются закрепленные древние эоловые формы.

Горы и впадины Забайкальско-Становой области на древнем

гетерогенном складчатом основании

Сюда относятся Забайкальские среднегорья, Хэнтей-Чикойское нагорье, Становой хребет и Джугджур.

В Забайкалье распространены преимущественно низкие и средневысотные горы и плоскогорья. Горы вытянуты на юго-запад субширотно, а на остальной территории Забайкалья на северо-восток.

На юго-западе развиты сравнительно короткие хребты, пересеченные долинами рек Селенги и Хилка – хр. Улан-Бургасы (до 1936 м), Курбинский (1748 м). Южнее Удинского понижения хр. Худунский (173 м), Заганский (1348 м), Цаган-Хуртэй (1581 м), Яблоновый (1680 м), Малханский (1735 м) – это Западное Забайкалье.

Рельеф здесь эрозионный низкогорный. Днища впадин лежат выше уровня моря. Горные хребты как бы тонут в рыхлых отложениях. Пологосклонные с широкими днищами пади и плоские вершины междуречий – Селенгинская Даурия.

Центральное Забайкалье захватывает Витимское плоскогорье (950 – 1300 м) – относительно пониженное пространство с широкими плосковершинными хребтами и впадинами. На уплощенных поверхностях хребтов насажены невысокие сопочные массивы, иногда резких очертаний. С конца кембрия до триаса шла планация рельефа, в мезозое – активизация магматизма. Сильных поднятий в неоген-четвертичное время не наблюдалось.

В олигоцене во впадинах отложились озерные и аллювиальные отложения и сформировали равнины: Баунтовская, Амалатская, Еравнинская, Ципиканская. Озера.

Восточное Забайкалье, представленное Олёкминским нагорьем (Олёкминский Становик, 1808 м). Это приподнятые, местами корабленные блоки, разделенные узкими (10 – 15 км), межгорными впадинами.

Среднегорный гольцовый рельеф, редко ледниковый. Во впадинах сильно расчлененный эрозионный рельеф, долины террасированы.

К югу от Центрального и Восточного Забайкалья располагаются северо-восточное окончание Хэнтей-Чикойского (2500 м) нагорья и горы и равнины Юго-Восточного Забайкалья. В него входят хребты: Борщовочный (1501 м), Газимурский (1258 м), Урюмканский (1298 м), Нерчинский (1476 м) и Даурский (2523 м). В Даурском хр. Голец Сохондо (2499 м), Быстринский голец (2523 м).

Это - обширные пологоволнистые поверхности, ограниченные снизу ярусом крутосклонного расчлененного рельефа с остатками кор выветривания. Много островных гор.

В котловинах, горах и плоскогорьях всего Забайкалья выделяются два уровня: денудационно-тектонические плато, сложенные в основном лавами, и цокольные структурно-денудационные равнины для внутригорных понижений.

Общим для гор байкальско-каледонско-герцинской складчатой области является закономерная и последовательная смена в южном направлении давно заложившихся тектонических структур все более молодыми. Горы этого региона сложены верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими гранитоидами, триасовыми и юрскими отложениями, а также эффузивами и туфами разного возраста. Кайнозойские, местами четвертичные, эффузивы встречаются на Витимском плоскогорье (вулканы Мушкетова, Обручева, Лопатина), хр. Удокане.

Наиболее крупные поднятия Юго-Восточного Забайкалья – Даурский (1664 м) и Борщовочный хр (1501 м). Сложены верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими гранитоидами (герцинскими), песчаниками, кристаллическими сланцами.

В котловинах наблюдаются мезозойские конгломераты, песчаники и кайнозойские континентальные отложения.

Преобладают сводово-глыбовые морфоструктуры, ограниченные разломами. Своеобразные линейно-вытянутые горст-антиклинальные хребты чередуются с удлиненными грабен-синклинальными впадинами.

Новейший орогенез начался в этом районе не одновременно: на Витимском плоскогорье в позднем плиоцене, а в Восточном Забайкалье на Олекменском нагорье приблизительно в $N_1 - N_2$. Новейшие морфоструктуры унаследовали облик доорогенных структур и были лишь частично изменены в новейший этап развития рельефа. Преобладавший в мелу и эоцене выровненный рельеф был затем преобразован несколькими фазами новейших тектонических движений, глубоким эрозионным расчленением, денудацией, образованием педиментов.

В Забайкалье случаются землетрясения в 5 – 7 баллов.

В зоне сводовых гор, котловин и плоскогорий Центрального Забайкалья развиты складчато-глыбовые денудационно-тектонические морфоструктуры, они чередуются с удлиненными котловинами забайкальского типа.

В Юго-Восточном Забайкалье наряду с такими впадинами распространены изометричные котловины гобийского типа и цокольные структурно-денудационные равнины.

Хэнтей-Чикойское нагорье – пологое сводообразное сооружение, разбитое разломами на блоки.

Морфоскульптура

Поверхности выравнивания - мел-палеогенового возраста, хорошо сохранились увалистые плато и сглаженные низкие горы.

Вторая поверхность выравнивания – миоценовая, скрыта под лавами.

Третья поверхность выравнивания, более низкая – наклонная равнина-педимент неоген-четвертичного возраста, окаймляющая днища крупных речных долин и котловин. Она сопровождается мерзлотно-солифлюкционными формами рельефа.

Густая сеть речных долин. В горах они узкие и глубокие – пади, в котловинах – более широкие, но неглубокие, террасированные. Склоновые отложения широко распространены в Забайкалье, т.к. здесь резко континентальный климат.

Современные реки текут по дну мезокайнозойских депрессий или эпигенетически прорезают новейшие горные поднятия, где часто образуют врезанные меандры или же вырабатывают новые долины в пределах ослабленных разломами зон. (Витим, Олекма).

Рисунок речной сети: диагональный (по перекрещивающимся разломам), дендритовый (в котловинах), параллельный (по разломам).

Глубина расчленения различна.

Преобладает аazonальная морфоскульптура: склоны долин и междуречий различной степени расчленения, деллювиально-проллювиальные конусы выноса, субаэральные дельты, эоловые (аккумулятивные и дефляционные) формы.

Криогенная зональная морфоскульптура.

На высоте более 900 м – мерзлотно-солифлюкционные формы, гольцы с нагорными террасами, курумы.

Наблюдается комплекс горно-ледниковых и нивальных форм, аккумулятивно-ледниковых форм древнего оледенения.

Горные сооружения Северо-Востока

Рельеф и структурно-геоморфологические районы

Северо-Восток – область, где было сделано самое крупное географическое открытие XX века (в пределах суши) – в 1926 году открыта огромная горная страна (система) Черского (1200 км). Это замечательное открытие было сделано С.В. Обручевым и К.А. Салищевым, но особенности орографии края уточняется до сих пор. В структурно-геоморфологическом плане различают: Верхояно-Чукотскую мезозойскую складчатую страну, Охотско-Чукотский вулканический пояс, Анадырско-Корякскую кайнозойскую складчатую страну.

Нагорье Черского имеет юго-восточное направление и состоит из двух основных горных цепей – цепи С. Обручева и цепи Билибина, разделенных сложной рифтовой Момо-Селеняхской впадиной протяженностью 1000 км. Существует гипотеза о связи нагорья Черского с общепланетарной системой срединно-океанических хребтов. А.Ф. Грачев и Р.М. Деменицкая считают, что срединно-океанический подводный хребет Гаккеля, находящийся в Северном Ледовитом океане продолжается на суше Момо-Селеняхской впадиной. Это узкая ограниченная разломами и осложненная грабенами аккумуляционная долина. Она замечательна проявлением четвертичного вулканизма, большой контрастностью неотектонических движений и сейсмичностью до 8 баллов. Нагорье Черского в морфоструктурном отношении – складчато-глыбовое.

Верхоянская горная страна – другой крупный элемент орографии и морфоструктуры Северо-Востока. Она протягивается от устья Лены на восток на 1500 км, образуя естественный рубеж между бассейнами Лены и Яны. Гребни основных хребтов соответствуют своду Верхоянской антиклинальной зоны, т.е. являются прямыми морфоструктурами. В отличие от нагорья Черского Верхоянская горная страна – это складчатое

среднегорье. На юге Верхоянская горная страна разветвляется на хр. Сеттэ-Дабан и хр. Сунтар-Хаята с наивысшей точкой г. Мусхая – 2959 м.

Следующей крупной орографической единицей является Колымское нагорье (Колымская платформа или Колымский срединный массив). Это обширное морфоструктурное поднятие сводово-глыбового типа со среднегорным рельефом включает следующие срединные и остаточные массивы: Омолонский, Оймяконо-Охотский, Новосибирский, Тайгоносский, Чукотский и др.

Колымское нагорье осложнено сравнительно небольшими хребтами, ориентированными поперек основной оси нагорья. Близки по характеру к Колымскому нагорью Чукотское и Чаунско-Амгуэмское нагорья. В основе их лежит также сводовое поднятие, длинная ось которого с высоты 2320 м ориентирована поперек «оси» Колымского нагорья, т.е. в северо-западном направлении.

Вдоль южной границы мезозойд по границе их с Охотским морем и Корьякско-Камчатской складчатой областью протягивается своеобразная морфоструктурная зона – Охотско-Чаунский (Чукотский) тектономагматический пояс вулканических гор. Пояс связан с глубинным разломом. В меловом-палеогеновом периодах здесь происходили мощные вулканические извержения и излияния лав.

Если южный край пояса мезозойд Северо-Востока представляет собой структурный уступ, обрывающийся к Охотскому морю, то северный его край, обращенный к Ледовитому океану, носит совершенно другой характер. Это пологий склон, переходящий в шельф. Здесь широко распространены невысокие кряжи (Полоусный, Улахан-Сис), плато, равнины, обширные низменности (Яно-Индибирская, Индибирская, Колымская) высотой до 50 – 100 м. В структурном отношении вся область Восточно-Сибирской низменности располагается на неравномерно опущенных блоках Колымского и Новосибирского срединных массивов. В настоящее время опускание

расширяется по площади и распространяется в пределы суши все дальше к югу.

Восточно-Сибирскую низменность и окаймляющую ее с юга дугу гор И.А. Резанов считает основными элементами новейшей тектоники Северо-Востока, определяя их как область наложенного опускания и область поднятия. И.А. Резанов проводит мысль, что особенностью неотектоники мезозойд Северо-Востока является малая контрастность движений, за исключением нагорья Черского и вдоль Охотского моря. Он называет поднятие области мезозойд «столообразным», отмечая его почти платформенный характер.

Большая часть территории Северо-Востока на протяжении почти всего мезозоя представляла собой огромную геосинклиналь, которая простиралась от окраины Сибирской платформы на восток до Чукотского полуострова, огибая жесткие упоры Колымского, Омолонского и Охотского срединных массивов. Здесь шли процессы осадконакопления и складкообразования, в которые были вовлечены и участки срединных массивов. В результате к концу мезозоя на месте геосинклинали образовалась обширная складчатая страна. В кайнозойе геосинклинальному прогибанию подверглась восточная окраина территории Северо-Востока, охватывающая Анадырско-Корякскую область. Параллельно со складкообразовательными и вертикальными движениями здесь развивался интенсивный вулканизм.

Особое место в истории геологического развития занимает Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Здесь проявился мощный наземный меловой и палеогеновый вулканизм и заложились серия глубинных разломов.

После превращения геосинклинальных областей в складчатые развитие их протекало в основном в континентальных условиях при взаимодействии тектонических движений и сопутствующих им экзогенных процессов. Сменялись фазы восходящего развития рельефа нисходящими.

В четвертичном периоде наряду с деятельностью рек получили развитие оледенения, охватившие лишь области горных поднятий. Обширные опускающиеся северные низины развивались в условиях резко континентального климата с процессами озерно-речной аккумуляции и криогенной деятельности.

Таким образом, в структурно-геоморфологическом отношении на территории Северо-Востока Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ выделены: Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая страна, область Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Анадырско-Корякская кайнозойская складчатая страна.

В Пределах Верхояно-Чукотской мезозойской страны выделяются 7 геоморфологических областей: 1. Верхоянская; 2. Полоусненско-Верхнеколымская; 3. Яно-Оймяконская складчатая горная область; 4. горная область выступов Колымского и Омолонского срединных массивов; 5. области Северных низин; 6. Анюйско-Чукотская складчатая горная область и 7. горная область Охотского срединного массива.

Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая страна

Верхоянская горная область

Характеризуется интенсивными неотектоническими движениями (преимущественно сводовыми поднятиями), четким отражением структур в рельефе; во второй половине мезозоя формировалась как слабо поднятая горная страна с незначительным эрозионным срезом. Современный рельеф создан при участии новейших движений, наложенных на древний структурный план. Рельеф резко расчленен гидросетью, ориентированной вкрест простирания. Повсеместно развиты хорошо сохранившиеся формы рельефа двух оледенений горного типа. В хребте Сунтар-Хаята имеются современные ледники.

Здесь выделяют следующие геоморфологические районы:

1. Среднегорный (с высотой 2500 – 2900 м) альпинотипный рельеф осевых хребтов Верхоянской мегантиклинали и Сетте-Дабанского

антиклинория с широким развитием продольных разломов. Сложены эти хребты комплексом песчаников сланцевых пород карбона, перми, триаса, юры.

2. Мелко- и среднегорный грядово-хребтовый рельеф склонов Верхоянской мегантиклинали и окраины Южно-Верхоянского синклинория с остатками поверхностей выравнивания. Высоты снижаются до 1000 – 500 м.
3. Мелкогорный рельеф Хараулахского горста с остатками поверхностей выравнивания.
4. Мелко- и среднегрядовый рельеф Западно-Верхоянской антиклинали с широким развитием продольных разломов.
5. Среднегорный альпинотипный рельеф массива Сунтар-Хаята (Южно-Верхоянский синклинорий) с вершинами отпрепарированных интрузий и с бронированными вулканическими нагорьями.
6. Холмистый рельеф Юдомской тектонической впадины.

I. Полуосненско-Верхнеколымская горная область

Вытянута в северо-западном направлении, включает в себя всю горную систему Черского и хр. Сарычева, на севере замыкается широтно простирающимися кряжами Полуосным и Улахан-Тас, на юге расширяется и переходит в Верхне-Колымское нагорье.

Для области характерны интенсивные неотектонические движения, проявление в рельефе глыбовых складчатых структур и глубинных разломов, к которым приурочены гранитные интрузии и тектонические впадины. Во второй половине мезозоя являлась областью интенсивных поднятий и сноса мощных толщ пород верхоянского комплекса. Рельеф резко расчленен гидросетью, часто связанной с тектоническими нарушениями. Повсеместно сохранились формы рельефа двух оледенений горного типа. В нагорье Черского (пик Победа, 3147 м) развиты ледники.

В структурно-тектоническом отношении эта область является периферией Колымского срединного массива. Основные складчатые структуры, зоны разломов и приуроченные к ним батолитовые интрузии своим расположением четко оконтуривают погруженный фундамент Колымского срединного массива.

Геоморфологические районы:

1. Среднегорный альпинотипный рельеф нагорья Черского и хребта Сарычева, развитый на гранитных батолитах.
2. Среднегорный рельеф цепей Черского, приуроченный к Инъяли-Дебинскому синклинию с узкогребневыми хребтами.
3. Мелкогорный грядовый рельеф хребтов Тасхая-Тах, Полоусного и Улахан-Тас, связанный с поднятыми по разломам палеозойскими блоками и с гранитными батолитами.
4. Мелкогорный рельеф Нерского плоскогорья, приуроченный к сводовому поднятию с хорошо сохранившейся поверхностью выравнивания.
5. Равнинно-холмистый рельеф Верхненерских, Берелехских, Аркагалинской, Эльгенской и других тектонических впадин, приуроченных к системе глубинных разломов.

Яно-Оймяконская горная область

Располагается между Верхоянским хребтом и нагорьем Черского, совпадая в своих границах с Яно-Сугойским синклинием.

Формирование рельефа со времени преобразования геосинклинали в складчатую страну происходило в условиях почти повсеместного равновесия между медленными поднятиями и денудационными процессами, что привело к сглаживанию первично-горного складчатого рельефа.

В целом современная Яно-Оймяконская горная область может быть охарактеризована как плоскогорье с четко выраженными поверхностями выравнивания, над которыми возвышаются отдельные горные массивы

локальных поднятий. Широко распространены небольшие и сравнительно крупные современные тектонические впадины.

Южная часть Яно-Оймяконской горной области – сильно расчлененное нагорье с абсолютными отметками 1400 – 1500 м, относительными превышениями 200 – 300 м. Почти горизонтально залегающие слабо дислоцированные породы образуют плавные формы рельефа с плоскими вершинами водоразделов, с перераспределенной речной сетью.

Яно-Оймяконская горная область сильно снижена до 1000 м, относительные превышения 200 – 300 м. Это объясняется нисходящим развитием территории в неоген-четвертичном периоде. Общее опускание привело к тому, что расчлененный складчатый рельеф был погребен под молодые озерно-речные осадки.

Во второй половине четвертичного периода произошли поднятия, они повлекли за собой врезание в поверхность выровненного рельефа молодых речных долин.

Плейстоценовые оледенения в Яно-Оймяконской горной стране проявились слабее, чем в Верхоянской и Полуосненско-Верхнеколымской горной стране. Ледники горно-долинного типа развивались на юге – в наиболее высокоподнятом и сильно расчлененном нагорье, формируя аккумулятивный рельеф в речных долинах и в молодых тектонических впадинах.

Геоморфологические районы:

1. Среднегорный рельеф Куларского поднятия и Нельгехинского локального поднятия
2. Мелкогорный рельеф Ольджойской наложенной впадины и северной части Яно-Сугойской синклинали
3. Среднегорный рельеф южной части Яно-Сугойской синклинали

4. Равнинно-холмистый рельеф молодых тектонических впадин в верховьях Индигирки.

Горная область выступов Колымского и Омолонского срединных массивов

В орографическом отношении не является монолитной, а представляет собой несколько разобщенных горных сооружений. Сюда относятся Юкагирское и Алазейское плоскогорья, Момский хребет и Уяндинская возвышенность, примыкающая с юга к хребту Полуосному.

Все эти горные сооружения являются останцовыми и окраинными поднятиями ранее единого срединного массива, занимавшего значительно больше, чем теперь, пространства внутренней части мезозойской геосинклинали (Пушаровский, 1960).

В геологическом строении Колымского и Омолонского срединных массивов принимают участие четыре структурных яруса. Нижний образован кристаллическими сланцами, гранитами и гнейсами протерозоя; второй складывается карбонатными породами нижнего и среднего палеозоя; третий ярус представлен осадочно-эффузивным комплексом перми, триаса и юры; четвертый – развит только в южной части области, состоит из угленосных и вулканогенных образований верхней юры – нижнего мела. Колымский срединный массив длительное время развивался как жесткая глыба.

В эпоху геосинклинального развития Верхоянско-Чукотской области Колымский и Омолонский массивы были настолько приподняты, что являлись областями сноса осадков. С середины мезозоя началось интенсивное раскалывание массива на отдельные глыбы, движения которых по разломам происходило с различным знаком, вследствие чего в отдельных районах цоколи древних пород оказались приподнятыми, а в других, напротив, блоки оказались опущенными.

Поднятые блоки Колымского массива и западные отроги Омолонского срединного массива обрамлены прямолинейными разломами, хорошо выраженными в рельефе.

Формирование современного рельефа протекало в тесном взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов с преобладанием сбросово-глыбовой тектоники, новейших движений и эрозии.

Момский хребет имеет среднегорный рельеф с абсолютными отметками 1800 – 2400 м и относительными высотами – 400 – 800 м. Северо-западное простирание хребта совпадает с простиранием антиклинали-горста. Свод его сложен осадочными породами верхней юры, мощностью 7000 м.

Юкагирское и Алазейское плоскогорья обладают более сложным рельефом, это объясняется различным геологическим строением и литологией. В одних районах на сложнодислоцированном палеозойском и мезозойском фундаменте развивается среднегорный рельеф, характеризующийся единым гипсометрическим уровнем вершинный поверхностей, который Д.М. Колосов рассматривал как поднятый древний пенеплен. Над выровненной поверхностью кое-где возвышаются изолированные горные массивы, форма и ориентировка которых обусловлена слагающими их интрузиями. На остальной же территории тектонические структуры в рельефе выражены очень слабо, за исключением разломов, которым подчинена речная сеть.

