КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ИМ. В.И. УЛЬЯНОВА – ЛЕНИНА

# Кафедра региональной геологии и полезных ископаемых

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ И

**ГЕОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Учебно-методическое пособие по курсу

«Региональная геоморфология и геология четвертичных отложений»

КАЗАНЬ 2009

**УДК 55:551.4’79 (47+57) (083.75)**

*Печатается по решению Редакционно-издательского совета ГОУ ВПО «Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина»*

*методической комиссии геологического факультета*

*Протокол № 7 от 21 декабря 2009 г.*

*заседания кафедры региональной геологии и полезных ископаемых*

*Протокол № 3 от 18 ноября 2009 г.*

*Автор-составитель*

канд. геол.-мин. наук, доц. В.С.Полянин

*Рецензенты:*

доктор геол.-мин. наук В.Г. Чайкин

кандидат геол.-мин. наук, доцент А.М. Ануфриев

**Региональная геоморфология и геология четвертичных отложений:** Учебно-методическое пособие / В.С. Полянин. – Казань: Казанский государственный университет, 2009. – 49 с.

В пособии приведена краткая характеристика и показана взаимосвязь и взаимообусловленность элементов геологического строения, неотектонического развития, геоморфологических ландшафтов и типов четвертичных отложений в пределах основных структурных элементов территории России: Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ и расположенных на территории России фрагментов складчатых сооружений, входящих в состав Урало-Азиатского, Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. Учебное пособие предназначено для студентов специальности 020301 – «Геология» геологических факультетов университетов, изучающих данный курс.

© Казанский государственный

университет, 2009

**ВВЕДЕНИЕ**

При наличии достаточно обширной специальной литературы по геологии, тектонике (в том числе – неотектонике), геоморфологии, четвертичной геологии отдельных территорий и регионов, до настоящего времени нет работ, в которых бы приводилась комплексная характеристика и анализ названных элементов их строения и определялись вероятные корреляционные и причинно-следственные связи между геологическим строением регионов и районов, развитыми в их контурах типами геоморфологических ландшафтов, господствовавшими в новейшее время геодинамическими режимами, интенсивностью неотектонических движений и развитыми генетическими типами четвертичных отложений и т.д.

В данном учебном пособии приводится краткая комплексная геологическая характеристика основных регионов территории России, особенностей их неотектонического развития, развитых типов геоморфологических ландшафтов и распространении четвертичных отложений разной генетической принадлежности.

Пособие предназначено для самостоятельной работы студентов и имеет целью обеспечить усвоение ими теоретических основ и выполнение лабораторных заданий по курсу «Геоморфология и геология четвертичных отложений», научить их грамотно читать и анализировать региональные геологические карты (геологические, тектонические, неотектонические, геологические четвертичных отложений, геоморфологические, литолого-палеогеографические и др.), определять вероятные связи и факторы, управляющими формированием в пределах изучаемых регионов тех или иных типов геоморфологических ландшафтов и генетических типов четвертичных отложений.

В 1970/1971 учебном году автору посчастливилось прослушать курс лекций по геоморфологии, прочитанный доцентом кафедры геологии СССР Ольгой Николаевной Малышевой - прекрасным геологом-четвертичником и удивительной доброты женщиной. Хотелось бы надеяться, что уроки Ольги Николаевны не пропали даром.

В основу учебного пособия положен курс лекций, читаемых автором студентам-геологам на геологическом факультете Казанского госуниверситета, при разработке которого использовал некоторые методические приемы проведения и фактические данные из лекций О.Н.Малышевой.

**МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ**

На первом занятии преподаватель знакомит студентов с содержанием и способами изображения информации на геологических картах.

Работу над изучением каждого из регионов, тектонических таксонов и структур в их пределах следует начинать с изучения, анализа и снятия информации с геологических карт в следующей последовательности:

1. Тектоническая карта Северной Евразии М 1:5000000;

2. Геологическая карта СССР (России) М 1:2500000 (1:1000000);

3. Карта новейшей тектоники СССР (России) или изучаемого региона М 1:5000000 – 1:1000000;

4. Геоморфологическая карта М 1:5000000 – 1:1000000;

5. Геологическая карта четвертичных отложений М 1:5000000 – 1:1000000;

6. Комплект литолого-палеогеографических карт М 1:7500000 по отдельным временным срезам палеогена – квартера.