В других районах формирование рельефа связано с отпрепарированием верхнепалеозойских и юрских эффузивных покровов. Затем эти покровы были слабо дислоцированы, образовались лавовые плато с волнистой поверхностью и плоскими вершинами – столовые горы – довольно глубоко расчлененные.

Из экзогенных факторов преобладает эрозия, морозное выветривание, гольцовая денудация и солифлюкция.

Признаков оледенения не обнаружено, за исключением восточных районов Юкагирского плоскогорья, характеризующихся почти высокогорным рельефом. Здесь по глубоко врезынным речным долинам и во впадинах отмечаются аккумулятивные и экзарационные формы рельефа горного оледенения.

Геоморфологические районы:

1. Среднегорный рельеф Момского горста;
2. Среднегорный рельеф Юкагирского и Алазейского плоскогорий, развитый на дислоцированном фундаменте срединных массивов с участками слабоволнистых лавовых плато.

Область северных низин

Область погруженных частей Колымского срединного массива и южной окраины Яно-Чукотской синклинальной зоны. Эту область составляют опущенные блоки Колымского срединного массива и южная (приморская) зона Яно-Чукотского складчатого мезозойского пояса.

В неогене и первой половине четвертичного периода область испытывала устойчивое погружение, сопровождавшееся мощным (от 100 до 300 м) осадконакоплением. В ряде районов опускание сочеталось с движениями по тектоническим разломам, древним и обновленным в новейшее время – это вызвало образование в пределах Восточно-Сибирской низменности грабенов – Ясачнинского, Момского, Зыряновского, Шангинского дола и других. Устойчивое погружение привело к тому, что палеогеновые, ранне- и среднеплейстоценовые отложения были погребены под более молодые – верхнеплейстоценовые.

На огромных пространствах низин, простирающихся ныне и под уровнем моря севернее современной береговой линии, в области шельфа, располагаются окраинные позднечетвертичные озерно-аллювиальные равнины.

К концу позднеплейстоценового времени опускание сменилось повсеместным поднятием, вызвавшим врезание блуждавших по равнине рек и создание современных речных долин. Одновременно с этим произошло опускание в районе Яно-Чукотского складчатого пояса. Это повлекло за собой погружение северной половины позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины под уровень моря, отчленение от материка Новосибирских островов и формирование современной береговой линии.

Рельеф Восточно-Сибирской низменности очень однообразен. Это наклонная равнина. В южной половине абсолютные отметки 100 – 120 м, постепенно снижаются на севере до уровня моря. Восточно-Сибирская низменность рассматривается как совокупность низин: Колымской, Яно-Индибирской, Омолойской, Абыйской, Ожогинской и Анюйской.

В формировании современного рельефа позднеплейстоценовой озерно-аллювиальной равнины Восточно-Сибирской низменности, насыщенной жильными льдами, активное участие принимают термокарстовые процессы.

При незначительных проявлениях термокарста образуются воронки, небольшие озерки и плоские западины. Усиление интенсивности термокарста ведет за собой большое расчленение поверхности озерно-аллювиальной равнины; появляются озерные ванны крупных размеров и развивается так называемый «оспенный» рельеф. Дальнейшее развитие термокарста приводит к переходу первичной равнины в озерно-аласную.

Геоморфологические районы:

1. Холмисто-равнинный рельеф Момского грабена
2. Холмисто-равнинный рельеф Зырянского грабена
3. Наклонная равнина Колымской, Абыйской и Приморской низин.

II. Анюйско-Чукотская горная область

В ее пределы входят: на юго-западе Балыгычано-Олойское нагорье и Олойская впадина, на востоке, юге и юго-востоке область ограничивается Охотско-Чукотским магматическим наложенным поясом. В орографическом плане она приурочена к северной окраине Юкагирского плоскогорья, Анюйскому нагорью и к полосе приморских низменностей и гор Чукотского полуострова.

В тектоническом отношении она совпадает с Анюйско-Чукотской ветвью мезозойской складчатости. Анюйско-Чукотская область прошла длительное геологическое развитие (начиная от докембрия и вплоть до современного века).

Нижний структурный ярус представлен выступами докембрийского кристаллического фундамента в сводах Чукотской и Анюйской антиклиналей.

Средний ярус слагается ниже- и среднепалеозойскими карбонатно-терригенными породами, развитыми в Чукотской и Анюйской антиклиналях и Куульском краевом антиклинории.

Верхний структурный ярус образуют песчаниково-сланцевые породы верхоянского комплекса.

Четвертый ярус сложен угленосными и вулканогенными формациями верхней юры и мела, развит в Олойской и древних наложенных впадинах.

Породы этих ярусов интенсивно дислоцированы, прорваны гранитными интрузиями и перебиты разломами.

Первостепенное значение в формировании рельефа Анюйско-Чукотской горной области имеют мезозойские складчатые и дизъюнктивные дислокации, новейшие движения и денудация, создавшие сложную систему складчатых нагорий, участков структурного рельефа, горсто-глыбового рельефа и впадин с аккумулятивными холмисто-ледниковыми и озерно-аллювиальными равнинами.

Отчетливым отражением структуры в рельефе характеризуется район Анюйского нагорья, образованный структурами Анюйского антиклинория. Рельеф здесь имеет альпинотипный характер.

Структурно-эрозионный рельеф Анюйского нагорья усложняется отчетливо выраженными формами рельефа двух оледенений горно-долинного типа: цирками, карами, трогами и холмисто-грядовыми моренами.

Преимущественное значение в тектоно-морфологическом облике данного района имеют глыбово-блоковые структуры. Среднегорный сильно расчлененный рельеф совпадает с простиранием интрузивных тел, а речная сеть заложена по дизъюнктивным дислокациям. На вулканогенных породах развиты слабоволнистые плато и столовые горы.

На Анюйском нагорье, в горах Чукотки распространены ледниковые формы рельефа. Горно-долинные ледники выходили за пределы гор на равнины Чаунской, Ванкаремской и Амгуньской низменностей, формируя на их окраинах краевые ледниковые комплексы. Эти низменности представляют собой сохранившиеся от затопления морем участки окраины обширной озерно-аллювиальной равнины, простиравшейся в позднеплейстоценовое время к острову Врангеля и севернее его.

Геоморфологические районы:

1. Среднегорный структурный хребтово-грядовый рельеф Больше- и Маланюйских антиклиналей.
2. Мелкогорный глыбовый, слабо ориентированный по структуре рельеф с массивами отпрепарированных гранитных интрузий.
3. Холмисто-равнинный рельеф молодых тектонических впадин.

Горная область Охотского срединного массива

Оконтуривается с востока, севера и запада Южно-Верхоянской и Верхне-Индибирской ветвями Яно-Сугойской синклинали зоны (Оймяконское плоскогорье, верхнее течение рек Охота и Иня).

Строение области неоднородно и сложно. В целом – это жесткая глыба или срединный массив, подразделяется на два структурных элемента.

В южной части области находится поднятие докембрийского и нижнепалеозойского фундамента, разбитого на блоки мезозойскими разломами и крупными интрузиями «охотских» гранитоидов.

В северной части области докембрийский фундамент погружен под толщу верхоянского комплекса.

В палеозое и мезозое рассматриваемая территория являлась областью сноса, которая поставляла обломочный материал в прилегающую с севера и востока область мезозойской геосинклинали. На заключительные фазы мезозойского тектогенеза древний кристаллический фундамент Охотского массива реагировал, как жесткая глыба, подвергаясь расколам, внедрениям

интрузий и перемещению тектонических блоков. Альпийский орогенез обновил глубинные разломы и вызвал излияние эффузивов.

Различие тектоно-структурного плана северной и южной частей Охотской области четко проявляется в рельефе.

На севере в зоне распространения эффузивов, рельеф характеризуется массивными формами орографически единого Оймяконского плоскогорья с отметками 1800 – 2700 м.

В центральной части Оймяконского плоскогорья с максимальными отметками 2400 – 2700 м сильно расчлененный альпинотипный рельеф на гранитных массивах. В целом же – Оймяконское плоскогорье – это лавовое плато, сравнительно неглубоко расчлененное. Южный склон его имеет ступенчатый спуск к низкогорью Охотского выступа и интенсивного расчленения реками, впадающими в Охотское море. Большая часть этих рек, как, например, Ульбея, Охота, Иня имеют каньонообразные долины, местами переходящие в трог.

Южная часть области приурочена к Охотскому (докембрийско-палеозойскому) выступу и в отличие от Оймяконского плато, обладает менее возвышенным, но более интенсивно расчлененным низкогорным рельефом с абсолютными отметками 1000 – 1400 м. Складчатые структуры докембрия и палеозоя в рельефе не выражаются. Горные массивы, хребты подчинены глыбово-блоковой структуре или приурочены к гранитным интрузиям.

Помимо глубокой эрозионной расчлененности Охотская область характеризуется широким развитием форм рельефа оледенений горного типа: трогов, конечно-моренных гряд, зандровых и озерно-ледниковых равнин.

Горная область Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Территориально совпадает с наложенным вулканогенным поясом, который характеризуется очень широким развитием меловых эффузивов и «охотских» интрузий гранитов (Пенжинско-Анадырское, Центрально-

Чукотское, Восточно-Чукотское, Инско-Пенжинское, Инско-Ульинское нагорья).

Формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса одними исследователями рассматривается как заключительный этап мезозойского тектогенеза, следовательно как одна из структур мезозоид. Другие исследователи считают Охотско-Чукотский вулканогенный пояс самостоятельной структурной единицей – краевой зоной, которая возникла в результате заложения на востоке прогиба кайнозойской геосинклинали.

Большинство исследователей считают, что Охотско-Чукотский вулканогенный пояс формировался при воздействии процессов мезозойского и кайнозойского тектогенеза.

Основную роль в формировании современного рельефа сыграли разрывные дислокации, начавшиеся в конце мезозоя и продолжавшиеся в течение всего палеогена и неогена. По этим разломам происходили вулканические излияния и внедрение интрузий на границе раннего и позднего мела.

Сопутствовавшие разломам поднятия вызывали эрозионное расчленение. (Впадина оз. Эльгыгытгын метеоритного происхождения)

Поднятия неоген-четвертичного периодов привели к формированию горного рельефа в северной части Анадырского плоскогорья и глубоко расчлененного горного рельефа Приохотского района.

Подчиняясь системе широтно-ориентированных разломов, сформировалась современная береговая линия Охотского моря с погружением южной части наложенного вулканического пояса под уровень моря – в область шельфа.

В четвертичное время помимо тектонических и эрозионных процессов, большое значение приобрели горно-долинные оледенения, гольцовая денудация и морозно-солифлюкционные процессы.

Северо-восточную и северную (Чукотскую) части области образует среднегорный рельеф выровненного плоскогорья (северо-восточная

ориентировка господствует). Платообразный облик рельефа объясняется формированием его на вулканических покровах. Здесь широкие и плоские столовые горы лавовых плато, ярусные, со ступенчатыми склонами. В местах, где денудацией отпрепарированы батолитоподобные интрузивные тела, над поверхностью лавовых плато возвышаются горные массивы с куполовидными вершинами и выпуклыми склонами.

В рисунке отдельных гряд, межгорных впадин и в конфигурации речной сети проявляется влияние сбросов и других дизъюнктивных дислокаций, возникновение которых определялось древними глубинными разломами.

Рельеф южной части Охотско-Чукотской области по сравнению с северной частью более расчлененный. Преимущественное развитие здесь получили блоковые структуры Арmano-Гижигинской синклинали, выраженные в рельефе неравномерно поднятыми горстами, глубокими грабенами и многочисленными отпрепарированными интрузивными телами.

Среди горсто-глыбового рельефа изолированными участками встречаются лавовые плато широтного направления, разделяющиеся между собой межгорными впадинами. Наиболее крупными впадинами являются: Челомджа-Ямская, Охотская и Гижигинская. Эти впадины созданы тектоническими движениями еще в палеогене. Современный рельеф тектонических впадин представлен всхолмленными ледниковыми или озерно-аллювиальными равнинами, в поверхность которых врезана речная сеть.

Геоморфологические районы:

1. Среднегорный рельеф Анадырского плоскогорья
2. Мелкогорный интенсивно расчлененный рельеф прибрежного Охотского района
3. Равнинный рельеф молодых тектонических впадин

Анадырско-Корякская горная область кайнозойской складчатой страны

Названная геоморфологическая область занимает северную часть Корякско-Камчатской складчатой кайнозойской страны (Корякское нагорье, Анадырская низменность, полуостров Тайгонос).

В тектоническом отношении Анадырско-Корякская горная область располагается на северной окраине Ниппонской геосинклинали, заложившейся в поздней юре – нижнем мелу, претерпевшей длительное развитие, завершившееся лишь в неогене. На границе миоцена и плиоцена геосинклиналь была закрыта, и начался этап континентального развития ее с преобразованием в складчатую горную страну.

В структурном отношении Анадырско-Корякская область включает линейно-вытянутые в северо-восточном направлении Таловско-Майнский и Корякский горсты – антиклинории и примыкающие к ним Пенжинский, Параспольский и Олюторский грабен-синклинории.

Рельеф Анадырско-Корякской области отражает прямую связь со складчатыми структурами.

Таловско-Майнский горст-антиклинорий характеризуется структурным рельефом хребтов Пекульней, Рарыткин и Пенжинского кряжа. Абсолютные отметки 1000 – 1100 м, рельеф неравномерно расчленен.

Особенным разнообразием типов рельефа отличается Корякское нагорье. Альпийский рельеф приурочен к Центрально-Корякскому массиву с абсолютными высотами 1800 – 2500 м, при средней расчлененности до 1000 м.

Интенсивно расчлененный рельеф с резкими альпийскими формами вершин построен на сложно дислоцированном фундаменте плотных окремненных песчаников, алевролитов и вулканогенных пород позднемелового и палеогенового возраста.

По периферии Центрально-Корякского массива распространяется среднегорный рельеф с абсолютными высотами 1600 – 1400 м и глубиной эрозионного расчленения 300 – 700 м.

В распространении крупных орографических единиц определенно выражены складчатые структуры, продольные и поперечные разломы, надвиги, сбросы. Им соответствуют крутые обрывы, прямолинейные ограничения отдельных блоков, направления и коленообразные перегибы речных долин, сквозные долины.

В районах развития кайнозойских эффузивов преобладает глубоко расчлененный рельеф с ровными бронированными вершинами водоразделов. Верхние части склонов на эффузивах круты и ступенчаты вследствие переслаивания эффузивов с туфами. Нижние части склонов, приуроченные к осадочным породам, пологи и покрыты делювиальными плащами. Эрозионное расчленение приводит к общему снижению его, постепенному разрушению, отчленению от единого лавового плато групп столовых гор.

Низкогорье окраины Корякской горной системы обладает сглаженным слабо расчлененным рельефом, формирующимся на легко размывающихся сланцах. Пологие склоны, широкие водоразделы сглажены ледниками или покрыты плащом рыхлого делювия.

К внутригорным впадинам, Пенжинскому, Параспольскому грабен-синклиниям и крупным тектоническим впадинам Нижне-Анадырской и Марковской низменностям приурочен аккумулятивный рельеф из моренных гряд и холмов, зандров и речных террас и озерно-аллювиальных равнин.

Наиболее обширные тектонические впадины находятся в бассейнах рек Анадырь, Майн, Великой (Марковская и Нижне-Анадырская низменности). Левобережье реки Анадырь и северные окраины Корякского нагорья несут следы позднеплейстоценового оледенения в виде конечных морен и зандров.

В современном рельефе низменностей Анадырской и Великой обнаруживается сходство с рельефом Приморской и Колымской низменностей. Наиболее характерные рельефообразующие процессы здесь: термокарст, промерзание грунтов, взаимодействие которых приводит к

видоизменению первичной озерно-аллювиальной равнины в аласную, с разбросанными многочисленными булгуньями.

Геоморфологические районы:

1. Мелкогорный грядовый рельеф Таловско-Майнского горст-антиклинория
2. Среднегорный альпинотипный рельеф Корякского горст-антиклинория
3. Равнинно-холмистый рельеф Пенжинского и Парапольского грабен-синклинориев
4. Равнинно-холмистый рельеф Нижне-Анадырской низменности.

Горные сооружения Северо-Востока История развития рельефа Северо-Востока

Территория Северо-Востока изучена в геологическом отношении слабее других районов. Особенно ограничены данные по глубинному строению. Поэтому в настоящее время оказывается возможным воссоздать палеорельеф только последних крупных эпох континентального развития.

Ю.П. Баранова считает, что в условиях континентального развития с конца поздней юры до современной эпохи территория Северо-Востока пережила три геоморфологических цикла. Под геоморфологическим циклом она понимает этап направленной эволюции рельефа, состоящий из эпохи дифференциации и последующей эпохи выравнивания рельефа.

I цикл охватил отрезок времени с конца поздней юры до второй половины олигоцена. Фаза восходящего развития рельефа продолжалась около 70 млн. лет до позднего мела.

Формирование рельефа Северо-Востока тесно связано с установлением и эволюцией мезозойской геосинклинали. В первоначальный этап развития (поздний палеозой – триас) Верхоянье являлось областью накопления осадков неглубокого морского бассейна. Об этом свидетельствуют мощности верхнепермских-среднетриасовых отложений от 250 до 1100 м (верхоянский комплекс). Основными источниками сноса, питавшими геосинклиналь, являлись участки древних платформ Алданского щита, Станового массива, Якутского, Сунтарского и Хапчагайского выступов.

К началу среднеюрской эпохи проявляется основная фаза мезозойского тектогенеза. Складкообразовательные движения сопровождались поднятием. Море значительно мелеет и сокращает свои размеры. В своде Верхоянской мегантиклинали появился архипелаг островов.

На протяжении поздней юры поднятие суши и регрессия моря продолжались. Основным источником сноса по-прежнему оставалась

Байкальская горная страна. В следствие складкообразовательных движений и общего подъема суши, по мнению И.И. Тучнова (1957) территория Верхоянья окончательно вышла из-под уровня моря (в позднеюрское время) и из области накопления превратилась в область денудации. Территория имела холмистый рельеф.

Фаза выравнивания поверхности, когда на протяжении почти 40 млн. лет возникшая перед тем низкогорная страна в условиях ослабления тектонической активности невелировалась и приобретала меньшую контрастность рельефа.

В палеогене происходили интенсивная денудация, разрушение горных систем, выравнивание обширных пространств, формирование озерных, аллювиальных, приморских равнин. В целом рельеф был разнообразен, но значительно менее контрастен, чем современный рельеф. Материк далеко распространялся на север в область современного шельфа Ледовитого океана.

Отдельные среднегорные массивы сохранялись только в приосевой части хребтов. В основном это была невысокая страна с широко выровненными междуречьями, где интенсивно шли процессы корообразования. Сносимый материал накапливался в межгорных впадинах и окраинных прогибах вплоть до Новосибирских островов. Это белесые песчано-глинистые частично угленосные ранне-среднепалеогеновые отложения мощностью 250 – 300 м.

В пределах Полуосненско-Верхнеколымского и Яно-Оймяконского районов также преобладали процессы денудации. Здесь существовали изолированные невысокие горные массивы и хребты. На обширных выровненных пространствах шло корообразование.

Момо-Зырянский район принадлежит к рифтовой зоне (Момский рифт), переживший чрезвычайно длительный период сложного развития. Еще в меловое время здесь, в результате тектонических раздвигов, интенсивно проявились вулканические процессы.

В палеогене возникает поднятие (Момское нагорье) и усиленно идут процессы денудации. Оформились грабенообразные впадины (Сеймчано-Буюндинская).

На месте Восточно-Сибирской низменности была обширная аккумулятивная озерно-речная равнина. Она простиралась далеко на север почти до границ современного шельфа Восточно-Сибирского моря. На северо-западе равнины на месте современных гор Улахан-Тас поднимались невысокие горные массивы.

На юге низменность ограничивали глыбово-складчатые невысокие горные массивы Алазейского и Юкагирского нагорий. Ряд невысоких сглаженных возвышенностей поднимался среди центральных частей равнины – массив на месте Медвежьих островов.

В Анюйско-Чукотском районе поздний мел – палеоген были также временем ослабления тектонических движений. Страна представляла собой денудированную равнину с поднимавшимися над ней невысокими сглаженными горными массивами.

В пределах всей Верхояно-Чукотской области в характеризующую эпоху господствовали субтропические климатические условия способствующие корообразованию. Остатки кор выветривания известны во многих местах, но сохранность их очень плохая. Представлены они каолиновыми и каолин-ярозитовыми глинами.

Так же ограниченно сохранились и коррелятивные им палеогеновые отложения. Это песчано-глинистые отложения в хребте Хараулах, бассейне реки Омлой, на полуострове Тайгонос – базальты, туфы, туфогенные песчаники, аргиллиты, угли палеогенового возраста.

В отличие от названных выше комплексов рельеф Анадырско-Корякского нагорья более молод. На конец мела – начало палеогена здесь завершается геосинклинальный этап развития с проявлением интенсивной складчатости (камчатская фаза), в результате которой образуется система складчатых сооружений северо-восточного простирания – прообраз

Корякского нагорья. Далее в палеогене обособляются межгорные прогибы Олюторский, Пенжинский, Парапольский, Хатырский.

Межгорные впадины частично были заняты морскими заливами. Тектонические процессы развивались очень активно. Об этом свидетельствуют мощные до 2500 м толщи алевролитов, песчаников, конгломератов. Материал сносился с окрестных гор.

Наиболее своеобразным был рельеф вулканогенного пояса. Тектонические движения предопределили развитие и конфигурацию пояса – сложная зона глубинных разломов. Кроме того, на формировании рельефа сказались и колоссальные по масштабам накопления продуктов вулканической деятельности. Излияния лав и экструзивные выбросы сложно сочетались, создавая своеобразные вулканические формы. Многочисленные тектонические подвижки по разломам видоизменяли рельеф.

Наиболее крупные тектонические плато образовались во внешней зоне Центрально-Чукотского и Анадырского секторов в центральной части современного Ульинского прогиба. Рельеф был осложнен многочисленными кальдерами (до 15 км) и внекальдерными впадинами.

Более высокие вулканические нагорья сформировались в пределах Охотско-Чукотской части вулканогенного пояса – в бассейнах верховья Омоля, Бугонды, Индигирки. Во внешней части нагорьев возникли многочисленные вулканические постройки, во внутренней зоне сформировались низкие и средние горы (бассейны верховьев Анадырь, Пенжины).

Своеобразный слаборасчлененный «глыбовый» рельеф образовался в пределах купольных поднятий (Верхне-Сеймчанское, Сергиевское, Ирчунайское). Активная роль в рельефе крупных разломов, разделяющих хребты и впадины. Специфика развития рельефа в палеогене определила перспективы территории на ряд полезных ископаемых. Денудация и эрозия определили различную глубину эрозионного среза и вскрыли те или иные рудные месторождения.

Особенно перспективна на редкие и благородные металлы восточная часть. Граничные интрузии с оловянным оруденением были вскрыты еще в меловых отложениях. В палеогене были вскрыты мелкие интрузии, несущие олово и полиметаллы, одновременно срез достиг уровня золотоносных зон. Наибольший интерес представляют россыпи Кулара, эллювиально-делювиальные россыпи реки Селеннях.

С корами выветривания связаны месторождения каолина. В озерно-аллювиальных толщах угленосные пачки (Хараулах, мощность пластов 10 м).

Миоценовая эпоха для характеризуемой территории является временем относительной стабилизации геологического и геоморфологического развития.

Существенные горообразовательные процессы продолжались только в Олюторском и Анадырско-Корякском районах. Здесь происходили как интенсивные поднятия, так и резкое прогибание межгорных впадин, заполнявшихся молассовидными накоплениями большой мощности.

Этапы повышенной тектонической активности сменялись временем более стабильного развития, когда начинали действовать денудация и выравнивание обширных пространств. Соответственно широкое развитие получили структурно-денудационные комплексы рельефа.

Конец палеогена – миоцен для обширных участков территории явились временем разрушения возникших ранее форм рельефа, временем выравнивания и создания педиленов по окраинам возвышенностей. В это же время шло накопление осадков в речных долинах. Имели место колебательные движения береговой линии океана.

Современный рельеф во многом унаследовал от рельефа миоценовой эпохи, в это время была создана та поверхность, которая на неотектоническом этапе подверглась существенным движениям и легла в основу современного рельефа.

Рельеф Северо-Востока в миоцене был сложно построенным. Большая часть представляла горную страну. Низменность распространялась только на

крайнем ее севере к северо-западу от современного нижнего течения р. Колымы, в низовьях Ангюя, в районе Чаунской губы. Низкая равнина далеко уходила на север, в пределы площади, занятой сейчас Восточно-Сибирским морем. Накопившиеся во впадинах и речных долинах осадки были маломощными и представлены в основном песчаными фациями.

Горная страна состояла из сводовых поднятий. Значительных перестроек речной сети не происходило. Широкого развития получили процессы педипланации. Особенно они проявились в районах сочленения горных сооружений и аккумулятивных равнин (хребты Северный и Южный Анюй, Улахан-Тах, по периферии Алазейского и Юкагирского плато, в пределах Полуосно-Верхнеколымской области, в горной Яно-Колымской области, во впадинах Яно-Колымской области). Вдоль склонов педиментов накапливались аллювиально-делювиальные и делювиальные отложения, создавшие так называемые террасоувалы и елани.

Напоминаю: педимент – предгорные скалистые равнины, выработанные в коренных породах, прикрытых с поверхности маломощным слоем рыхлых отложений. Образуются под действием плоскостного смыва нерусловых потоков, путем параллельного отступления крутых склонов.

Педиplen (подножие равнины) – рельеф, образующийся в результате слияния друг с другом педиментов, над которыми возвышаются отдельные останцы с крутыми склонами.

Характерной особенностью формирования педиментов, вершинных и перевальных поверхностей была тенденция к слиянию, что в итоге привело к формированию пологоволнистой региональной поверхности выравнивания. Перевальные и долинные педименты были свойственны крупным впадинам и развиты в бассейнах рек Яны, Кудары и других.

Тектонические движения конца миоценовой эпохи, возможно, имевшие рифтовую природу, определили подъем цепи Черского и Момского хребтов в основном по ограничивающим эти крупные поднятия разломам. Амплитуда перемещения составила несколько сотен метров, а в Момской

зоне превысила 1000 м. В этих условиях произошло резкое омоложение рельефа, перед тем сниженного и частично выровненного.

Этап новейших движений и интенсивного горообразования, по Ю.П. Барановой, начался с позднего олигоцена и продолжается по настоящее время. Этот этап включает второй и третий геоморфологические циклы.

Второй цикл охватил промежуток времени с позднего олигоцена по средний плиоцен. Фаза восходящего развития продолжалась до позднего миоцена.

В позднемиоцен-среднеплиоценовое время наступило ослабление неотектонических движений и началась фаза нисходящего развития второго цикла. С этой фазой было связано общее ослабление контрастов рельефа и частичное выравнивание поверхности, коснувшееся, главным образом, низких горных цепей, долинной сети и придолинных участков.

Климатическая обстановка в ранне-среднем миоцене в пределах территории характеризовалась довольно теплыми умеренно влажными условиями.

Комплекс полезных ископаемых экзогенного происхождения этой эпохи в основном представлен россыпями, углями (Олюторский прогиб). В течение миоцена сложилась благоприятная палеогеоморфологическая и тектоническая обстановка для формирования россыпных месторождений золота и олова, особенно в депрессиях, выполненных аллювиальными осадками. К этому времени значительные массы рудоносных пород были вовлечены в зону эрозионного среза и денудационного разрушения. Особенно значительному разрушению подверглись зоны повышенной проницаемости, трещиноватости, нередко обогащенные полезными минералами (золото, касситерит). Таким образом, были подготовлены крупные источники сноса рудоносного материала. Богатые россыпи формировались в составе аллювиальных накоплений в непосредственной близости от коренных источников (россыпи бассейнов Яны, Колымы, Индигирки).

Современная эпоха

С позднего плиоцена на Северо-Востоке начался третий геоморфологический цикл развития рельефа. Этот цикл остается незавершенным до настоящего времени, все еще продолжается фаза поднятия и восходящего развития рельефа. Позднеплиоцен-четвертичная фаза новейших движений оказала большое влияние на образование рельефа: с нею связано общее поднятие территории, дифференцированный подъем отдельных хребтов и опускание впадин. Величину поднятия можно оценить по глубинам эрозионного вреза в среднеплиоценовую поверхность выравнивания и днища сопряженных с нею долин. По оценке Ю.П. Барановой величины врезов изменяются от 250 – 300 м во внутригорных впадинах и Яно-Оймяконском нагорье до 1000 – 1200 м в районах омоложенного рельефа Верхоянской цепи и нагорья Черского. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс увеличивается в размерах, образуются крупные разломы. С ними связаны мощные излияния базальтов и образование обширных вулканических плато. В Момской рифтовой зоне в течение плейстоцена происходило образование предгорных ступеней, сопряженных с террасами Яны, Индигирки, Колымы, а также днищами древних сквозных долин.

Новая фаза активизации выразилась в прерывистом региональном воздымании, запечатленным серией четвертичных террас. В это время образуется ряд грабенообразных впадин, расширяются и углубляются ранее сформированные депрессии, накапливаются значительные толщи рыхлых отложений.

«Рифтогенный» рельеф характеризуется резкостью отдельных форм, обилием тектонических уступов, грабенообразных впадин и горстообразных возвышенностей. Суммарные деформации в зоне Момского рифта составляют несколько сотен метров. На площади низменностей Северо-Востока и в верховьях Колымы и Индигирки этап активизации

тектонических движений и омоложения рельефа продолжался почти на протяжении всего четвертичного времени.

В Верхоянском хребте интенсивные поднятия – в конце неогена – начале четвертичного времени и в позднечетвертичное время. Здесь произошел перехват притоками Лены и Алдана левых притоков Яны. На севере произошел прорыв Яны в antecedентной долине на север через хребет Кулар.

Своеобразный отпечаток на рельеф Северо-Востока наложила эпоха древнего оледенения. Влияние оледенения на рельеф было не непосредственным, а косвенным. Общее похолодание и увеличение континентальности климата привели к образованию многолетней мерзлоты – «подземного оледенения», которое оказывало и продолжает оказывать огромное влияние на формирование рельефа.

Непосредственное же влияние древних ледников на рельеф невелико, что объясняется неблагоприятными для развития оледенения резко континентальными климатическими условиями. Оледенение возникло лишь в высокогорных и среднегорных районах (большее количество осадков и туманов).

Раннечетвертичное похолодание, когда высота гор не превышала 2200 – 2400 м, не сопровождалось значительным оледенением. Многие авторы вообще его не признают.

Экзарационную деятельность ледники проявили слабую. И поэтому ограниченно распространены ледниково-аккумулятивные ландшафты.

Оледенением большая часть Северо-Востока была захвачена в среднем плейстоцене – Эльгинское оледенение. В Верхоянье это было долинное оледенение, в Полоусненско-Верхнеколымской области – горно-долинное, в Охотско-Чукотской области сформировались лишь отдельные очаги оледенения.

В межледниковую эпоху территория поднималась, речная сеть перестраивалась, широко развивались перехваты.

Позднеплейстоценовое оледенение было горно-долинным (бохачинское, сартанское). Во внеледниковой области рельеф формировался при восходящих движениях. По периферии гор накапливались пролювиальные конусы грубого состава. Море регрессировало, расширились приморские равнины. Частью материка был о. Сахалин.

В пределах северного шельфа широкое развитие получили формы рельефа континентального происхождения: затопленные речные долины и тропи. Так, например, на шельфе моря Лаптевых хорошо прослеживаются остатки бывших долин Анабара, Оленека, Лены, Омоя и др.

Не менее обширные площади на шельфе занимают абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные равнины субаквального генезиса (подводного).

Они отражают определенные стадии разрушения и переработки, а также погребения древнего затопленного рельефа. Эти равнины занимают огромные пространства, простираясь на сотни километров вглубь акватории Ледовитого океана. За ними следует зона материкового склона и абиссальные равнины с глубинами до 3400 – 3900 м, осложненные океаническим хребтом Гаккеля. Вся шельфовая область является непосредственно частью материка. На протяжении многих прошлых эпох шельфовая часть представляла собой низменную равнину, в пределах которой преобладали процессы аккумуляции. Местами поднимались невысокие возвышенности (современные острова).

В позднем плиоцене последовала крупная трансгрессия. В это время море занимало низовья Енисея, Хатангскую депрессию и участки Восточно-Сибирской низменности.

Современная эпоха рассматривается в целом трансгрессивной. Мощность аккумулятивных толщ, накопившихся за четвертичное время, достигает 100 – 200 м.

Рельеф морского дна восточных морей более сложен. Он отражает очень активные современные тектонические процессы, ведущие к

погружению глубоководных котловин, смещению континентального склона в сторону суши. Здесь проявляется вулканизм, сейсмические колебания больших размеров.

Для шельфовых зон наиболее характерны абразионные равнины, сформировавшиеся на дислоцированных породах мезо-кайнозоя, а также абразионно-аккумулятивные и абразионные равнины в зоне бывших неоген-четвертичных аллювиальных и прибрежно-морских равнин.

Участки шельфовых поверхностей отделены от глубоководных частей крутыми склонами и уступами. Эти склоны и уступы связаны с зонами разрывных нарушений, определивших недавние блоковые подвижки. На поверхности погруженного шельфа выделяются остатки эрозионных долин, каньонов, дельты, абразионные уступы.

Континентальный склон расчленен каньонообразными ложбинами, боковыми смещениями, оползневыми цирками. На подножии склона широко распространены конусы выноса мутьевых потоков.

Рельеф глубоководных впадин сформирован главным образом процессами гравитационного смещения масс на склонах, деятельностью суспензионных потоков, неволновой аккумуляцией.

Особенности морфоскульптуры и современных рельефообразующих процессов

По характеру морфоскульптуры территория Северо-Востока относится к зоне криогенно-флювиальной морфоскульптуры. Эта зона охватывает пространство от побережья Северного Ледовитого океана до южной границы мощных толщ многолетней мерзлоты. Для горных районов здесь типичны гольцовые ландшафты, для равнинных пространств – ландшафты термокарстовые.

Щебнево-каменные покровы и связанные с ними каменные реки, курумы, солифлюкционные террасы – это наследие ледникового периода, но формирование их происходи и в настоящее время.

Местами развиты ледниковые формы: кары, цирки, трогги, моренные образования.

Для Северо-Востока характерны гигантские наледи – тарыны. Они распространены от Верхоянского хребта до Чукотки. Мощность льда в них до 10 м, протяженность – 25 км и более. Вероятно, некоторые из тарынов приурочены к крупным разломам, по которым идет интенсивный вынос подземных вод, питающих тарыны.

Криогенная морфоскульптура господствует и на равнинах Северо-Востока, особенно на Восточно-Сибирской низменности, она представлена термокарстовыми озерными ландшафтами.

Термокарстовые впадины развиваются на основе полигонально-трещинных образований. Под действием сильных морозов поверхность тундры растрескивается, образуя трапеции – полигоны, прямоугольники. Весной трещины заполняются водой; когда вода замерзнет, в грунте возникают ледяные клинья, со временем они расширяются до 3 – 4 м. Выжимаемый при этом грунт образует на земной поверхности характерные валы. Между валами на пересечениях ледяных жил возникают термокарстовые озера. Озеро, расширяясь, постепенно сбросит воду в ближайшую речку. Днище озера пересыхает, превращаясь в луг с мощным травостоем – алас.

Через несколько лет на месте луга вновь формируется хорошо выраженный полигональный рельеф и цикл повторяется снова.

Эти луга представляют большую ценность для животноводства.

Горы и равнины Алданского щита

Тектонически Алданский щит является частью Сибирской платформы и располагается в ее крайней юго-восточной части. Однако большая часть его активизирована новейшими движениями и преобразована в нагорья и плоскогорья.

Основные черты орографии и морфоструктура.

Территория Алданского щита включает Алдано-Учурское нагорье, Алдано-Майское нагорье и Майско-Уйское плоскогорье.

Основную часть региона занимает Алдано-Учурское нагорье, располагающееся в бассейнах левых притоков р. Учур и левых притоков р. Май. Для него характерно наличие нескольких крупных хребтов с высотой 1800-1900м, а высота самого нагорья – 800-1200м. Алдано-Майское плато располагается в низовьях р. Учур, абсолютные отметки достигают 600-800м. Относительные превышения – 100-150м. Майско-Уйское плоскогорье занимает крайнюю юго-восточную часть Алданского щита, абсолютные отметки равны 800-1200м.

Кристаллический фундамент платформы выходит на дневную поверхность в западной части почти повсеместно (Центрально-Алданское поднятие) и в восточной части в сводах нескольких поднятий. Здесь развиты гнейсы, кристаллические сланцы. Отложения платформенного чехла этих поднятий относительно маломощны, сохранились на отдельных участках и залегают практически горизонтально. Поднятия щита разделены прогибами, выполненными протерозойскими, кембрийскими и реже мезозойскими отложениями чехла, залегающими почти горизонтально или смятыми в пологие складки.

Вдоль южной границы Алданского щита протягивается цепочка мезозойских наложенных впадин, возникновение которых связано с крупными субширотными разломами, в целом параллельными Южно-Алдаскому краевому шву. Наиболее крупными являются Токкинская, Токарина, Гыннимская впадины. Они выполнены юрскими и

нижнемеловыми угленосно-терригенными, вулканогенными и другими континентальными отложениями общей мощностью до 2000м.

В рельефе Алданского щита в целом наблюдаются морфоструктуры двух типов: глыбовые нагорья и глыбовые хребты.

Глыбовые нагорья – крупные по разломам, обычно слабо дифференцированные морфоструктуры (Кеткапская, Суннагынская), они осложнены более мелкими, которые располагаются линейно вдоль вытянутых сводовых и сводово-глыбовых морфоструктур или концентрически вокруг изометрических сводовых поднятий. Характерно почти полное совпадение даже не больших по размерам морфоструктур с геологическими структурами мезозойского возраста – эпохи активации Алданского щита. На границах щита располагаются резко контрастные морфоструктуры, обнаруживающие тесную связь с морфоструктурами пограничной зоны активации. Эта связь проявляется прежде всего в ориентации крупнейших морфоструктур щита параллельно структурам зоны Станового хребта и Джугджура. На южной границе Алданского щита новейшие движения смежной с ним области активации широко проявились и в пределах краевой части щита.

Следует отметить, что наряду с несомненным преобладанием морфоструктур, унаследованных от древнего структурного плана, наблюдаются случаи автономного развития морфоструктур, особенно поперечных.

Отмечается огромная роль крупнейших разломов в формировании морфоструктур района. Сочленение всех главных морфоструктур осуществляется по зонам глубинных разломлв. Разломы большей частью контролируют пространственное размещение интрузий. Выделяются две главные системы разломлв: субширотная и субмеридианальная. К первой относятся: Джугджурский и Южно-Алданский краевые швы и др. Они определяют границу Джугджуро-Становой геоантиклинали и щита. Ко второй относятся: Биляганский, Нельканский, Улахан-Бамский и др. Они

определяют восточную границу щита. Район располагается в сейсмической зоне с землетрясениями в 5-7 баллов. Сейсмичность связана с контрастностью неотектонических движений и планов новейших структур. Особенно сильные землетрясения приурочены к Токкинской котловине и к среднему течению р. Учур. Другая высоко сейсмичная зона наблюдается на стыке тектонически мобильной Сибирской платформы и весьма активной Джугджуро-Становой орогенической зоной, а также на севере щита на его границе с Вилюйской синеклизой.

Морфоскульптура

Для рельефа Алданского щита характерно эрозионное и древнеледниковое расчленение с сохранением фрагментов денудационного выравнивания. В рельефе прослеживаются фрагменты четырех поверхностей выравнивания докембрийского (откопанного) пенеппена и более молодых уровней мел-палеогенового, олигоцен-миоценового и плиоценового возраста. Коры выветривания на всех поверхностях выравнивания сохранились плохо.

Для рельефа щита типичны сравнительно узкие долины рек, во многих местах обработанные ледниками. Для бассейна р. Учур характерна резкая асимметрия гидросети, это объясняется, видимо, перестройкой гидросети, произошедшей в пост-плиоцене.

В пределах Алданского щита установлены следы трех оледенений, из которых первое (среднечетвертичное) было максимальным и на некоторых участках имело полупокровный характер. Два позднечетвертичных горно-долинных были более слабыми. Это выветрелые морены, эрратические валуны, сквозные перевальные трюги, боковые, донные, конечные морены, висячие и сквозные долины, бараньи лбы. Эти формы встречаются в длинах рек Юдомы, Тыркан, Учур, Дайкан, Бол. и Мал. Аим.

Приморские низменные равнины.