Далее следует этап анализа и взаимоувязки геологической, неотектонической, геоморфологической, генетической (по типам четвертичных отложений) и литолого-палеогеографической (историко-физико-географической) информации по изучаемому региону. После этого преподаватель обосновывает выводы о вероятных причинно-следственных связях между названными характеристиками и определяет вероятные эндогенные и экзогенные факторы рельефообразования и четвертичного седиментогенеза на данной территории.

Задания для лабораторных работ по курсу «Региональная геоморфология и геология четвертичных отложений» приведены в составленном автором в 2005 г. «Лабораторном практикуме по курсу «Геоморфология и геология четвертичных отложений» (см. темы 8 - 13).

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ**

**Геоморфологический ландшафт (ГМЛ)** – это совокупность развитых в регионе или районе форм рельефа, свойственных области господства и проявления в новейшее время определенных геодинамического режима, климатических и физико-географических условий, или иначе говоря, - исторически обусловленная и парагенетически (пространственно) связанная совокупность форм рельефа, возникновение которой определяется рядом факторов : геологическим строением района, господствующим здесь в новейшее время геодинамическим режимом и обстановками, а также климатическими условиями.

Основные типы геодинамических режимов охарактеризованы в работе [20062].

Главнейшими типами эндогенных ГМЛ на континентах являются **горные и равнинные страны.** Для океанических и морских пространств геоморфологическими единицами этого ранга являются **подводные горные системы и равнины.**

Все названные категории рельефа по своей природе тектоногенны. Формирование их определяется, в первую очередь, господством в районе или регионе в новейшее время той или иной геодинамической обстановки (или обстановок). Именно режим неотектонических движений определяет формирование тех или иных эндогенных ГМЛ: низких и высоких равнин (аккумулятивных или денудационных), низких, средней высотности и высоких гор и др.

Кроме эндогенных, выделяется большое количество экзогенных ГМЛ, обусловленных наложением на эндогенные (тектоногенные) ландшафты климатического фактора (ледниковые, пустынные, водно-эррозионные и др.). Это определяет возможность более дробного подразделения и геоморфологического районирования территорий.

**Геоморфология горных стран.**

Под горными странами понимают возвышенности высотой более 500 м над уровнем моря с более или менее расчлененным рельефом и превышениями вершин над долинами не менее 200-500м.

По абсолютным высотам выделяют низкие (до 1000 м), средние (1000-2000м), высокие (2000-4000м) и наивысшие (более 4000м) горы.

Среди региональных положительных форм рельефа горных стран наиболее распространены **горные хребты (горные цепи)** - резко вытянутые в плане крутосклонные возвышенности, осложненные более мелкими возвышениями – горными вершинами. Наиболее крупные вершины находятся обычно на участках смыкания двух или более горных хребтов и называются **горными массивами**, или узлами.

Горные возвышенности изометричные в плане и состоящие из незакономерно расположенных горных вершин и мелких непротяженных хребтов, называются **нагорьями.**

Обширные возвышенности со сравнительно слабо расчлененным рельефом называются **плоскогорьями**. Более дробными элементами в составе плоскогорий являются **плато.** Различают плато с горизонтальной (столовые) и наклонной (структурные плато - куэсты) поверхностью. Плато могут входить в состав горных стран (плато Путорана в пределах Средне-Сибирского плоскогорья) и равнин (плато Устюрт).

Также в состав горных и равнинных областей входят **кряжи** – удлиненные, часто линейно вытянутые возвышенности с незначительными относительными превышениями долин над вершинами, характеризующиеся мягкими округлыми очертаниями вершин.

Из отрицательных форм рельефа регионального уровня наиболее крупными являются **межгорные впадины**, находящиеся между горными сооружениями (например, Ферганская, Куринская) и, менее крупными, **межгорные долины**, расположенные между горными хребтами (Алайская долина).

Рельеф хребтов осложняют бесчисленные горные долины, разнообразные по величине и морфологии. Гребни хребтов осложняются **седловинами**. Широко распространены в горах и более мелкие формы рельефа: отдельные горные вершины, холмы, гряды, гребни, овраги и др. Часто встречаются и структурные формы рельефа: моноклинальные гребни, куэсты, уступы, приразрывные долины и др.