На территории Северо-Востока России в особый тип морфоструктур выделяют пластово-аккумулятивные низменности, вытянутые вдоль северных побережий Азии и образующие область перехода от эпигеосинклинальной окраины материка к молодым платформам, покрытым водами Восточно-Сибирского и Берингова морей. В тектоническом отношении область гетерогенна и состоит из внутренних краевых прогибов, занятых Приморской, Анадыро-Пенжинской низменностями и малыми низменностями гористых побережий.

Приморская низменность. Основные черты орографии и морфоструктура.

Приморская низменность имеет очень сложное строение. В ее центральную часть вдается с запада большой отрог Верхояно-Калымской горной страны – Кондаковской плоскогорье, орографической осью которого служит цепь кряжей. Северная часть низменности – Чокурдахская равнина на большом протяжении отделена низкогорьями от ее южной части, а последняя в свою очередь разделяется обширным Алазейским плоскогорьем на Абыйскую и Калымскую низменности, соединенные узкими депрессиями – Ожогинским долом на юге и Шаньганским долом на севере.

Колымская низменность. Район полностью входит в состав Яно-Калымской аллювиальной озерной низменной равнины, расположенной на мезозойской эпиплатформе (Коржуев, 1965). В среднем течении р. Индигирка регион представлен Индигирской, на левобережье реки Калымы-Калымской низменностью (70-100м. над уровнем моря.). За счет термокарстовых явлений рельеф местности имеет слабо выраженную бугристую морфоскульптуру. Гидросеть хорошо развита. Наиболее крупные реки Калыма, Индигирка, Алазея, Уяндина, Селеннях, Селемджа, Ожогина, Ясачная образуют множество протоков.

Ожогинский дол – заболоченная депрессия с массой озер, протянувшаяся от низовий р. Индигирки до р.Калыма, отделяя Алазейское

плато от горной системы Черского. В восточной части дренируется р. Ожогина (приток р. Калымы), в западной – реками Бадяриха, Буор-Юрх и др. (притоки р. Индигирки). Протяженность около 350км, ширина от 50 до 100км. Отметки днища порядка 100м.

Кондаковское плато – на С-В Якутии, на правом берегу низовьев р. Индигирки. С юга ограничено хребтом Улахан-Сис. Длина около 200км, ширина 150км. Высота до 480-490м. Сложено песчаниками, алевролитами и сланцами верхней юры. Поверхность сильно расчленена речными долинами и покрыта горно-тундровой растительностью; на юге в долинах – лиственничные тундролесья.

Общая протяженность Приморской низменности 1200км. При ширине от 40-50 до 250 км. Высота колеблется от 0 до 7 – 100 м и более. С юга Приморскую низменность обрамляют низкогорные хребты и кряжи, совпадающие с северной субширотной ветвью складчатых сооружений Верхояно-Колымской области. На западе к ней вплотную подходит хр. Кулар (1289м).

Низменности гористых побережий Западной Камчатки, Корякского нагорья, западного берега Берингова пролива, северо-западного берега Анадырского залива, берега Саянского участка Охотского моря и берега Вилиганского мыса имеют протяженность от 5 до 60-70 км. При ширине от 12 до 15 км, высоты колеблются от 0 до 20-50 м. Рисунок береговой линии этих прибрежных низменностей чрезвычайно изломанный. Ее образуют большие, почти прямолинейные отрезки.

Равнины Приморской низменности сформировались на дислоцированном складчатом основании, образованном породами преимущественно мезозойского возраста. В ее пределах продолжается большая часть складчатых структур горного обрамления, в том числе Кумарское складчато – глыбовое поднятие, Полоусенский и Улахан – Сисский антиклинорий. В строении складчатого основания аккумулятивных равнин принимают участие теригенно – осадочные породы верхоянского

комплекса, а в пределах вулканогенного пояса – андезиты, андезито-базальты и их туфы, чередующиеся с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Все они прорваны интрузиями гранитоидного состава, нередко образующими в пределах равнины островные горы и горные массивы. Равнины сложены с поверхности толщей горизонтально залегающих песков, супесей, суглинков, галечников, содержащих прослойки лигнитов, бурых углей и торфа. Наиболее древние части разреза, где он сложен песками, галечниками и супесями таочахрской свиты, относятся к палеогену, наиболее молодые – к голоцену.

В морфоструктурном отношении Приморская низменность представляет типичную низменную пластово-аккумулятивную равнину. В структурном отношении – это молодая эпимезозойская платформа – плита, сформировавшаяся во второй половине кайнозоя, причем отдельные участки ее наследуют ранее существовавшие подземные прогибы типа Усть-Янского и Тастахского. Различия в возрасте морфоструктуры отдельных секторов и участков Приморской низменности определяются постепенным расширением и углублением периконтинентальной области опускания. Как показывает возраст осадочного чехла, оно протекало от эоцена до позднего плейстоцена. Возраст отдельных участков поверхности пластово-аккумулятивных равнин – средний плейстоцен – конец позднего плейстоцена.

Несмотря на значительную мощность осадочного чехла, в рельефе этой пластово-аккумулятивной равнины отчетливо повторяются структуры складчатого основания – контуры погруженных частей крупных сводово-глыбовых поднятий, локальные купольные структуры, системы продольных и поперечных разрывных нарушений. Наиболее крупной унаследованной поперечной морфоструктурой является Чохгуро-Чокурдахский вал. Кроме того, в строении поверхности равнины отражены системы нарушений, ограничивающих переконтинентальную область опускания и пограничные с ней поперечные разрывы северо-восточного направления. К числу наиболее крупных инверсионных поднятий относятся Берелехское и Чукогы, а к числу

наиболее молодых прогибов – приустьевая часть Нижнеколымской впадины, наложенной на осевую часть Анюйской сводово-глыбового поднятия. Суммарная мощность осадочного чехла колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров.

Формирование морфоструктуры низменностей гористых морских побережий связано с узкой зоной новейших сбросов в пределах береговой линии, унаследовавших общее простираие основных тектонических структурных элементов (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Охотская складчатая область). В тоже время поперечные дизъюнктивные линии здесь отсутствуют или выражены слабо, чем и объясняется монолитность Охотского берега. Ей способствует и сравнительно высокая и однообразная поверхность коренных пород.

Северная часть Охотского побережья продольна по отношению к позднемезозойским структурам, которые имеют здесь широтное простираие. Береговая линия сложная и изрезанная. Это объясняется наличием крупной Ямо-Тауйской системы неотектонических впадин, выполненных рыхлыми и полурыхлыми позднекайнозойскими отложениями, слабо сопротивляющимися абразионной работе моря. Оперяющие эту систему впадин наибольшие поперечные неотектонические впадины в ряде мест выходят к береговой линии открытого моря, и там возникли небольшие заливы и бухты, обязанные своим происхождением как быстрому размыву морем рыхлых пород, выполняющих наложенные впадины, так и продолжавшимся местами вплоть до исторического времени опусканием из торцовых частей.

Морфоскульптура

В рельефе Приморской (также как и Пенжино-Анадырской) низменности выделяются фрагменты поверхности раннеплейстоценовой аллювиальной равнины, подвергшейся после своего формирования неотектоническим деформациям, приведшим к погружению большей части ее под уровень среднечетвертичной и более поздней аккумуляции осадков.

На Приморской низменности наблюдается наклонное погружение поверхности раннеплейстоценовой аллювиальной равнины. В периферических частях низменности, на границе с горными сооружениями, распространена поверхность выравнивания позднемиоценового – раннеплиоценового возраста. Наибольшую роль в морфоскульптуре Приморской низменности играет средне-верхнечетвертичная озерно-аллювиальная равнина, в формировании поверхности которой главную роль играли многочисленные речные потоки, блуждавшие по погружавшейся низменности и временные полузамкнутые водоемы типа проточных озер. Этот процесс был настолько интенсивен, что от древней равнины остались лишь одиночные останцы («едомы»), возвышающейся над уровнем рек на 40-50м.

В пределах приморских равнин Северо-Востока расположены низовья Колымы, Алазеи, Индигирки, Яны (на Приморской низменности), Анадыря, Пенжины, Белой, Майна, Великой (на Пенжино-Анадырской низменности). Врезаясь в средне - и верхнечетвертичные отложения на глубину до 50м, они обычно имеют симметричный поперечный профиль. На Приморской низменности выделяются три уровня надпойменных террас, на Пенжино-Анадырской – террасы распространены ограниченно: они большей частью аккумулятивные и уровни их различия.

Большое значение в морфоскульптуре низменностей имеет аккумулятивное ледниковый рельеф позднеплейстоценового оледенения граничащих с ним гор. Выделяются конечноморенный рельеф краевых образований, слабо волнистая равнины основной морены, водно-ледниковая и озерно-ледниковая равнины.

Приморские равнины подверглись неоднократному воздействию плейстоценовых морских трансгрессий. Можно считать также достаточно обоснованным выделение позднеплейстоценовой трансгрессии, следы которой сохранились в разрезе отложений восточного побережья моря Лаптевых. Однако в современном рельефе следы оставила только позднеплейстоценовая караганская трансгрессия, которая была максимально

распространенна в области унаследовано развивавшихся Усть-Янского и Усть-Индибирского прогибов. На северном побережье моря Лаптевых ингрессия моря привела к отчленению части суши и формированию низких островов, сходных с Большим Ляховским. Карагинская трансгрессия сформировала террасу высотой около 18м, наиболее хорошо выраженную на восточном побережье.

Повсеместно проявилась также фландрская трансгрессия, максимальный уровень которой достигал примерно 6м. Она оставила четко выраженную в рельефе террасу с комплексом аккумулятивных форм. Наиболее широко она была распространена по долинам рек и отдельным термокарстовым понижениям, располагавшимся вблизи береговой линии; по этим понижениям море ингрессировало на расстояние нескольких десятков километров.

2. Пенжино-Анадырская низменность

Основные черты орографии и морфоструктура.

Анадырско-Пенжинская область занимает обширное тектоническое понижение – прогиб между нагорьями: Колымским на западе, Корякским на востоке и Чукотским на севере. Эта депрессия заполнена мощной толщей неогеновых отложений, перекрывающих смятые в линейные складки отложения верхнего мела и палеогена. В четвертичное время здесь происходили мощные излияния эффузивов. После оледенения почти вся область была занята морем, наступавшим с востока.

В пределах этой области находятся Анадырская и Пенжинская низменности, а также Парапольский дол, отделяющий область от Камчатки. Эти низменности разделены невысокими (до 1100м) горными грядами и массивами. Наиболее равнинным рельефом отличается самая северная – Анадырская низменность. Высота большей части ее поверхности обычно не превышает 50-100м над уровнем моря, рельеф ее плоский и становится более пересеченным лишь на самых окраинных участках, где равнина примыкает к соседним горным массивам. В Анадырской низменности много озер. Во

внутренних районах они заполняют термокарстовые котловины; вблизи морского побережья чаще встречаются старинные или лиманные озера, не имеющие сейчас связи с морем.

Парапольский дол является частью Пенжинско-Анадырской депрессии, вытянутой с юго-запада на северо-восток между отрогами Колымского и Корякского нагорий. Парапольский дол представляет собой единую в генетическом, геологическом и физиономическом отношениях территорию, разделенную невысокими (500-600м) Пенжинским хребтом, сформировавшуюся на месте перигляциальной лессово-ледовой равнины в условиях голоценового потепления климата и ослабления многолетней мерзлоты. Равнина эта сложена рыхлыми лессовыми и аллювиальными отложениями. Рельеф котловинно-холмистый; основные формы рельефа – озерные котловины (аласы) и речные долины со всеми свойственными им элементами.

Анадырская низменность – примыкает на востоке к Анадырскому заливу, с запада ограничена хребтом Пекульней и Рарыткин. Длина 270км, высота до 100м. Сложена аллювиально-озерными песками и суглинками. Преобладает равнинный рельеф с останцовыми и низкогорными массивами (Золотой хребет, Ушканий кряж), дренируется реками Анадырь, Канчалан, Великая и др. Повсеместно развита многолетняя мерзлота. Много термокарстовых озер и озер-старич.

Пенжино-Анадырская низменность обладает сложным строением: она включает ряд останцов горного рельефа и делится на несколько более мелких орографических единиц. Юго-западная часть ее представляет вытянутую в северо-восточном направлении длинную (более 800км), но узкую Параполо-Бельскую депрессию, разделенную останцовыми горными кряжами и массивами на ряд впадин: Пенжинскую, Парапольскую, Орловскую, Бельскую и другие более мелкие. Высота низменности колеблется от 0 до 50-60м, к предгорьям она возрастает до 100-120м. для нее характерно чередование обширных невысоких увалов с очень пологими склонами или

холмообразными повышениями с озерными котловинами различной степени сохранности. Озерные котловины, среди которых много довольно крупных, имеют овально-вытянутую форму. На низменности наблюдаются отдельные ложбиновидные понижения со своеобразной речной сетью: с «нанизанными» на глубокие, но короткие протоки провальными термокарстовыми озерками. Характерной чертой морфологии Пенжино-Анадырской низменности является сильнейшее развитие в слагающих ее суглинках подземных, главным образом повторно-жильных льдов, образовавшихся одновременно с формированием толщи суглинков.

Пенжино-Анадырская низменность сформировалась на кристаллических породах докембрийского срединного массива, залегающего на глубине немногим более 5000м перекрытого чехлом палеозойско-мезозойских отложений мощностью до 4000м. Наряду с ограничением массива разломами глубокого заложения, к которым приурочены многочисленные интрузии раннемеловых гипербазитов и пластовые тела палеогеновых щелочных габброидов, происходит запрокидывание по направлению к массиву складок и образованию чешуйчатых структур. Границы Пенжино-Анадырской низменности подчеркиваются отчетливыми протяженными положительными линейными аномалиями и гравитационной ступенью. Низменность сложена толщей горизонтально залегающих, преимущественно гляциальных и флювиогляциальных песков, супесей, суглинков и галечников, включающих прослойки торфа. Наиболее древними отложениями являются галечники парапольской свиты, относимой к раннему плейстоцену.

В морфоструктурном отношении Пенжино-Анадырская низменность – низменная пластово-аккумулятивная равнина. В ее рельефе проявляются структуры складчатого чехла. Наиболее крупная морфоструктура – Центрально-Анадырский вал, где складки имеют простые симметричные формы.

Дальневосточный горный пояс

Расположен вдоль берегов Азии и образует восточный край материка. От пояса островных дуг и глубоководных впадин-желобов отделен полосой эпиконтинентальных морей.

В структурном отношении это пояс мезозойской складчатости и интенсивного мел-палеогенового вулканизма и лишь крайние восточные элементы пояса – Сахалин, Курилы, Камчатка относятся к области кайнозойской складчатости и современного вулканизма.

Магматогенные структуры, как эффузивные, так и интрузивные, хорошо выражены в рельефе. Рельеф сложный и разнообразный, но в целом – это горная страна с преобладанием среднегорных и низкогорных (сопочных ландшафтов). 80% территории – горы, 20% - аккумулятивные равнины, поверхности выравнивания. Больших высот и глубоких прогибов нет. Абсолютные высоты вершин лишь редко превышают 2000 м. Размах неоген-четвертичных тектонических движений не превышает 4 тыс. м, а обычно меньше.

Тип земной коры в общих чертах постоянен, но мощность меняется от 30 до 45 км.

На востоке границей служит уступ шельфа Тихого океана, на севере – платформенные равнины Сибири. На западе четкой границы нет, постепенно сменяется ландшафтами Забайкалья. Южная граница – административная.

Разделение коры на крупные и разнородные блоки отразилось в режиме тектонических движений в эпоху их активизации: горные сооружения поднялись на 500 – 2000 м, обширные депрессии (Нижнеамурская) испытали опускание.

Мощность кайнозойских отложений в депрессиях – 500 – 2500 м. Однако мощность кайнозойских отложений в несколько раз меньше мезозойских. Так, мощность только триасовых отложений в бассейне реки Дел более 10 км. Следовательно, тектоническая активность структур Дальнего Востока в мезозое была значительно выше.

В верхней юре и нижнем мелу интенсивный вулканизм наблюдается в Становом нагорье, в Джугджуре, в Сихотэ-Алине, на хребте Джагды, Буреинском хр. Эффузивы алданской свиты протягиваются полосой от границ Забайкалья до Удского и Тугурского заливов. К концу мезозоя вулканизм ослабел.

В палеогене вновь проявился мощный вулканизм, особенно в прибрежной полосе Сихотэ-Алиня.

В результате в рельефе Дальнего Востока, в его строении большую роль играют магматогенные породы, особенно эффузивы.

Слабее проявился позднекайнозойский вулканизм (N – Q₁). Базальты этого возраста слагают обширные плато на стыке Сихотэ-Алиня, Нижнеамурской равнины, в Амгунь-Буреинской горной системе.

В современную эпоху на юге Дальнего Востока нет вулканизма. Только в некоторых районах имеются выходы горячих источников.

Для всего Дальнего Востока характерна относительно высокая интенсивность физического и химического выветривания. Это определяется большими контрастами температур от зимы к лету, влажностью, пышной растительностью.

Очень активна эрозия (большое количество осадков и близость океана – базиса эрозии). Интенсивные склоновые процессы.

Интенсивность водной эрозии, денудации склонов и выветривания способствует высоким темпам общей денудации горных поднятий.

В плейстоцене довольно большое значение имела ледниковая денудация.

Геоморфологическая страна Дальний Восток делится на 3 геоморфологические провинции:

1. Приморская провинция
2. Приамурская провинция
3. Провинция Становая и Джугджурская горные системы

Приморская геоморфологическая провинция

Наиболее выдвинута на восток к самому краю материка. В ней сильнее, чем в других провинциях выражено влияние на рельеф вулканизма, а близость к морю (низкое положение базиса эрозии) предопределяет интенсивные эрозионные процессы. Средние высоты небольшие. Оледенение и мерзлота в формировании рельефа почти не сыграли никакой роли, так как провинция расположена южнее других.

В пределах Приморской геоморфологической провинции выделяются следующие области:

1. Горная система Сихотэ-Алиня;
2. Горная система Нижнего Приамурья;
3. Приханкайская депрессия.

Сихотэ-Алинская область

Полосой шириной 150 – 180 км протянулась на 1150 км от оз. Кизи до Владивостока. В структурном отношении представляет собой простую сводовую структуру – Сихотэ-Алинский складчатый антиклинорий, выраженный в рельефе. Западную моноклираль этого антиклинория осложняет значительный разлом, с ним связаны мощные центры излияния базальтовых лав. Реки Хунгари, Тормасу, Хор, Катэна своими долинами хорошо подчеркивают прямолинейность этой зоны.

Для Сихотэ-Алиня характерно относительное однообразие высот вершинных поверхностей. Края горной системы ограничивают крутые уступы, вблизи них высоты нарастают быстро и уже в 15 – 25 км от них достигают 900 – 1000 м. Далее высоты почти не нарастают. Вершинные поверхности междуречий всего на 300 – 700 м выше, чем близ границы горной системы. Высшая точка – Тордоки-Яни (2150 – 2077 м).

Как горная страна Сихотэ-Алинь массивен, в его пределах нет крупных внутригорных впадин. Самая крупная впадина – по реке Бикин, ширина ее – 15 км, длина – около 50 км. Многочисленные хребты отделяются друг от друга только речными долинами.

В целом для Сихотэ-Алиня характерно:

1. относительная одновысотность вершинных поверхностей;
2. наличие больших структурных вулканических плато, слабо расчлененных эрозией;
3. приуроченность больших высот к крупным гранитным батолитам;
4. относительно большая ширина долин, прямолинейность или вогнутость их склонов (Чемяков, М.В. Пиотровский) (педименты);
5. использование эрозией зон разломов.

Восточная часть Сихотэ-Алиня в кайнозой неоднократно была ареной вулканической деятельности. Гораздо меньшие территории сложены эффузивами на западном склоне. Поэтому на востоке преобладает эрозионно-вулканический среднегорный рельеф. В этих частях Сихотэ-Алиня экзогенные агенты преобразуют не формы рельефа, созданные неотектоникой, а вулканогенные формы. Палеогеновые вулканические постройки – щитовые вулканы, конусы, покровы, образованные переслаиванием лав, туфов, туфобрекчий – уже сильно размыты. В формах рельефа отчетливо видно внутреннее строение древних вулканов.

Речные долины хорошо разработаны. Эрозия и денудация проникли в водораздельные части междуречий, придав гребням и вершинам округлые куполовидные формы. Местами отпрепарированы подводящие каналы – немки, дайки, образуют на склонах и вершинах зубчатые формы.

Интенсивность расчленения объясняется близостью низко лежащего базиса денудации – Японского моря.

Для территорий, сложенных базальтами (междуречье Уссури и Суйфуна, в районе Советской Гавани, верховьях реки Бикин, междуречье рек Хунгари и Хор), характерен плоский, иногда ступенчатый рельеф, наличие замкнутых впадин, ограниченных крутыми уступами. Базальтовые покровы только начинают расчленяться реками, иногда образуя каньоны, фестончатый рисунок долины (Хоментовский).

Приамурская геоморфологическая провинция

Включает Ям-Алинь-Буреинскую горную структуру, Верхнее-Зейско-Удскую депрессию, Амуру-Зейско-Буреинскую и Нижнее-Амурскую депрессии.

Ям-Алинь-Буреинская горная структура – система хребтов – это палеозойские и мезозойские морфоструктуры Монголо-Охотского пояса и частично Сихотэ-Алинской складчатой системы, обрамляющая Буреинский Срединный массив.

Общее поднятие и инверсия геосинклинальных прогибов, превратившихся ныне в систему складчатых поднятий, произошли в конце мезозоя (поздняя юра – средний мел) и завершились внедрениями гранитоидов и местами вулканической деятельностью.

Тектонической особенностью этой системы поднятий является широкое распространение глубинных продольных и поперечных разломов, обусловивших ее блоковое строение. Это единый вытянутый в субмеридианальном направлении крупный свод, осложненный в южной части субмеридианальными впадинами (Верхне-Буреинской, Тырминской, Верхне-Амгуньской).

Южная часть этой горной системы представляет собой сочетание глыбовых, складчато-глыбовых и массивов горстовой и горст-антиклинальной структуры, сложенных сильно дислоцированными палеозойскими породами (хр. Турана и Буреинский хр.). Вдоль разломов – во впадинах развиты останцы базальтовых плато.

Северная часть – сочетание складчато-глыбовых хребтов, нагорий горст-антиклинальной структуры с палеозойскими и мезозойскими породами. (хр. Баджальский, Дуссе-Алинь, Эзоп, Ям-Алинь). Хребты и массивы обнаруживают тесную связь с геологической структурой.

Максимальные гипсометрические отметки почти всегда приурочены к гранитным интрузиям и мощным покровам эффузивов.

Но хребты Баджалский и Тыльский заложены по горст-синклинальным структурам.

Интрузии и эффузивы имеют место в осевой части этой системы, по периферии их значительно меньше, в связи с чем рельеф приобретает низкогорный характер.

Толщи палеозоя и мезозоя смяты в складки северо-восточного простирания и прерваны гранитоидами верхнего мела и нижнего палеогена. Мезозойские складчатые структуры отчетливо выражены в рельефе. В позднемезозойское – кайнозойское время морфоструктуры продолжали унаследовано развиваться, положительные морфоструктуры поднимались, отрицательные испытывали погружения. Наибольшая величина новейших поднятий в этой горной системе – 2000 – 2500 м. Но поднятие Баджалского хребта не привысило 600 м. Это – складчато-сводово-глыбовые морфоструктуры. Самый высокий Баджалский хребет – 2640 м. Типы рельефа – альпийский, вулканический, современные небольшие ледники, горно-долинного оледенения, среднегорный тектонический, гольцовый, денудационный, во впадинах – аккумулятивный. Большая плотность речной и эрозионной сети.

Широко развиты педименты позднего плиоцена – поверхности выравнивания (Буреинском, Ям-Алине). Более древние поверхности изменили свой облик из-за вулканизма и интенсивной денудации. Г.И. Худяков указывает, что геоморфологические поверхности в горном поясе имеют молодой позднекайнозойский возраст.

Морфоскульптура – эрозионно-денудационная, криогенная – морозно-солифлюкционные формы, гольцовая планация, термокарстовые (Нижне-Амурская, Удыль-Кизинская), Аккумулятивная морфоскульптура.

Область Верхнее-Зейско-Удская

Она неширокой полосой вытянута от границ Забайкалья до Удского залива Охотского моря. Составляющие рельеф элементы отличаются линейностью.

Заложена она по древним глубинным разломам, которые оживлялись не только в мезозое, но и в неоген-четвертичное время. Дифференцированные движения по ним и определили главные морфоструктурные элементы территории.

На востоке в бассейне Уды она имеет ширину всего 30 – 40 км, здесь она глубже и выполнена неоген-четвертичными дельтовыми и морскими отложениями.

На западе – в бассейне Зеи депрессия шире и мельче, представляет собой широкую плоскую равнину. Ось прогиба смещена к югу.

На севере на поверхность из-под четвертичных осадков выходят аллювиально-дельтовые и озерные отложения неогена, а еще севернее за долиной Зеи начинается денудационно-сопочное нагорье, в пределах которого лишь пятнами уцелели отложения неогена, местами выходят скальные породы.

На юге области протягивается вал, образованный горными сооружениями Тукурингра (1601 м) – Соктахан (1470 м) – Джагды (1593 м). Хребты расположены так, что каждый последующий хребет служит продолжением предыдущего.

В тектоническом отношении это мощная, но неширокая (60 – 100 км) антиклинальная структура, усложненная продольными разломами. К разломам приурочены меловые эффузивы, выходы которых прослеживаются у подошвы хребтов. Пониженная полоса – горный проход у оз. Огорон шириной 5 – 10 км прерывает горную страну. «Депские ворота» - редкое и своеобразное тектоническое образование.

В Верхнее-Зейско-Удской геоморфологической области выделяются следующие типы рельефа:

1. Среднегорный альпийский гольцовый – хр. Тукурингра;
2. Среднегорный денудационный – хр. Джагды;
3. Среднегорный и ледниковый – хр. Тайкан;
4. Денудационный равнинный;

5. Аллювиально-пролювиальный равнинный.

В отличие от Среднеамурской депрессии здесь среди равнины нет островных гор.

Приханкайская

Круглые очертания, отсутствие островных гор, на юге сужаясь выходит к заливу Петра Великого. Равнинный рельеф. Оз. Ханка – самое большое на Дальнем Востоке. Равнина, несколько озерных террас, мощность неоген-четвертичных отложений – 700 м, галечники Суйфумской свиты. На них лежит ханкайская толща глин, местами перекрываемая базальтами неоген-четвертичного возраста.

Область Амура-Зейско-Буреинская депрессия - самая большая, чуть меньше Польши. Рельеф переходного типа от гор к рельефу аккумулятивных равнин.

Аккумуляция континентальных осадков началась здесь еще в мелу-палеогене, о чем свидетельствуют многосотметровые толщи континентальных угленосных отложений цагаянской свиты. Райчихинск – бурые угли. Завитинск – мощность до 3000 м. Свободный, Шимановск – угли.

Поверхность равнины плоская от 280 м до 400 м. Долины рек врезаны на 30 – 100 м. Амур, Зeya, Селемджа – по четыре террасы, террасо-увалы. В долине Амура пойма и четыре террасы.

Верхнезейско-Удская – узкая депрессия, ограничена полосой низкогорий, аккумулятивная равнина. Даже поймы Зеи и Уды достигают 25 км, заложены по разломам.

Бугры-«могильники» высотой до 1,5 м, площадью 10 – 15 м.

Средне-Амурская депрессия – область современного опускания и аккумуляции.

Нижне-Амурская геоморфологическая область

Депрессии: Эворон-Чукчагирская, Орельская, Кщинская, Тугурская, Удыльская. Очертания неправильные, лопастные. Районы современной

речной и озерной аккумуляции. В среднем плейстоцене были морскими заливами.

В плейстоцене затем начались интенсивные блоковые опускания, сопровождавшиеся расколами фундамента и излияниями эффузивов.

Структуры, развивающиеся по описанному пути получили название «див-структур». Аналогии – впадины современных эпиконтинентальных морей – Берингова, Охотского, Японского, Западно-Сибирская сложная впадина, Тунгусская синеклиза, впадина Гоби.

Провинция Становая и Джугджурская горные системы

Включает хребты Становой и Джугджур. Здесь преобладают обширные поднятия вдоль разломов. Над средним вершинным уровнем гор на несколько сот метров возвышаются многочисленные хребты и массивы. Встречаются плоскогорья и внутригорные неглубокие замкнутые впадины, слабо расчлененные речными долинами.

Геологическое строение сложно; докембрий, палеозой, мезозой. В структурном отношении Становой хребет относится к Алданскому щиту. В южной половине Алданский щит расколот разломами в эпоху мезозойской складчатости. Докембрийские массивы чередуются с выходами мезозойских гранитов. Во впадинах залегают юрские песчаники, алевроиты, конгломераты с прослоями угля. Мощность их более 5000 м (Чульманская впадина). Местами древние граниты и кристаллические сланцы докембрия надвинуты на мезозойские отложения.

В Джугджуре основную роль играют узкие линейно-вытянутые хребты, разделенные эрозионно-тектоническими долинами. В его пределах древний фундамент платформы разбит разломами, дислоцирован, прорван интрузиями и перекрыт мощной толщей изверженных пород.

Область Становая

В формировании типов рельефа области важную роль играет резко континентальный климат. Поэтому здесь сформировались такие типы рельефа, как альпинотипный, ледниковый, гольцовый, среднегорный

эрозионный в южной половине области на абсолютной высоте выше 2000 м. Самая высокая часть этой системы – Токинский Становик, 2412 м. Между высокими хребтами расположены несколько пониженные участки: Чульманская впадина, плоскогорье озера Токо и Учур-Геканское плато.

Северная половина области заметно ниже. Здесь хребты имеют характер куполовидных, часто ступенчатых гольцов. Между хребтами располагаются обширные плато: Нимнырское, Чугимское плоскогорье, плоскогорье в низовьях Май, Гонамское.

Область Джугджурская

Как и Сихотэ-Алинь, Джугджур образует плавную дугу, обращенную выпуклой стороной к морю. Длина его 900 км, ширина 175 – 250 км. Высоты – 2264 м, плоскогорье Геран.

В строении его большое участие принимают эффузивы, главным образом меловые – липариты, андезиты, базальты, меньше кайнозойских базальтов. Есть древние протерозойские и палеозойские породы, и почти нет осадочных отложений моложе девонских.

Типы рельефа – среднегорный альпинотипный, ледниковый, вулканогенный, низкогорный эрозионный, структурный, гольцовый.

На юго-западе в бассейне реки Май в строении принимают участие складчато-блоковые структуры. Они-то и диктуют линейность хребтов и гряд.

История развития рельефа

Все события истории развития рельефа Дальнего Востока совершались на фоне длительного взаимодействия, «борьбы» континента и океана, как двух крупнейших гео- и морфоструктур. Общая главная тенденция выражалась в постепенном разрастании континента за счет краевых геосинклинальных участков океана.

В раннем и среднем девоне по И.А. Резанову (1968) в пределах Дальнего Востока существовали лишь небольшие участки суши в районе Колымского и Омолонского срединных массивов. На севере и на юге –

Туранский свод. Эти участки суши были окружены морскими геосинклинальными бассейнами с вулканическими островами типа современной Курильской гряды. На месте их в ходе геологической истории возникали складчатые горные сооружения, присоединившиеся к древним ядрам суши – срединным массивам.

В недавнем геологическом прошлом «прирост» суши по сравнению с девонским был еще более велик, чем в настоящее время. С конца палеозоя и в течении некоторых отрезков мезозоя-кайнозоя, по-видимому, существовала Охотия – область суши в районе современного Охотского моря на месте гипотетического срединного массива. По мнению ряда исследователей Охотия погрузилась под воды лишь в голоцене.

Таким образом, наряду с признаками разрастания суши отмечаются следы противоположно направленного процесса. Ю.А. Мещеряков считал, что захват океаническими водами участков суши отражает общую тенденцию к разрастанию и углублению океанов в геоморфологическом этапе развития Земли.

Близость океана сказалась на формировании рельефа Дальнего Востока: эрозия, усиленная из-за низкого базиса эрозии, абразионная деятельность волн, влажный муссонный климат создавал условия для интенсивного расчленения и быстрого выравнивания рельефа.

Ряд исследователей: Ю.Ф. Чемяков, Никольская, Р.И. Никонова на территории Дальнего Востока выделяют две поверхности выравнивания: олигоцен-среднемиоценовую, соответствующую вершинному уровню низкогорного рельефа и плиоценовую, образующую современный уровень предгорий Сихотэ-Алиня. Островные сопки Р.И. Никонова связывает с процессами педипленизации.

Е.П. Денисов считает, что основные морфоструктуры Дальнего Востока возникли после позднемеловой складчатости: с позднего мела до олигоцена происходило дифференцированное поднятие хребтов, опускание впадин, сопровождавшееся мощной вулканической деятельностью.

Вулканогенный рельеф Сихотэ-Алиньской ветви вулканогенного пояса характеризовался чередованием вулканических плато, плоскогорий, щитовых массивов и вулканогенных впадин. По данным Г.И. Худякова рельеф современной горной части Сихотэ-Алиня в олигоцене уже имел горный облик. Во внутригорных и межгорных впадинах происходило накопление грубообломочных осадков. В целом рельеф отличался большой сложностью. Положение береговой линии Тихого океана отличалось от ее современного положения. Как правило, она была смещена к востоку, но на месте полуострова Камчатки поднимались только отдельные острова.

Вулканогенный рельеф подвергался процессам денудации, значительной амплитуды достигает эрозионный врез. Характерны были структурно-денудационные формы рельефа, а местами возникли поверхности выравнивания. Сносимый с возвышенностей материал накапливался во впадинах, котловинах. Широко были распространены озерно-речные равнины. Благодаря теплomu и влажному климату интенсивно шло корообразование.

Сохранность рыхлых отложений олигоцена ограниченная. Однако, в отдельных крупных впадинах аккумуляция шла в значительных размерах. Так, в Нижне- и Среднеамурских впадинах в палеогене шло накопление более, чем тысячеметровой толщи грубообломочных и туфогенных отложений. Палеогеновые отложения выполняют крупную Суйфуно-Ханкайскую депрессию.

Увлажненный субтропический климат способствовал активному накоплению кор выветривания каолинового типа. Но сохранились они очень ограниченно и малой мощности.

Специфика развития рельефа в палеогене определила перспективы территории на ряд полезных ископаемых.

На юге Дальнего Востока известны оловоносные россыпи, связанные с корами выветривания позднемелового и палеогенового времени. Они тоже

сильно разрушены. Примером такого рода месторождений может служить Воскресенское рудное поле касситерита в Приханкайской депрессии.

Миоценовая эпоха

На территории Дальнего Востока в миоцене господствовал горный глубоко расчлененный рельеф. Формировались преимущественно продольные хребты, ограниченные разломами.

Тектонические подвижки ослабли, вулканической деятельности не наблюдалось. Только на пересечении продольных и поперечных разломов и вдоль бортов впадин отмечены трещинные излияния лав (кизинская свита).

В миоцене сложилась благоприятная обстановка для формирования россыпных месторождений золота и олова, особенно в депрессиях, выполненных аллювиальными осадками.

Современная эпоха

Является временем активных тектонических движений с общей тенденцией к поднятию. Это время интенсивного развития эрозии и денудации.

Эпохе свойственны специфические процессы рельефообразования, такие, как ледниковая деятельность, криогенные явления и т.д. Начало эпохи может быть отнесено к концу неогена. Это время характеризуется увеличением размеров вулканических дуг. Эпоха была ознаменована образованием крупных разломов. В раннечетвертичное время с крупными разломами восточного и западного склонов Сихотэ-Алиня, а также Буреинском хребте связаны излияния базальтов (совгаванская свита). Базальтовые покровы этого времени образовали обширные бронированные плато в предгорьях горных хребтов и межгорных впадин. Одновременно возникли Синдинский, Иманский, Бикинский вулканы высотой 1000 – 1500 м.

Тектоническая активность продолжалась. В связи с этим в первое позднечетвертичное межледниковье произошло новое излияние лав вдоль древних разломов. Базальтовые покровы образуют верхний уровень

вулканических плато. В ряде мест эти покровы, спустившись в долины рек, легли на речные террасы (р. Хор).

Плейстоценовым оледенением были затронуты все горные хребты континентальной части Дальнего Востока: Сихотэ-Алинь, Буреинский, Тукурингра-Джагды, Джугджур. Оледенение было неоднократным. Некоторые исследователи допускают возможность четырех оледенений. Наиболее надежно обнаружены следы позднеплейстоценового горно-долинного муниканского оледенения (75 тыс. лет назад). Следующее – селитканское горно-долинное, закончилось 10 тыс. лет назад.

Межледниковья сопровождались трансгрессиями, а периоды оледенений регрессиями моря, во время которых Сахалин присоединялся к материку. В горах наблюдаются лестницы каров, троговые долины с ригелями и бараньими лбами.

В целом влияние оледенений на рельеф Дальнего Востока не очень велико, меньше, чем на Северо-Востоке.

Развитие рельефа во внеледниковой области продолжало идти при восходящих движениях. По периферии накапливались пролювиальные конусы грубого состава (приамурская, усть-амурская, белогорская свиты). В связи с регрессией моря расширились приморские равнины. Частью материка был остров Сахалин.

В речных долинах формировался комплекс террас, на р. Амур – четыре террасы.

На территории Дальнего Востока хорошо распространены фрагменты древнего рельефа. Это остатки древних пенепленов, педиментов, денудационных останцов мелового, палеогенового, миоценового возраста.

Сохранность аккумулятивных форм палеорельефа слаба, они либо погружены под более молодые, либо разрушены. Изучают их с целью поиска полезных ископаемых.

Дальний Восток относится к зоне флювиальной морфоскульптуры – эрозионные и аккумулятивные процессы в «чистом» виде. В горах – это

эрозионно-денудационные педименты, останцовые сопки. В речных долинах, на озерных равнинах – террасовые ступени и молодые формы эрозионного расчленения. Хорошо развита вертикальная морфоскульптурная поясность. Центральные приосевые части хребтов относятся к гольцовому поясу или к поясу ледниково-криогенной морфоскульптуры. Они имеют обычно альпийские формы рельефа, созданные горно-долинным оледенением, нагорные террасы, каменные покровы. Ниже гольцового пояса расположен пояс флювиальной морфоскульптуры: среднегорья и низкогорья, увалы, которые постепенно переходят в ландшафты озерно-аллювиальных, озерных, аллювиальных равнин.

По периферии аккумулятивных равнин протягиваются широкие участки поверхностей денудационного выравнивания с мощными корами выветриваниями.

Камчатско-Сахалинская область

В Камчатско-Сахалинскую область, кроме п-ва Камчатка, о-ва Сахалин входит дуга Курильских островов. Область относится к континентально-океанической главной зоне, в пределах которой в кайнозойе протекало активное горообразование, сопровождавшееся вулканизмом. Это единственная на нашей территории область современного вулканизма. Остров Сахалин.

Основные черты орографии и морфоструктуры.

Среди кайнозойских складчатых поднятий четко различаются разделенные Тым-Поронайской низменностью средневысотные Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы. Продолжением их на юге являются низкогорные Сусонайский и Тонино-Анивский хребты, между которыми расположена Муравьевская низменность. В северной части Сахалина простирается Северо-Сахалинская равнина, осложненная двумя низкогорными грядами. Крайнее северо-восточное положение занимает п-ов Шмидта, состоящий из двух хребтов, разделенных низменностью.

Абсолютные высоты на Сахалине от 0 до 1600м.

Морфография очень пестра: плоские субгоризонтальные наклонные равнины сменяются грядово-холмистыми равнинами, плато и разновысотными горами. Ширина речных долин колеблется от немногих метров до первых километров.

На равнинах Сахалина выделены пластово-аккумулятивные уровни поднятые на разную высоту в результате неравномерного поднятия островных дуг или отдельных их участков. Наиболее велики такие поверхности на Северо-Сахалинской равнине, а также в центральных депрессиях.

Формирование современной морфоструктуры Сахалина началась после позднемиоценовой эпохи выравнивания рельефа (курасийское время). И сопровождалось перемещениями по разломам крупных блоков и активной вулканической деятельности в восточной части переходной зоны вблизи контакта с Тихоокеанской плитой. Наиболее крупные морфоструктуры четко совпадают с орографическими поясами. Они представлены чередующимися сложно построенными грабенсинклинальными и грабенантиклинальными продольными поясами. На Сахалине Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы имеют горстантиклинальную структуры. Низменности и депрессии (Центрально-Сахалинская и другие относятся к грабен-синклиналям.

Морфоструктуры на значительном протяжении окаймлены разломами северо-восточного простираения. Наряду с продольными разломами широко развиты кулисные и поперечные разломы, флексуры и перегибы. Они разделяют п-ов Шмидта, Северо-Сахалинскую равнину, Средний Сахалин и Южный Сахалин.