При анализе рельефа горных стран важное значение имеет выявление системы расположения хребтов. Различают следующие системы расположения горных хребтов: параллельная, кулисообразная, виргационная, перистая, решетчатая и др.

Горные страны представляют собой области господства денудационного процесса, развивающегося на фоне активного эндогенного рельефообразования. Поэтому в строении рельефа горных стран преобладают денудационные формы. Однако достаточно широко и разнообразно представлен здесь и аккумуляционный рельеф. Процессы рельефообразования, морфология рельефа и характер образующихся генетических типов отложений в горных странах в значительной степени определяется высотностью гор.

**Высокогорье** представляет собой тип горного рельефа с большими (более 2000м) абсолютными отметками и интенсивной горизонтальной и вертикальной расчлененностью. Здесь господствуют скалистые крутосклонные островерхие горные цепи и пики. Особенно резкие и контрастные формы обязаны своим происхождением ледниковому процессу, физическому выветриванию и гравитационному процессу. Они развиты в верхнем ярусе гор. Геоморфологический комплекс, определяющий облик высоких гор, получил название **альпийского рельефа**, для которого ведущая рельефообразующая роль ледников является обязательным условием.

Типичные формы высокогорного рельефа – это карлинги, острые гребни хребтов, каменистые склоны, изъеденные карами, троговые долины, ледники различного типа и др. Широко развиты в высокогорье и аккумулятивные формы рельефа, сложенные гравитационными отложениями (осыпи и осыпные шлейфы), морены разного типа (боковые, основные и др.), серии речных террас и др.

В ряде районов в рельефе высоких гор встречаются участки плосковерхих и слабоволнистых водоразделов, образующих высокогорные плато (Памир, Тибет).

Основные области развития высокогорного рельефа – это Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Горный Алтай и др.

**Среднегорье** представляет тип горного рельефа с умеренными абсолютными высотами и средней величиной вертикальной и горизонтальной расчлененности. Здесь проявляются плавно очерченные системы разделяемых плоскими седловинами куполовидных (редко, крутосклонных) вершин, группирующихся в хребты или возвышения изометричной в плане формы. В среднегорных областях по сравнению с высокогорными возрастает роль структурно-денудационных форм рельефа.

В формировании экзогенных форм рельефа возрастает роль водно-склонового и эрозионного процессов по сравнению с гравитационным. Долины рек в среднегорных областях расширены. Склоны гор средней крутизны и пологие. Для склонов характерен выпукло-вогнутый профиль. Обычно склоны террасированы. Ледниковые формы рельефа развиты ограниченно. В поперечном профиле среднегорий наблюдается наличие обширных ступеней, представляющих собой разнообразные по происхождению и возрасту **поверхности выравнивания** (см. ниже).

Среднегорный рельеф имеет широкое географическое распространение: Урал, Карпаты, Кузнецкий Алатау, Саяны, Сихотэ-Алинь и др.

**Низкогорье** представляет собой рельеф невысоких (500-1000м) гор, которые окаймляют высоко- и среднегорные сооружения или образуют самостоятельные возвышенности среди равнин. Вертикальная расчлененность низких гор уменьшается до 200-500м. В низкогорных областях еще больше возрастает роль структурно-денудационного рельефа и в целом роль геологического строения в рельефе.

В развитии склонов возрастает роль делювиальных и солифлюкционных процессов. Увеличиваются площади развития аккумулятивного рельефа, чаще появляются выровненные поверхности, наклонные плато.

Низкогорье постепенно или резко переходит в равнинный рельеф. Примеры низкогорий – это предгорья Крыма и Кавказа, Южный Урал, Мугоджары, Салаир.

Морфологический облик средних и низких гор в значительной степени определяется общими климатическими условиями. Так в области проявления гумидного климата, где господствуют эрозионные водно-склоновые процессы,. преобладают сложные водоразделы, куполовидные вершины. В то же время в аридном и полуаридном климате горный рельеф отличается большей резкостью форм. В областях сухого полярного климата в условиях многолетней мерзлоты под действием морозного выветривания, солифлюкции и нивации формируются «гольцы», скалистые гребни хребтов, нагорные террасы и уступы и образуются огромные по площади развалы каменных глыб (курумы).