Эти блоки нередко смещены относительно друг друга по горизонтали, что позволяет относить их к типу сдвигов.

Для Северного Сахалина характерно почти точное совпадение поднятий с антиклинальными складками (локальные возвышенности Вал-Осайская, Дагинская, абс. отм. 300-600м), а понижений – с синклиналями.

Наблюдаются новейшие складчатые деформации морских и речных террас, нередко современное подпруживание рек и образование заболоченных участков и даже озер (Северо-Восточный Сахалин).

Западно-Сахалинские горы представляют собой относительно сложно построенное горстантиклинальное поднятие, сложенное среднедислоцированными верхнемеловыми и кайнозойскими породами, на которых сформировались расчлененные низкогорные, реже среднегорные складчатые денудационно-тектонические хребты.

На Сахалине отчетливо прослеживается широтная деформация морфоструктуры. К относительно поднятым преимущественно горст-антиклинальным морфоструктурам Западно-Сахалинских гор относятся Крильонская, Синегорско-Танаринская и Центральная зоны.

Относительно погруженными преимущественно синклинальными морфоструктурами являются Лютогская, Ильинская, Ломанонская и Северная зоны. Их отличительная особенность - широкое развитие наряду с горными морфоструктурами структурно-денудационных синклинальных плато, возвышенных равнин и аккумулятивных равнин вдоль побережья. Для Ламанонской зоны характерны вулканические морфоструктуры.

Грабен-синклинали Центрального Сахалина возникли при участии процессов растяжения земной коры.

Центрально-Сахалинская депрессия (Тым-Поронайская и Сусунайская низменности) характеризуются линейной вытянутостью, равнинностью, приуроченностью к грабен-синклинали, большой мощностью осадков молассовой фации, почти полным отсутствием вулканизма.

В связи с отсутствием вулканизма ограничивающие Центрально-Сахалинскую депрессию разломы выражены на большом протяжении в виде четких морфоструктурных уступов.

Вдоль западного разлома прослеживаются грязевые вулканы. В переходной зоне между горами и депрессией имеются своеобразные сахалинские адыры(прилавки) в виде пластовых наклонно-ступенчатых равнин. Большая часть депрессии занята аккумулятивными равнинами. К предгорья приурочены веерообразные субгоризонтальные пролювиально-аллювиальные равнины и морские равнины. Мощность рыхлых отложений, выполняющих депрессию от 100м до 400м.

Для Восточно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта типичны складчато-глыбовая морфоструктура. Значительная роль хорошо выраженных в рельефе субмеридианальных разломов, ограничивающих внутригорные впадины, грабены, наличие сдвиговых (до 14км) и раздвиговых морфоструктур, сходство субстрата. Метаморфизованные

породы палеозоя приурочены к Сусунайскому хребту, а верхнемеловые кремне-вулканогенные – к Восточно-Сахалинским горам.

Система узких линейных грабенов в Восточно-Сахалинских горах, также как и Центрально-Сахалинская депрессия, являются результатом раздвиговых деформаций.

Цепь прибрежных впадин на севере (Набильская, Пограничная, Муравьевская) занята аккумулятивными равнинами и озерами.

Прибрежные восточные депрессии Сахалина отличаются фрагментарностью, относительно малыми размерами (иногда их площадь достигает 25-50 км на Северном Сахалине), полным отсутствием вулканических морфоструктур, преобладанием денудационных и аккумулятивных равнин, сложенных осадочными отложениями. К депрессии примыкает наклонная поверхность шельфа, простирающегося на 50 км вплоть до крупного глубинного разлома, протягивающегося вдоль Сахалина на несколько сот километров. Сахалин относится к сейсмическим областям. Большая часть землетрясений связана с тектоническими движениями в зоне Беньофа – Заварицкого. Сила землетрясений – 4-7 баллов.

Морфоструктура.

В ряде районов Восточно-Сахалинских гор установлены выровненные поверхности, срезающие мезозойские отложения и предположительно имеющие доплиоценовый возраст. Четвертичные лавы на плато Ламанон перекрывают расчлененный рельеф.

Широко распространены остатки полигенетической раннечетвертичной поверхности выравнивания – это остатки лавовых покровов, огромных щитовых вулканов, останца абразионных поверхностей и выровненные участки горных склонов.

Наиболее древними и унаследовано развивающимися элементами морфоскульптуры являются речные долины. Здесь развиты два типа речных долин: неглубоко врезуемые широкие с поймой и комплексами низких террас в предгорьях и в межгорных понижениях и узкие и глубокие ущельевидные с крутыми склонами, почти без поймы и террас.

Речные долины заложены одновременно и не раньше миоцена, но главное из них приобрели современный вид в плиоцене и голоцене.

Рисунок очень густой речной сети и обусловлен ее молодостью и особенностями морфоструктурами. Гидросеть очень густой речной сети обусловлен ее молодостью и особенностями морфоструктуры. Гидросеть дренирующая древние массивы, имеет дендритовый рисунок, дренирующая складчатые морфоструктуры - параллельно перистый, в вулканических районах – радиальный рисунок, а в депрессиях – центростремительный.

В связи молодостью рельефа развита азональная морфоскульптура: интенсивное расчленение междуречий, небольшие речные долины, эрозионные уступы, денудационные уступы, обвалы, сели в горах почти повсеместно и меньше на равнинах.

Реликтовая морфоскульптура распространена фрагментарно на Сахалине в связи с малыми абсолютными высотами позднеплейстоценовые ледниковые формы рельефа встречаются гор и п-ва Шмидта.

Комплекс эоловых форм приурочен к песчаным низменным участкам побережий.

Из зональной морфоскульптуры на Северном Сахалине в изобилии нагорные морозно-солифлюкционные формы, в депрессиях –термокарстовые воронки и озера.

В межгорных депрессиях Сахалина мощность четвертичных покровов достигает 180-400м, обычно на стыке с горными сооружениями.

ОБЩИЙ ОБЗОР РЕЛЬЕФА И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Россия занимает почти половину континента Евразия.

Рельеф поверхности территории исключительно разнообразен и сложен. Основной массив территории занят равнинами или низкогорьями (68%). По южной и восточной границам широкой полосой поднимаются горные сооружения (32% от всей территории). От западной границы до Енисея, прерываясь лишь «каменным поясом» - невысокими горами Урала, расстилается бескрайняя равнина. Ее западная половина до Балтики называется Русской или Восточно-Европейской, а восточная – от Урала до Енисея – Западно-Сибирской низменностью.

К югу и юго-западу от Русской равнины расположены горы – Кавказские (5642 м), Крымские (1545 м), Карпаты (2061 м); к югу от Западно-Сибирской низменности – денудационные равнины Центрального Казахстана с разбросанными среди них невысокими горными хребтами и массивами.

Почти половина территории, лежащей за Енисеем, занята горными сооружениями, обширными, но невысокими плоскогорьями, межгорными депрессиями и котловинами.

На юге заенисейской территории нашей страны над плоской возвышенной равниной Средне-Сибирского плоскогорья (480 м) поднимаются горные страны – Алтай, Саяны (3491 м), Прибайкалье (2999 м), Забайкалье, Становое нагорье.

На юго-востоке, за горами Забайкалья, Зейско-Буреинская и Нижне-Амурская равнины отделяют горные сооружения Ям-Алинь-Буреинской горной страны от Сихотэ-Алиня (2512 м).

Крайний Северо-Восток также большей частью горист и только вдоль берега Северного Ледовитого океана тянется относительно неширокая полоса низменности. Среди водных пространств как крайние восточные форпосты возвышаются гористый полуостров Камчатки, острова Курильские и Сахалин.

На севере к краю шельфа Евразии выдвинуты архипелаги островов земли Франца-Иосифа, Новой земли, Северной земли, Новосибирских, Ляховских островов, о. Врангеля.

Границы: 58 тыс. км, из них 20 тыс. км – сухопутные и 38 тыс. км – водные. Внешние границы России, ближнего и дальнего зарубежья.

Горный пояс характеризуется большими амплитудами высот, максимальные амплитуды высот земной поверхности в пределах горных стран достигают 5—7 км. Например, Рионская низменность примерно на 5 км ниже водораздельного хребта Большого Кавказа. Рельеф поверхности еще больше усложняют и делают более контрастным глубокие впадины Черного моря (максимальная глубина 2211 м), Каспийского моря (впадина

южного Каспия – 995 м), впадина Байкала (до 1626 м), впадина Иссык-Куля (702 м).

Особый пояс вулканических гор и океанических впадин составляет Курило-Камчатская область. Наивысшая точка суши здесь – вулкан Ключевская сопка – поднимается до 4570 м, а в Курильской впадине, примыкающей с востока к цепи Курильских островов известны глубины до 11 км. Таким образом, общий размах высот поверхности литосферы достигает в этой области 12—15 км.

На севере непосредственным продолжением равнин внутренней части служит подводная мелководная равнина, шельф Северного Ледовитого океана которой ограничивается уступом материкового склона, отделяющего шельф от глубоководного ложа океана.

Колебания высот в пределах равнин в 10—100 раз меньше, чем в пределах гористого пояса и измеряются не километрами, а лишь десятками, реже сотнями метров.

Кроме различий между окраинной и внутренней частями при анализе гипсометрической карты обращает на себя внимание противоположность между восточной и западной частями территории России. Долина Енисея делит примерно пополам территорию нашей страны. Лежащее к востоку от Енисея пространство в целом приподнято. На гипсометрических картах это пространство, занятое плато, плоскогорьями, хребтами, закрашено преимущественно в желто-коричневые цвета; низменные участки, закрашенные зеленым цветом, здесь занимают сравнительно небольшие площади.

Напротив, к западу от Енисея на гипсометрической карте господствуют зеленые тона низменных пространств.

Если сравнивать со средней высотой поверхности – 430 м над уровнем моря, то восточная часть страны в целом поднята выше, а западная – ниже среднего гипсометрического уровня страны.

Эти же различия выступают также при сопоставлении высот отдельных крупных равнин. В западной половине средние высоты Русской (140 м) и Западно-Сибирской (120 м) равнин близки между собой и сравнительно невелики. Крупная равнинная область востока – Средне-Сибирское плато – имеет среднюю высоту 480 м, т. е. значительно приподнята по сравнению с равнинами запада России.

Заметна еще одна отличительная особенность. В западной части межгорные впадины обширнее по площади и глубже. Например, сравним глубоководную Черноморскую впадину (на западе) и Ферганскую долину (на востоке) или впадину южного Каспия и Минуссинскую котловину в Сибири. Можно заключить, что в Крымско-Кавказской области горный рельеф литосферы наполовину затоплен в соответствии с общим пониженным гипсометрическим уровнем запада. Напротив, в Средней Азии и Южной Сибири весь пояс гор, включающий как хребты, так и межгорные впадины, высоко поднят над уровнем мирового океана.

Этой же закономерности подчинен и шельф Северного Ледовитого океана: его поверхность опущена глубже в западной половине и относительно приподнята в восточной. Наиболее низко опущен шельф близ западной морской границы – в Баренцевом море, средняя глубина которого 230 м. В Карском море средняя глубина около 120 м, в море Лаптевых глубины редко превышают 50 м.

Итак, общие черты рельефа России определяются двумя взаимно накладывающимися закономерностями: с одной стороны, противоположностью между западным окраинным горным поясом и внутренней зоной плато и равнин, с другой стороны, различиями между приподнятой восточной и относительно опущенной западной частями страны.

Рельеф земной поверхности и строение земной коры

Каковы же причины возникновения основных черт орографии России?

Основная причина в тектонических (эндогенных) процессах, протекавших в земной коре и подкоровом слое (верхней мантии Земли).

Вспомним, что в строении земной коры принимают участие три слоя: сверху – слой осадочно-вулканогенных пород (мощностью 25 км), ниже – слой гранитно-метаморфических пород (мощностью 10—20 км), под ним – базальтовый (мощностью 15—20 км). Между земной корой и подкоровым слоем проходит поверхность Мохоровичича.

На большей части территории развита земная кора континентального типа мощностью от 25—30 до 70—80 км. Мощная кора континентального типа сменяется корой океанического или переходного типа в Курило-Камчатской области, в Северном Ледовитом океане, и во впадинах Каспийского и Черного морей.

Наукой доказано, что между рельефом земной поверхности и поверхностью Мохоровичича существует определенная связь. Под крупными горными хребтами (Альпийский пояс, горы Средней Азии, Тихоокеанский пояс, глубоководные части Северного Ледовитого океана) подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) опущена наиболее низко, под межгорными впадинами мощность коры несколько меньше.

В целом рельеф земной поверхности в своих главных чертах является как бы зеркальным отражением рельефа поверхность Мохоровичича: чем выше рельеф, тем глубже поверхность Мохоровичича.

Чем объясняется такое соответствие?

Согласно современным геофизическим данным мощность земной коры, как и рельеф в ходе геологической истории испытывала сложные изменения.

Большое влияние на развитие земной коры оказывали физико-химические процессы, происходящие в подкоровом слое. Из недр земли идет радиоактивный тепловой поток, он разогревает глубинные массы, они разуплотняются. Кроме этого, плотность глубинных масс меняется от гравитационного сжатия Земли.

Там, где в последние геологические эпохи уменьшалась плотность земной коры, увеличивалась ее мощность, снижался уровень поверхности Мохо. В этих областях начинается поднятие земной поверхности и образование высоких гор или возвышенностей.

В самом общем плане на нашей территории (с земной корой континентального типа) выделяются следующие области, неодинаковые по характеру рельефа и особенностям строения и развития коры:

1) равнины западной половины, где в течении последних геологических эпох нормальная мощность континентальной земной коры (30—40 км) была относительно стабильной и где сохранялся невысокий уровень земной поверхности;

2) возвышенные плато восточной половины, где в последнюю геологическую историю мощность земной коры возросла от 30—40 км до 40—55 км, и произошло поднятие земной поверхности на 500—1000 м;

3) горное обрамление (особенно южная окраина), где происходила интенсивная перестройка земной коры и рельефа поверхности: мощность коры увеличилась в 2—2,5 раза и достигла 65 км; поднятие низменных шельфовых равнин и пенеппенов до 5—7 км обусловило формирование горных сооружений.

4) Таким образом, возраст самых крупных форм рельефа поверхности литосферы примерно такой же, как возраст главных неровностей ее подошвы – поверхность Мохоровичича.

Рельеф и основные черты геологической структуры

Каков же геологический возраст крупных элементов рельефа? Какова последовательность формирования отдельных частей страны?

Противоположность в строении рельефа окраинной и внутренней частей нашей территории отражает особенности геологической структуры, сложившейся с древнейших эпох истории Земли.

Типы складчатости	Подтипы	Время проявления
докембрийская	беломорская	Ar - Pr ₁
	карельская	конец Pr ₁

	байкальская	конец Pr ³
палеозойская	салаирская	
	каледонская	O
	герцинская	C - P
мезозойская	мезозойская	T, I, K
альпийская	альпийская	N - Q

Русская (Восточно-Европейская) равнина и Средне-Сибирское плато относятся к древней докембрийской складчатости и представляют собой древние платформы.

Эти области нашей страны раньше, чем другие, пережили цикл складчатости, вулканизма, горообразования и формирования коры континентального типа. Это древние ядра континента Евразии. Еще в докембрии горообразовательные процессы здесь закончились, горные цепи были срезаны эрозией, абразией и другими экзогенными процессами и с тех пор – в течение более 600 млн. лет – поверхность этих областей сохраняла свой равнинный облик, развиваясь в условиях относительно спокойного тектонического режима.

Пространство между Русской равниной и Среднесибирским плато относится к более поздней палеозойской складчатости.

Когда на востоке Европы и в Средней Сибири сформировались платформы со свойственным им равнинным рельефом, в Западной Сибири еще бурно протекали тектонические и вулканические процессы, громоздились горные цепи. После каледонской (300 млн. лет назад), а затем герцинской (150 млн. лет назад) орографических эпох все пространство между теперешним Уралом и Енисеем превратилось в область завершенной складчатости. Наступил платформенный тектонический режим, образовались обширные пространства с выровненным рельефом, таковы денудационные равнины Казахстана, пластовые и аккумулятивные равнины Западной Сибири и Турана. В структурном отношении это молодые (послепалеозойские) платформы. Лишь отдельные части области палеозойской складчатости – Урал, Новая Земля, горы Чингизтау (в Казахстане) сохранили горный рельеф.

Значительная часть гор Северо-Востока и Дальнего Востока принадлежит к области мезозойской складчатости. Основная фаза складчатости и горообразования произошла здесь во второй половине мезозойской эры (J – K, 40—70 млн. лет. назад). Затем, уже в новейшее время после этапа денудации, произошло обновление горного рельефа.

Более молодой горный пояс Юга называется альпийским. В него входят горы: Карпаты, Крымские, Кавказские, Копетдаг, Памир. Эти горные сооружения возникли в тектонически-подвижной (геосинклинальной)

области Тетиса в результате складчатости и орогенеза в кайнозое (миоцен—плиоцен), всего 5—10 млн. лет назад.

Кайнозойская (альпийская) складчатость наиболее молодая в пределах континентальной части территории России.

Особое место в структурно-тектоническом районировании отводится Курило-Камчатской области. Все ранее названные структурно-тектонические области докембрийской, палеозойской, мезозойской, кайнозойской складчатости характеризуются мощной земной корой континентального типа.

Курило-Камчатская область (в нее входят южная часть Охотского моря, Сахалин, часть Японского моря) имеет земную кору океанического (местами переходного) типа. Это сравнительно тонкая, пластичная, легко подвергающаяся складчатым и другим деформациям и проницаемая для глубинных процессов. В связи с этим область характеризуется тектонической подвижностью, вулканической активностью, резко расчлененным рельефом.

Структура и рельеф земной коры Курило-Камчатской области находятся на ранней стадии развития, предшествующей стадии образования мощной коры континентального типа, завершения складчатости и создания величественного горного пояса.

Курило-Камчатская область — современная подвижная (геосинклинальная) зона, служит как бы наглядной моделью ранее существовавших геосинклинальных зон. Такова была геосинклинальная область Тетиса в период альпийского орогенеза и образования молодых гор Кавказа, Копетдага, Памира. Еще в более древние эпохи истории Земли сходный облик имели зоны палеозойской и докембрийской геосинклиналей.

После образования участков с очень мощной земной корой, увенчанных молодыми высокими горами, дальнейший ход развития структуры и рельефа земной коры приводит сначала к образованию невысоких древних гор, а затем к полному сглаживанию поверхности и образованию равнинных (платформенных) участков земной коры.

Сравнивая между собой современную геосинклиналь Курило-Камчатской области, высокие горы области кайнозойской (альпийской) складчатости Кавказа, денудированные горы области мезозойской складчатости Верхоянья, остаточные горные кряжи и равнины области палеозойской складчатости Казахского мелкосопочника (молодой платформы) и, наконец, равнины Европейской части и Балтийского щита (области докембрийской складчатости или древней платформы) мы видим как бы отдельные звенья единого направленного процесса развития структуры и рельефа земной коры, который постепенно охватывал различные части территории нашей страны на протяжении последних 500—600 млн. лет.

С геоморфологической точки зрения важнейшим рубежом в ходе развития рельефа было превращение горных сооружений в равнинные страны. Это процесс длительный, сложный и, видимо, осуществлялся различными путями, в частности, путем пенепленизации. Пенепленизация —

это выравнивание гор агентами континентальной денудации (работа рек, ледников, выветривание, склоновые процессы). В длительном цикле пенепленизации выделяют стадию усиленного расчленения поверхности и сноса в условиях контрастного рельефа и стадию планации (сглаживания поверхности), приводящую к образованию кор выветривания и окончательному выравниванию территории.

Пенепленизация протекает в условиях затухающих поднятий гор. Наряду с этим процессом большое значение имеют опускания крупных участков горных стран. Поскольку смежные горные цепи интенсивно разрушаются, в области опускания выносятся большие объемы продуктов денудации, и опускания компенсируются осадконакоплением. В результате на месте погружившихся горных сооружений формируются аллювиальные, дельтовые, прибрежно-морские, абразионные равнины. В ходе их образования возникают различные месторождения полезных ископаемых осадочного происхождения.

Перестройка рельефа в геоморфологическом этапе развития Земли

Понятие «геоморфологический этап в развитии Земли» было выдвинуто академиком И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым в 1964 г. Под геоморфологическим этапом понимается период времени, в течение которого формировался в своих главных чертах современный рельеф Земли. Хронологически он охватывает значительную часть мезозойской эры и весь кайнозой. Выше мы разбирали, что различия между горной окраиной и внутренней частями территории отражают распределение основных геолого-структурных элементов складчатых и платформенных областей различного возраста.