Промежуточной категорией между горным и равнинным рельефом является наблюдаемый в ряде районов рельеф **мелкосопочника**. Мелкосопочник – это область развития остаточных невысоких денудационных холмов и горных вершин, разделенных широкими равнинами. Примеры рельефа этого типа - Казахский мелкосопочник и Тувинский мелкосопочник.

**Генетическая классификация гор.** По ведущему процессу формирования горы подразделяются на тектонические, вулканические и эрозионные.

Тектонические горы возникают в результате неотектонических орогенических движений, сопровождающих функционирование ряда геодинамических обстановок и режимов: эпиплатформенного рифтогенеза, спредингового, островодужного, коллизионного и эпиплатформенного орогенеза. Естественно, что горы уже в процессе своего возникновения подвергаются интенсивному денудационному разрушению и их следует рассматривать как эрозионно-тектонические (денудационно-тектонические), различая по степени денудационного преобразования.

Вулканические горы **–** это орографически выраженные скопления лавого и/или пеплового материала. Это одиночные или слившиеся в пояса вулканические конусы стратовулканов, щитовые вулканы, вулканические плато, экструзивные купола и др.

Эрозионные (остаточные) горы **–** тектонические или вулканические горы, находившиеся в четвертичное время в областях тектонической стабилизации и интенсивно разрушенные эрозией.

Господствующее значение среди генетических типов гор занимают тектонические горы. По механизмам и главным типам горообразования тектонические горы подразделяются на складчатые, покровные и глыбовые.

Складчатые горы возникают в результате образования крупных складчатых поднятий, состоящих обычно из систем линейных сопряженных складок умеренной степени сжатия, обычно осложненных разрывными нарушениями. В большинстве случаев складчатые горы (хребты) представляют собой структуры типа горст-антиклиналей, разделенными межгорными долинами – структурами типа грабен–синклиналей. Складчатые горы наиболее широко развиты в областях проявления коллизионного геодинамического режима. Например, ряд горных сооружений Большого Кавказа и Крыма относятся к описываемой категории.

Покровные горы характеризуются сложной складчатой структурой с опрокинутыми и лежачими линейными складками, осложненными надвигами и тектоническими покровами большой амплитуды. Так же, как и складчатые горы, покровные локализованы обычно в областях господства коллизионного геодинамического режима. В частности, горы, принадлежащие описываемому типу, развиты в Альпах , на Карпатах и в Динаридах (Балканы).

Глыбовые и сводово-глыбовые горы образуются в пределах складчатых областей архейского-мезойского возраста или их сегментов, где в новейшее время проявляется геодинамический режим эпиплатформенного орогенеза и рифтогенеза. В результате движений тектонических блоков по разрывным нарушениям формируются орографически выраженные системы ступенчатых горстов и разделяющих их грабенов.

В развитии гор в течение одной стадии геодинамического цикла выделяют 3 подстадии:

1. Подстадия прямого тектонического рельефа, характеризующаяся полным соответствием горных хребтов антиклинальным или горстовым структурам, а межгорных впадин и долин соответственно – синклинальным и грабеновым.
2. Подстадия денудационно-тектонического рельефа, характеризующаяся замедлением поднятий, когда все более заметную роль в рельефе приобретают денудационные формы и, в частности, продольные и поперечные хребты. Одной из особенностей этой стадии является формирование обращенного рельефа: возникновение депрессий на антиклиналях и переход хребтов на синклинали.
3. Подстадия остаточных денудационных гор, характеризующаяся стабилизацией и прекращением поднятий: горные долины расширяются, хребты и вершины, сложенные более рыхлыми породами, срезаются денудацией; горный рельеф переходит в холмистый (холмы сложены наиболее крепкими породами).

В этапы стабилизации развитие тектонического рельефа прекращается и начинается денудационное выравнивание земной поверхности. Формируются **поверхности выравнивания,** или **планации,** в пределах которых происходит денудационное разрушение гор с образованием, в конечном итоге, рельефа мелкосопочника и равнинного рельефа. Основные процессы, определяющие формирование планаций – это пенепленизация (выравнивание рельефа без отступания склонов) и педипленизация (выравнивание рельефа с отступанием склонов). Равнины, возникшие таким образом, называются, соответственно, пенепленами и педипленами.