Однако, не все крупные черты рельефа находят объяснение в особенностях древней геологической структуры. Таковы, прежде всего различия в общем характере рельефа запада и востока. Действительно, приподнятость Средне-Сибирской и относительно низкое положение Русской платформенных равнин нельзя поставить в связь с их геологическим возрастом: обе платформы имеют докембрийский фундамент. С другой стороны, древняя Русская платформа, молодые платформы Западной Сибири и Турана, хотя и относятся к различным структурно-геологическим категориям, в геоморфологическом отношении принадлежат к одной и той же группе низких равнин.

Несоответствие с древним структурным планом обнаруживаются и при анализе горных стран.

Урал и Тянь-Шань принадлежат к единой области палеозойской складчатости. Однако, в геоморфологическом отношении они существенно различаются. Урал – остаточный платформенный кряж. Тянь-Шань по своему облику почти не отличается от молодых гор альпийской складчатости.

Южная часть древней платформы Средней Сибири – область докембрийской (байкальской) складчатости – выражена в рельефе не

равнинами или плато, а обширной Байкальской горной областью, включающей многочисленные хребты и глубокую впадину Байкал.

Территория Сибири геосинклинальное развитие прошла уже в докембрии и палеозое, и к концу палеозоя здесь установился платформенный режим, и началась выработка обширной поверхности выравнивания с образованием мощных кор выветривания каолинового типа.

В.П. Петров полагает, что в конце позднего триаса – ранней юры в Средней и Центральной Азии, на Урале и в Сибири существовал единый пенеплен, на котором развивалась мощная раннемезозойская кора выветривания.

В мезокайнозое в течение последних 100—150 млн. лет раннемезозойский пенеплен претерпел деформации. Тектонические движения, протекавшие в этот отрезок истории Земли, нашли отражение в рельефе земной поверхности, но не все они привели к качественным перестройкам древних геологических структур.

Тектонические движения докембрийского возраста, создавшие различные геологические структуры, считаются древними движениями. Движения земной коры мезозоя – начала кайнозой считаются новыми. Тектонические процессы неоген-четвертичного периода (последние 300 млн. лет), сыгравшие особо важную роль в формировании современного рельефа, обозначаются как новейшие движения.

С новыми и новейшими движениями земной коры, с событиями геоморфологического этапа связано обособление приподнятой восточной и относительно пониженной западной частей страны.

Каковы же причины, приведшие к поднятию восточной половины страны? В первую очередь это интенсивное прогибание океанических впадин в мезокайнозое. Оно сопровождалось оттоком подкорковых масс из-под впадин в пределы окружающих континентов. Подток глубинных масс вызвал общее поднятие континента, в него вовлекались территории с различной геологической структурой и предисторией. И чем обширнее океаническая впадина и интенсивнее ее прогибание, тем больше амплитуда поднятия суши по периферии океана и тем шире полоса такого поднятия.

Пример – грандиозная Тихоокеанская впадина. В нее входит вся восточная часть Евразии. Вся эта область высоких плато, нагорий, высочайших горных хребтов испытала общее поднятие и перестройку морфоструктуры в связи с развитием Тихоокеанской впадины.

Причем, господствующее высотное положение Памира, Гималаев, Тибетского нагорья объясняется, вероятно, тем, что в этом орографическом узле наложились зоны влияния Тихого и Индийского океанов. Тектоническая перестройка выразилась в поднятии земной коры и в наращивании ее мощности.

Геоморфологический этап отмечен не только общим поднятием крупных континентальных глыб, но и перестройкой их морфоструктуры. Ярким проявлением такой перестройки было образование возрожденных гор. Возрожденные горы широко распространены на территории России. Впервые

это понятие ввел В. А. Обручев. Возрожденные горы в течение мезокайнозоя формировались в пределах разновозрастных складчатых зон.

После эпохи некоторого тектонического покоя и денудации горного рельефа в новое и новейшее время наступила фаза интенсивного горообразования. Если при первичном горообразовании в областях геосинклиналей ведущая роль принадлежит складчатым деформациям земной коры, то при вторичном горообразовании (возрождении гор) большое значение приобретают разрывные дислокации, движения по разломам.

В большей степени движения по разломам сказались в пределах древней платформы (области докембрийской складчатости) – в Прибайкалье, Забайкалье, где земная кора наиболее консолидирована.

Возрожденные горы палеозойской складчатости – Тянь-Шань и мезозойской складчатости – горы Северо-Востока.

Хотя возрожденные горы Байкальской горной страны сформировались на древней платформе, мощность земной коры здесь на много больше, чем на платформах и близка к мощности молодых кайнозойских гор (60—70 км). Как видно, образование возрожденных гор сопровождалось глубокой перестройкой коры и возникновением «корней» гор.

Природа процессов, приводящих к перестройке земной коры и возрождению гор неясна. По-видимому, во-первых, это разрастание океанических впадин, во-вторых, это активные орогенические зоны кайнозойской складчатости. Соответственно выделяются два типа возрожденных гор: периокеанические и перирогенические (Хаин, Мещеряков). Пример периокеанических – Верхоянский хребет, нагорье Черского, горы Южной Сибири (от Станового хребта до Алтая).

Пример возрожденных гор перирогенического типа – Тянь-Шань, возникший под влиянием орогенеза на Памире.

Возникший в геоморфологическом этапе развития Земли окраинный горный пояс территории России представляет собой целостное морфоструктурное образование с некоторыми общими чертами строения в своих разновозрастных частях.

Обратим внимание на характерную угловатость очертаний северной кромки горного пояса:

- 1) участок сочленения Большого Кавказа, Малого Кавказа и Понтийских гор;
- 2) участок сочленения Копетдага и Эльбурса;
- 3) Западный Тянь-Шань с Северным;
- 4) район стыка Западного и Восточного Саяна;
- 5) Байкальская горная страна и система Станового хребта.

Опущенные углы – оз. Байкал, Зайсан-Алакольское понижение, впадина Каспийского моря.

Поднятые углы окраин горного пояса располагаются через промежутки в 18° — 24° широты. На меридианах поднятых углов в пределах равнин располагаются преимущественно положительные структуры. Так, на меридиане Саянского поднятого угла лежит западный край Среднесибирского плато, отмеченный поднятием гор Путорана. От пониженной Западно-Сибирской равнины Средне-Сибирское плато отделено Енисейской геофлексурой, выраженной в рельефе тектоническим уступом правобережья Енисея.

С Копетдагским поднятым углом связано меридиональное поднятие Урала.

На Русской равнине прослеживается субмеридиональная полоса поднятий, лежащая на продолжении Кавказского поднятого угла. Эта структура была указана Н.С. Шатским. С нею связана Волжская флексура, выраженная в рельефе уступом правобережья Волги.

Известная геометрическая правильность расположения поднятых и опущенных углов и связанных с ними зон поднятия и опускания в пределах равнин позволяет говорить о существовании огромных, выраженных в рельефе волн земной коры – геоволн, геундаций. В пределах территории выражены волны меридионального направления, кроме них существуют и субширотные геоволны. Выраженные в рельефе геоволны объединяют в целостные геоблоки различные по своему геологическому строению и истории части земной коры.

Такая геометрическая правильность расположения морфоструктур на территории страны, связанная с существованием систем геоволн, по-видимому, отражает некоторые общепланетарные закономерности и общую геометрическую правильность фигуры Земли.

Меридионально-широтное расположение современных, выраженных в рельефе геоволн, связано с положением оси вращения Земли в геоморфологическом этапе.

Поверхности выравнивания и развитие крупных элементов рельефа

Во многих районах нашей территории можно наблюдать «лестницы» поверхностей выравнивания и террас, разделенных поверхностями врезания (уступами, крутыми склонами). Эти «лестницы» - свидетельства неравномерного хода развития рельефа. Поверхности выравнивания возникали в эпохи равновесия эндогенных и экзогенных сил, когда сглаживались неровности литосферы. Уступы, крутые склоны сохраняются от эпох, когда эндогенные силы брали верх над экзогенными, и происходило усиление контрастов рельефа. Эпохи сглаживания и эпохи усиления его контрастов чередовались во времени, составляя геоморфологические циклы.

Каждая эпоха выравнивания охватывала большие территории с различным рельефом и разнородной геологической структурой. Соответственно поверхности выравнивания определенного возраста

распространяются на обширных пространствах, некоторые поверхности выравнивания прослеживаются почти на всей территории.

При изучении «лестниц» поверхностей выравнивания всегда оказывается, что самая высокая ступень – наиболее древняя в этом районе и что каждая последующая ступень вырабатывалась на более низком уровне.

Наиболее древняя (исходная) поверхность выравнивания на территории России относится к концу палеозоя – началу мезозоя. В мезо-кайнозойе (в геоморфологическом этапе) последовало нарастающее поднятие рельефа, увеличение контрастов, усложнение орографического плана.

Характер поверхности выравнивания в различных районах неодинаков. В пределах платформенных территорий – это обширные по площади полигенетические равнины, которые в период формирования включали денудационные и аккумулятивные участки.

Денудационные равнины (пенеплены) распространены в областях относительного поднятия, особенно щитов, остаточных гор и кряжей; аккумулятивные – в пределах плит, областях относительного опускания.

В пределах платформ обычно насчитывается 2—3 разновозрастных поверхности выравнивания.

Наиболее древние – мезозойские поверхности выравнивания, сохранились на Алданском щите, северо-западе Русской равнины, на Средне-Сибирском плато. В областях опускания (Западно-Сибирская равнина, юго-восток Русской равнины) древние поверхности выравнивания погребены, и исходными для формирования поверхности рельефа послужили пластовые (аккумулятивные) поверхности палеогенового и четвертичного возраста.

В молодых горах Кавказа, Памира, Копетдага насчитывается 8—10 разновозрастных поверхностей выравнивания. В рельефе гор преобладают разнообразные поверхности врезания (уступы, крутые склоны) отмечающие длительные эпохи поднятия. Узкие террасовидные ступени поверхностей выравнивания возникали в периоды приостановления или ослабления роста гор. По генезису это обычно денудационные, абразионные поверхности. Возраст их обычно не древнее олигоцена-миоцена, и в горах они сильно деформировано орогеническими движениями.

В возрожденных горах Алтая, Тянь-Шаня, Саян, Байкальской горной страны сочетаются реликтовые поверхности выравнивания типа пенепленов доорогенной стадии развития и «лестницы» поверхностей выравнивания нового орогенного этапа. В горах Тянь-Шаня установлено 5—7 поверхностей выравнивания неоген-четвертичного возраста. Возраст исходных доорогенных пенепленов датируется мезозоем (Т, J, К). Древние высокоподнятые пенеплены слабо деформированы и занимают юбширные пространства в пределах возрожденных гор, например, на Алтае – 30%, в хребте Каратау - 50%. Неизгладимое впечатление!

Изучение поверхностей выравнивания имеет очень большой научный и практический интерес. Во-первых, для определения возраста рельефа, во-вторых, к поверхности выравнивания приурочены различные коры выветривания, несущие в себе многочисленные полезные ископаемые.

С этой целью изучают уровни эрозионного среза. Ферсман, Смирнов выделяют три уровня эрозионного среза:

- 1) молодой рельеф Кавказа, Копетдага, горного окружения Ферганской долины, где вскрыты лишь верхние участки гранитных батолитов, несущие свинец, цинк, мышьяк, ртуть, сурьму;
- 2) старый рельеф Казахского мелкосопочника, где на поверхность выходят постмагматические рудные месторождения свинца, цинка, меди, вольфрама, олова, золота;
- 3) древний рельеф Карелии, где вскрываются месторождения магматических очагов – молибден, редкие металлы.

Составлены специальные карты поверхностей выравнивания, которые позволяют оценить количественно эрозионный срез рудных тел.

Морфоструктурные элементы равнинных и горных стран

Напомнить о классификации рельефа И.П. Герасимова (1959):

Геотектуры – наиболее крупные черты рельефа Земли, обязанные своим происхождением силам общепланетарного масштаба – континентальные выступы, океанические впадины, крупные горные пояса, равнинно-платформенные области.

Морфоструктуры – крупные элементы рельефа, возникающие в ходе взаимодействия эндогенных и экзогенных сил при ведущей роли эндогенного фактора – движений земной коры. Это отдельные горные цепи, хребты, межгорные впадины, возвышенности, низменности, а также выраженные в рельефе антиклинали, мульды, тектонические валы и прочие геоструктуры.

Морфоскульптуры – мелкие формы, которые своим происхождением обязаны экзогенным процессам, взаимодействующим с другими факторами образования – балка, овраг, моренная гряда, бархан, дюна. Территории, однородные по типу морфоскульптуры, объединяются в морфоскульптурные зоны – зона криогенной морфоскульптуры, аридной и т. д.

И.П. Герасимов различает следующие морфоскульптурные элементы равнин:

- 1) цокольные денудационные почти равнины (плоскогорья), срезающие кристаллические породы фундамента – Балтийский, Алданский щит, Донецкий, Енисейский кряжи, Казахский мелкосопочник;

2) внутриконтинентальные аккумулятивные низменности – Прикаспийская, Вилуйская;

3) молодые элементарно построенные пластовые возвышенности (плато), сложенные почти горизонтально залегающими толщами осадочных или вулканических пород – Устюрт, Карабильское плато, плато Путорана;

4) более древние, сложно расчлененные ступенчатые ландшафты пластовых возвышенностей и низин (северо-запад Русской равнины и Среднесибирское плато).

В горных странах морфоструктурные элементы представлены отдельными хребтами и горными цепями, межгорными низменностями и плато, предгорьями и нагорьями.

По степени участия разрывных и складчатых деформаций в образовании гор различаются горы: глыбовые, складчато-глыбовые, глыбово-складчатые, складчатые. В морфографическом отношении выделяются: низкогорья, среднегорья, высокогорья и высочайшие горы.

При сопоставлении орографических элементов с геологической структурой приходим к выводу о повсеместной связи рельефа с тектоникой, о ведущем месте тектоники в образовании всех крупных орографических элементов: хребтов, впадин, возвышенностей, низменностей. Характер связи неодинаков: наиболее элементарные (прямые соотношения орографии и тектоники) наблюдаются в области современной геосинклинали Дальнего Востока. Здесь хребты строго соответствуют антиклинальным элементам складчатой зоны, межгорные впадины, низменности – синклиналичным элементам. Прямая связь характерна для области альпийской складчатости юга (Карпаты, Кавказ, горы Средней Азии).

В областях мезозойской складчатости более сложные соотношения.

Еще более своеобразный характер имеют структурные особенности современного горного рельефа области палеозойской складчатости. Например, Урал. Здесь наряду со структурами, имеющими прямое выражение в рельефе, развиты структуры с обратным (инверсионным) выражением (например, синклиналичные хребты). Тектонические перестройки в новое и новейшее время привели порой к образованию совершенно нового морфоскульптурного плана.

Молодые платформенные равнины палеозойской складчатости характеризуются преобладанием прямых соотношений рельефа и структуры. Возвышенности соответствуют антеклизам, низменности – синеклизам (прогибам). Например, Русская равнина, Западно-Сибирская низменность.

Итак, крупные элементы орографии горных и равнинных областей России могут быть подразделены по характеру соотношения с

геоструктурными элементами на прямые (унаследованные) и несогласные (неунаследованные).

Прямые морфоструктуры характерны для современных геосинклинальных областей, молодых складчатых горных стран, молодых платформ.

Возраст морфоструктур

Для суждения о возрасте морфоструктур важнейшие указания дают поверхности выравнивания. Исследования показали значительное распространение палеогеновых, мезозойских и более древних поверхностей. В это же время оформились и многие крупные элементы рельефа морфоструктур. Например, Тиманский кряж на Русской равнине, плато Путорана на Среднесибирском плато образовались уже в мезозое (мел – юра).

В новое и новейшее время продолжалось унаследованное развитие многих ранее заложенных морфоструктур – рост возвышенностей, горных хребтов, углубление впадин и заполнение их осадками.

При сравнении западной и восточной частей выясняется несовпадение во времени крупных циклов геоморфологического развития. На востоке значительно ярче проявилась среднемеловая фаза поднятия и расчленения – тихоокеанский (яньшанский) орогенический цикл, слабо проявившийся на западе.

На западе в новое и новейшее время напротив, наиболее отчетливо проявилась миоценовая фаза поднятия и перестройка морфоструктуры, связанная с альпийским циклом орогенеза.

В восточных районах основная фаза новейших движений сместилась на неоген-четвертичный период. Здесь наиболее интенсивно протекали тектонические процессы и процессы рельефообразования. Это выразилось в общей приподнятости территории и возрождении гор.

В западной части процессы возрождения гор и орогенические движения оказались значительно слабее.

Современные движения земной коры и сейсмичность

Тектонические процессы, создавшие крупные черты рельефа, продолжают в современную эпоху в виде медленных (вековых) движений земной коры, землетрясений, извержений вулканов.

Точные геодезические измерения высот одних и тех же пунктов через 20—30 лет выявляют медленные поднятия одних и опускания других районов. Например, сейчас район Москвы понижается на 2—3 мм/год, район Таллина поднимается со скоростью 2 мм/год.

Составлена карта современных вертикальных движений. Из нее видно, что поднятие, охватившее весь Скандинавский полуостров, продолжается на нашей территории вплоть до Карпат.

К востоку – область опускания. Лишь отдельные участки Русской платформы поднимаются – Воронежский массив, Донбасс, Криворожье,

Кавказ. Скорости движений на равнинах и горах различны, на равнинах они измеряются в миллиметрах, в горах – сантиметрами.

Длительно развивающиеся контрастные движения плавного характера приводят к разрыву сплошности земной коры и сопровождаются сейсмическим толчком – землетрясением. Наиболее подвержена землетрясениям область горного обрамления страны. Самые сильные землетрясения до 8—9 баллов в Памире, Тянь-Шане, Копетдаге, Кавказе, Алтае, Саянской области, Прибайкалье, Курило-Камчатской области. Сейсмическая область полностью совпадает с областью повышенных градиентов новейших движений земной коры.

Сейсмичность – это проявление орогенеза в современную эпоху.

Глубина очагов землетрясений не превышает 80—100 км, в основном это процессы, протекающие в земной коре. Наиболее глубоководные землетрясения с очагами глубиной 600—700 км, уходящими в мантию Земли, приурочены к современной геосинклинали – Курило-Камчатской области. Землетрясения бывают и на платформах. Это слабые землетрясения, связанные с формированием глубинных разломов. Неслучайно, эта же область является и вулканической. Вулканы тесно связаны с расплавленными очагами вещества в подкоровом слое Земли. По подводящим каналам, приуроченным к глубинным разломам, во время извержений выводится на поверхность вещество и энергия глубинных недр. Таким образом, распространение вулканов – геоморфологический признак активного формирования земной коры за счет вещества мантии.

Таким образом, крупные черты рельефа отражают процессы в глубоких недрах Земли, развивающиеся на протяжении многих геологических эпох вплоть до современной. Поэтому и изучать рельеф необходимо в связи с геологической структурой и движениями земной коры.

За последние 35 лет в отечественной геоморфологии оформилось направление – структурная геоморфология, или морфоструктурный анализ. Он включает ряд приемов изучения рельефа, его строения и развития: анализ материалов аэрофотосъемки, изучение поверхностей выравнивания, речных и морских террас, их деформаций, прослеживание изменений фаций и мощностей новейших отложений. Большой эффект дает морфоструктурный анализ в сочетании с геофизическими исследованиями – гравиметрическими, магнитометрическими; сейсмическими. Особенно ощутимы результаты применения морфоструктурного анализа при поисках нефтегазоносных структур в районах Второго Баку, Западной Сибири, Средней Азии, Виллюйской впадины. На счету у геоморфологов ряд морфоструктур, в пределах которых уже обнаружены залежи нефти и газа, угля, бокситов, рудных месторождений.

Соотношение рельефа с тектонической структурой

Территория России четко подразделяется на области новейших поднятий с преобладанием экзогенного рельефообразования и области опусканий с преобладанием аккумуляции, к которым относятся

аккумулятивные равнины платформенных прогибов, обладавших в неоген-четвертичное время тенденцией к опусканию и накоплению мощных толщ рыхлых отложений.

На древних платформенных равнинах – средневысотной Восточно-Европейской и высокой Сибирской (включая их окраинные области – щиты, внутриплатформенные горы) господствуют области новейших устойчивых поднятий разной интенсивности; на них приходится 70% площади.

В общем плане рельеф Восточно-Европейской и Средне-Сибирской платформенных равнин унаследовал древний структурный план (до 80% площади).

Урал – омоложенная горная страна – отличается высоким соответствием рельефа древней тектонической структуре. Но есть случаи обратного (инверсионного) выражения морфоструктуры (синклинальные хребты).

Возрожденные горы на палеозойских и допалеозойских структурах (Тянь-Шань, Алтае-Саянская горная область и Байкальская) обладают высокоподнятыми новейшими движениями, сильно расчлененным рельефом с низким соответствием герцинскому и каледонскому тектоническому плану.

Слабое структурное соответствие в пределах Байкальского рифтогенеза.

Эпигеосинклинальные горы Альпийского орогенного пояса имеют сложные сочетания современного рельефа с древней структурой.

Эпимезозойские складчатые горы, нагорья, плоскогорья, древние срединные массивы, обширные аккумулятивные низменности отличаются структурной и геоморфологической неоднородностью. Здесь, наряду с районами, обладающими высокой степенью соответствия рельефа с тектоникой (Верхоянская горная страна, Яно-Индибирская, Колымская низменность), широко распространены горы и нагорья, сильно перестроенные новейшими движениями и рифтогенезом (особенно Охотско-Чукотский вулканический пояс).

В области мезозой наблюдается тенденция к унаследованному развитию морфоструктур.

Юг Дальнего Востока отличается неоднородностью (структурное соответствие до 40%).

Вывод: соответствие рельефа с лежащими в его основе тектоническими структурами в целом низкое, а с новейшими движениями – более тесное.

Возраст рельефа

Довольно распространено мнение о молодом неоген-четвертичном возрасте рельефа. Однако существуют представления о мезозойско-палеогеновом возрасте крупных черт современного рельефа, правомерность которого четко выявилась при изучении поверхностей выравнивания.

Под возрастом морфоструктуры понимается не давность ее заложения, а геологическое время формирования морфоструктуры, качественно сходной с современной.

Морфоструктуры эпохи позднемезозойского планетарного выравнивания относительно редки – Кольский полуостров, Карелия, цокольные равнины Украинского щита.

В мелу – среднем палеогене сформировались возвышенности (пенеплены) Валдайская, Онего-Двинская, Двинско-Мезенская денудационные равнины, куэсты Прибалтики, возвышенности Верхней Волги, Казахского щита, Алданского щита.

Как не обширно было выравнивание в позднем мезозое, однако, оно не распространилось на всю территорию.

На обширной Тихоокеанской шовной зоне в эту эпоху шло интенсивное поднятие и горообразование в среднем мелу – тихоокеанский (яньшанский) орогенный цикл. Оно выразилось в омолаживании гор юга Дальнего Востока, Верхнезейской, Удской впадин. А на платформенных равнинах Дальнего Востока в позднемеловое время продолжалось выравнивание. Проявилась эта фаза складчатости сильнее, чем на западе.

В палеоген-неогене формировалась или преобразовывалась большая часть морфоструктур на Балтийском и Украинском щитах, Азовской возвышенности, начались сводовые поднятия Байкальской горной страны – эпоха тектонической активизации, денудационного ярусного развития. В это время сформировался рельеф Восточно-Европейской равнины, Северные Увалы, Московская синеклиза, поднятия на Украине, Днепровско-Донецкая впадина, Среднерусская и Приволжская возвышенности, поднятия Уральской горной страны. Более отчетлива миоценовая фаза поднятия.

Еще большей перестройке подвергся рельеф Средней Сибири. С конца палеогена активно растет инверсионная структура Путорана, Енисейский кряж, Казахский щит.

Мощные преобразования рельефа происходили в области возрожденных гор. В Тянь-Шане, Алтае-Саяне сформировался орографический план очень близкий к современному.

В мезозоидах Северо-Востока и Дальнего Востока горообразование вступило в заключительную фазу.

В Альпийском и Тихоокеанском орогенных поясах горообразование только начиналось, а завершилось оно в плиоцен-плейстоцене. С эоцена началось образование Байкальского рифтогена.

В раннем плиоцене выявляется еще одна форма активизации поднятий и рельефообразования. В Западной Сибири в плиоцене происходило прогибание ее центральной части и неравномерные поднятия ее окраин с образованием ступенчатых равнин.

В Средней Сибири – поднятие Анабарского щита и других плато, прогибание Центрально-Якутской низменности.

В плиоцене в Альпийском и Тихоокеанском поясах рельеф приобрел близкое к современному строение. В Курило-Камчатской и Охотско-Чукотской вулканических областях происходил мощный вулканизм.

Заключительный и непродолжительный этап рельефообразования проявился в раннем – позднем плейстоцене. Аккумуляция – на Русской

равнине, Туранской низменности (Южные Каракумы), в Западной Сибири, на Северо-Сибирской и Яно-Индибирской низменностях. Террасовый макроцикл по Герасимову.

Речные долины и морфоскульптура междуречий

Речные долины и разделяющие их междуречья образуют сложную и еще недостаточно изученную геоморфологическую систему. Речные долины, как правило, древнее рельефа междуречий.

Речные долины, развивающиеся под воздействием концентрированного поверхностного стока, составляют важнейший элемент флювиальной (эрозионно-аккумулятивной) морфоскульптуры. Однако в их строении и конфигурации обнаруживается теснейшая связь с тектоническим планом территории. Как в горах, так и на равнинах главные стволы речных систем приурочены к отрицательным структурам.

Современные долины главных рек, объединяющие фрагменты долин мезозойского и палеогенового возраста в целом заложились не позднее неогена. В раннем – среднем плейстоцене была длительная фаза опусканий, а в горах – замедление поднятий, она вызвала выполнение долин аллювием. С этого времени начинается выраженная морфологическая история современных долин.

В позднем плейстоцене началась эпоха поднятий и врезания, продолжавшаяся и в голоцене; она еще не завершилась и сейчас. В этот период была создана система молодых террас.

Долины рек Балтийского щита (морфологически молодые) частично предопределены разрывными тектоническими нарушениями, создавшими спрямленные ущелья, в устьях фьорды. Они подверглись подпруживанию водами последнедевонских морских ингрессий. Такой же характер имеют долины нижней Оби, реки Западной Сибири, Северо-Сибирской, Яно-Индибирской и Колымской низменностей.

Долины рек Черного и Каспийского морей, северных рек Русской равнины, Западной Сибири отличаются зрелостью, частой асимметрией, комплексом из 3—4 террас, включая и среднеплейстоценовые. Глубина вреза всего 40—50 м, террасы преимущественно аккумулятивные.

Совершенно иной морфологический облик имеют речные долины областей с восходящим тектоническим режимом в четвертичном периоде. На Русской равнине к ним относятся долины Подольской, Бессарабской и других возвышенностей, особенно долины Днестра. Древние долины с комплексом в 5—7 террас (цокольных и эрозионных) становятся узкими, врезанными на 80—100 м. Еще более выраженные долины Средней Сибири, на большей части территории которой развита густая и глубоко врезанная речная сеть с узкими, но плоскими днищами. Это Подкаменная и Нижняя

Тунгусски, реки плато Путорана – каньонообразны, порожицы, частично преобразованные в трог.

Реки, дренирующие территории с нисходящим тектоническим режимом, в четвертичном периоде образуют аллювиальные равнины. На Русской равнине – это Припятская, Приднепровская, а в Западной Сибири они занимают огромные площади (Обь, Иртыш). Ширина долин достигает десятков километров, а молодые аккумулятивные террасы незаметно сливаются с низкими аккумулятивными междуречьями разного генезиса.

Речные долины Средне-Сибирского плато (Лена, Вилюй) состоят из сложно чередующихся узких каньонообразных участков с расширениями, образуемыми серией аккумулятивных террас (Центрально-Якутская низменность).

Речные долины горных стран отличаются сложностью и фрагментарностью. Глубина врезов до 1000—2000 м, число террас различно, различен их генезис, перехваты. Возраст долин различен.

Морфоскульптура

Сформировалась под действием тектонического режима и колебаний климата. Самый широко распространенный тип – флювиальная (водно-эрозионная и аккумулятивная) морфоскульптуры, особенно в областях активизации новейших тектонических движений.

Различаются азональный и зональный типы морфоскульптур. К азональной морфоскульптуре относятся: комплексы эрозионных форм (овраги, небольшие глубоко врезанные долины), карстовые (воронки, поля, пещеры), суффозионно-просадочные (западины, степные блюдца), гравитационные (осыпи, обвалы, оползни) и эоловые формы. К азональной морфоскульптуре относятся и комплексы антропогенного происхождения (карьеры, терриконы, отвалы).

На Русской равнине – эрозионно-денудационная морфоскульптура. Наибольшее скопление овражных форм отмечается в пределах Приволжской возвышенности, Средне-Русской возвышенности, Приднепровской, Бессарабской, Волыно-Подольской. Мало оврагов на севере Русской равнины, на территориях распространения плейстоценовых оледенений.

На Волыно-Подольской возвышенности, на Донецком кряже, Приазовской возвышенности широко распространены небольшие глубоко врезанные долины – область современных поднятий.

В южных районах Русской равнины на лессовидных покровах – Причерноморская возвышенность, Ергени, Северная часть Прикаспийской впадины – характерны просадочные формы (западины, степные блюдца).

На Средне-Сибирском плато, в отличие от Русской равнины, господствует эрозионно-денудационная морфоскульптура, очень разнообразная.

Плоский и слабоволнистый деструктивный рельеф с глубиной расчленения до 50 м господствует на Центрально-Якутской низменности,

Северо-Сибирской низменности, на водораздельных пространствах Лены, Вилюя, Алдана.

На Сибирской платформе более широко, чем на Русской равнине, представлен грядово-увалистый тип морфоскульптуры с глубиной расчленения до 100 м – по всей Средней Сибири, на Анабарском щите, для Центральной Сибири – на субгоризонтальных ярусных плато.

В южной половине Сибирской платформы распространен глубоко расчлененный грядовый рельеф (до 200 м) – Енисейский кряж. Грядово-ступенчатый тип морфоскульптур развит в бассейне Оленека и Анабара на столово-ступенчатых плато с глубиной расчленения до 200 м.

Для Средне-Сибирского плато очень типична платообразная (врезанная) морфоскульптура (в северо-западной части на плато Путорана) и по северной периферии с несвойственной для равнин глубиной расчленения до 1000 м. Глубокому расчленению подверглись столово-ступенчатые плато на эффузивных породах. Это зона максимальных (до 1000 м) поднятий в пределах Сибирской платформы, по морфологическому облику приближается к расчлененным плоскогорьям.

В южной половине Средней Сибири развит плоский и слабоволнистый рельеф, созданный процессами комплексной денудации – это древние поверхности выравнивания.

Форм эрозионного генезиса (овражно-балочного) на Сибирской платформе нет, зато здесь широко развиты небольшие глубоко врезанные долины (плато Путорана, бассейн Оленека). Закарстовано Средне-Сибирское плато по сравнению с Русской равниной значительно меньше, что связано с развитием эффузивов. Да и плохая изученность.

На Западно-Сибирской равнине тоже эрозионно-денудационная морфоскульптура двух типов: плоский слабоволнистый и холмисто-увалистый со слабым расчленением не более 50 м.

Только в Западной Сибири развит увалистый и полого-увалистый тип морфоскульптуры с глубиной расчленения до 30 м, созданный процессами аккумуляции и последующей эрозии – Средний Иртыш, Средняя Обь, Тымь, Кеть. На юге Западной Сибири распространены овраги и суффозионно-просадочные формы.

Средние и низкие горные сооружения, обрамляющие Русскую равнину, отличаются развитием аazonальной морфоскульптуры.

В возрожденных горах Тянь-Шаня и Алтая характерны поверхности выравнивания. На Тянь-Шане господствует высокогорный и среднегорный тип расчленения, на Алтае – больше низкогорный.

В горах Прибайкалья преобладают эрозионно-денудационные типы расчленения равнинного типа (холмисто-увалистый, грядовый, грядово-увалистый).

Горы Забайкалья и Дальнего Востока характеризуются широким развитием аazonальной морфоскульптуры горного типа с преобладанием среднегорья и низкогорья.

Зональная морфоскульптура подразделяется на унаследованно развивающуюся до настоящего времени (криогенную, аридную, ледниковую) и реликтовую (древне-ледниковую, перигляциальную). Зональная морфоскульптура является отражением современной или древней морфоклиматической зональности.

Ареал распространения криогенной морфоскульптуры оконтуривается границей распространения залегающих на небольшой глубине многолетнемерзлых пород. Криогенная морфоскульптура накладывается на другие типы – эрозионно-денудационную, ледниковую. Криогенные формы на равнинах – полигональный рельеф, термокарстовые, бугры пучения (Кольский полуостров), термокарст (Мезенская губа, полуостров Канин, Малоземельская, Большеземельская тундра, Тиман, Пай-Хой). В Западной Сибири Сибирские Увалы, Гыдан, Ямал, Тазовское междуречье, Таймыр – гольцовая планация, солифлюкция, курумообразование.

Средне-Сибирская низменность, Хатанга-Оленекская, Центрально-Якутская, бассейн Мархи, Лены, Нижнего Вилюя и Олекмы. На Средне-Сибирском плоскогорье. На Северо-Байкальском нагорье, Витимском плоскогорье, горах Забайкалья.

Областью подлинного господства криогенной морфоскульптуры стали горы и равнины Северо-Востока. Гольцовая планация, Термокарстовый рельеф (низовья Яны, Омолоя, Яно-Индигирская низменность, низменности Чукотки, острова Арктики).

Комплексы криогенной горной скульптуры широко развиты на Дальнем Востоке, на севере Камчатки, побережье Охотского моря, на Сихотэ-Алине, острове Сахалин – гольцовый криогенный рельеф, бугры пучения во внутригорных котловинах, термокарст.

Криогенная морфоскульптура отмечается и в горном обрамлении территории бывшего СССР – на сыртах Тянь-Шаня, Джунгарском Алатау на 1600—1800 м, Алтай, Саяны, горы Забайкалья (криогенно-денудационный рельеф, гольцовый).

На Полярном Урале криогенный рельеф накладывается на ледниковый; Северный Урал и даже Южный Урал с высоты 1300 м.

Современная ледниковая морфоскульптура – на периферии ледяных куполов на островах Арктики – Земля Франца Иосифа, Новая Земля, Северная Земля – конечно-моренные гряды, зандры; в высокогорьях – нивально-гляциальные формы высокогорий альпийского типа.

Древнеледниковая морфоскульптура – в области распространения скандинавских четвертичных оледенений – Балтийский щит, север Русской равнины – экзарационные формы, ледниковые и водно-ледниковые, аккумулятивные (полого-холмистые моренные гряды, грядово-холмистые краевые и радиальные аккумулятивные формы).

Четвертичные оледенения на Русской равнине:

Q₁ – Скандинавское оледенение

Q₂ – Днепровское

Q₂ – Московское

- Q₃ – Зырянское (Валдайское)
На Средне-Сибирском плоскогорье - мажериновое
Q₁ – Самаровское
Q₂ – Тазовское
Q₃ – Зырянское

В горах реликтовая ледниковая морфоскульптура приурочена к высокогорьям – альпийский рельеф – островерхие изъеденные карами хребты, отдельные остроконечные вершины (карлинги, корытообразные троговые долины). В Карпатах (мало), Большом Кавказе (от г. Фишт до г. Бабадаг), Полярный Урал, Тянь-Шань, Памир-Бадахшанская горные системы, Алтай (с высотой 1700—1900 м), Восточный Саян, Северное Прибайкалье, Забайкалье, Байкальская рифтовая зона (Становой хребет, Джугджур, Северо-Южно-Муйский хребет, Кодар).

Наиболее крупной областью древнего горного оледенения были горы Северо-Востока (Сунтар-Хаята, Сэтгэ-Дабан), нагорье Черского, Верхоянский хребет, Верхнеколымское нагорье (снеговая граница до 950 м), Чукотская горная страна, Корьякское нагорье, Анадырское нагорье, горы Камчатки, Ям-Алинь, Джугджур.

Аридная морфоскульптура вместе с семиаридной охватывает северо-восточные районы Азербайджана, Прикаспийскую низменность, равнины Турана, Южного Тургая, территорию Казахского щита и впадины Юго-Восточного Казахстана, равнины Средней Азии.

Столово-останцовый рельеф с чинками, аккумулятивные аллювиально-дельтовые равнины, созданные миграцией русел и дельт Аму-Дарьи, Сырдарьи, бугристо-грядовые дефляционные формы, сухие долины (Узбой), аллювиально-проллювиальные конусы выноса, равнины.

Дельты рек, вложенные одна в другую. В предгорьях – лессовые нерасчлененные плато Бадхыз, Карабиль сочетаются с густо расчлененными оврагами (саями) – бедленд, холмисты

Аридная морфоструктура вместе с семиаридной распространена на Прикаспийской низменности. Она представлена столово-останцовым рельефом с чинками, аллювиально-дельтовыми равнинами, бугристо-грядовым дефляционными формами, эоловыми образованиями.

Список использованных источников.

Александров С.М. ...Сахалин. – М.:Наука.,1973.180с.(История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Алтае-Саянская горная область. – М.:Наука., 1969. 125с.(История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Артемьев М.Е.,Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин// Изв.АН СССР. Сер.геол. 1968.№4. с. 3-18.

Архипов С.А., Вдовин В.В.,Мизеров Б.В.,Николаев В.Н. Западно-Сибирская равнина. – М.:Наука., 1980. 159с.

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

Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. – Саратов : Изд. Сарат.ун-та., 1967. 354с.

Геология СССР. т.4. Центр Европейской части СССР. 4.1. Геологическое описание. – М.: Недра, 1971. 742с.

Геология СССР. Т.2. Поволжье и Прикомье. 4.1. Геологическое описание. – М.: Недра, 1967. 871с.

Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап в развитии Земли. – Изв.АН СССР. Сер.геогр., 1964. №3. 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 Львовского ун-та, 1960. 242с.

Горелов С.К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий: (На примере юго-востока Русской равнины). – М.: Наука, 1972. 216с.

Городецкая М.Е. Морфоструктура. – В кн.: Равнины и горы Сибири. – М.: 1975., [гл. Западная Сибирь, с. 7-35].

Дедков А.П., Норманн С.Р. О морфоструктуре среднего Поволжья. – В кн.: Вопросы геоморфологии Поволжья. – Саратов, 1997. вып.1(4), с. 76-86.

Думитрашко Н.В. Кавказ // Горные страны Европейской части СССР и Кавказ. – М.: 1974. с. 90-231.

Золоторев А.Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юго-восточной Сибири// Проблемы поверхностей выравнивания. – М.: 1964. с. 124-134

Золоторев А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. – Новосибирск.: Наука, 1977. 120с.

Зятькова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. – Новосибирск.: Наука, 1977. 215с.

Исаева Л.Л., Крауш М.П. Поверхности выравнивания Средне-Сибирского плоскогорья. – Изв. АН СССР. Сер.геогр., 1964, №4, с.120-126.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. – М.: Наука, 1974, 440с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин// Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. – Новосибирск, 1977.

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. 390с.

Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР: (Морфоструктура и морфоскульптура). – М.: Мысль, 1972. 519с.

Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. – М.: Наука, 1986. 190с.

Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР. – М.: Наука, 193с.

Николаев Н.И. Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. (Вопросы региональной теоретической тектоники). – М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392с.

Проблемы геоморфологии Восточной Сибири. / Ред. Золоторев А. Г. Иркутск, 1979. 175с.

Равнины Европейской части СССР. – М.: Наука, 1974, 255с. (геоморфология СССР).

Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алиньской геосинклинальной складчатой системы. – М.: Недра, 1978. 212с.

Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР. – М.: Высш. шк. 1978. 335 с.

Стрелков С.А. Север Сибири. – М.: Наука, 1965. 336с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.; Л.: Наука, 1969. 258с

Флоренсов Н.А., Олюнин В.Н. Рельеф и геологическое строение // Предбайкалье и Забайкалье. – М.: 1965. [ГЛ.] Общая характеристика. С. 23-90.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока: Вопр.теории.- М.: Наука.1977.256с.

Чемяков Ю.Ф. Неотектоника Приамурья и смежных территорий: Дальний Восток СССР // Докл. АН СССР. 1961. т.137.№3.с.1122-1144.

Чемяков Ю.Ф. Западное Приохотье. – М.: Наука, 1975. 124с.(История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).