При возобновлении процессов горообразования, возникшие в этап стабилизации планации могут быть подняты на значительные высоты и стать элементами нового горного ландшафта.

Подробная характеристика геодинамических режимов и обстановок приведена в работе [Полянин, 2006].

**Геоморфология равнинных стран**

**Равнины** – обширные невысокие ровные пространства с малыми колебаниями высот (до 50-200м) и крайне малыми уклонами. Крутые склоны и обрывы встречаются и на равнинах, но они обычно невысоки и занимают второстепенное место в рельефе.

Среди равнин выделяют низменные (с абсолютными отметками до 200м) и возвышенные (высокие) (200-500м).

Наиболее высокие равнины называют **плато**. Высокоподнятые межгорные и предгорные равнины входят в состав горных стран. Ниже уровня моря континентальные равнины через абразионную ступень переходят в шельфы.

По общему положению поверхности выделяют следующие типы равнин (в скобках – примеры равнин): субгоризонтальные (Западно-Сибирская); покатые, развитые по периферии горных стран (равнины Предкавказья и Предкарпатья) и вогнутые равнины (равнины Прибалхашья и Туранская).

По характеру морфологии поверхности среди равнин различают: плоские, террасированные, волнистые, увалистые, холмистые и др.

Строение поверхности равнин осложняется разнообразными отрицательными формами рельефа: речными долинами, оврагами и впадинами.

**Генетическая классификация равнин.** По роли, которую в формировании рельефа равнин играют денудационные и аккумулятивные процессы, они подразделяются на денудационные и аккумулятивные. Это подразделение в значительной степени отражает тектонический (эндогенный) фактор: денудационные равнины обычно формируются в областях абсолютных или относительных поднятий, а аккумулятивные – абсолютных или относительных опусканий земной коры.

Более дробное подразделение равнин определяется характером ведущих рельефообразующих факторов.

**Денудационные равнины** по существу всегда имеют аккумулятивно-денудационный рельеф, однако роль денудации в образовании равнин этого типа является определяющей, тогда как аккумулятивный покров маломощен и прерывист.

Среди денудационных равнин различают: пенеплены, педиплены и абразионные равнины.

Пенеплены представляют собой остаточные (предельные) равнины, образующиеся в результате длительной (десятки млн. лет) комплексной денудации тектонических возвышенностей в обстановке длительной стабилизации и слабых поднятий. Морфологически они характеризуются выровненным слабо волнистым рельефом, нередко с группами мелких остаточных холмов, сложенных обычно наиболее крепкими и трудно разрушаемыми породами. Развитие пенепленов идет путем общего разрушения склонов и водоразделов и сопровождается их выполаживанием. Расширяющиеся депрессии заполняются продуктами денудации.

Среди пенепленов выделяют три генетических типа:

-  флювиальные (возникают при преимущественном воздействии эрозии и склоновой денудации);

-  ледниковые (образуются в результате экзарационной обработки возвышенностей ледниковыми покровами);

-  карстовые (остаточные равнины, выработанные в карбонатных, сульфатных и соленосных породах в результате карстового процесса).

Педиплены – это слабо покатые, обычно ступенчатые равнины, образующиеся в подножье горных возвышенностей в результате отступания склонов без их выполаживания. Они образуются в результате срезания подножий склонов боковой эрозией рек, абразией морей, экзарационной деятельностью ледников и т.д.

Процесс педипленизации особенно интенсивно развивается в условиях семиаридного климата с сильными ливневыми дождями под действием плоскостных нерусловых потоков и в условиях многолетней мерзлоты.

Абразионные равнины характеризуются идеально ровными поверхностями. Они образуются в результате срезания морской абразией значительных пространств прибрежной суши. Этот процесс реализуется в условиях медленного и длительного прогибания. На дневной поверхности абразионные равнины появляются в результате проявления масштабных регрессий морских бассейнов.

По геологическому строению И.Г.Герасимов и Ю.А. Мещеряков выделяют два типа денудационных равнин : 1) цокольные (денудационные) равнины – с выходом на поверхность складчатых структур и 2) пластовые равнины (структурно-денудационные), коренное основание (ложе) которых сложено горизонтально залегающими породами.

**Аккумулятивные равнины** по генезису (ведущему рельефообразующему процессу) подразделяются на аллювиальные, пролювиальные, гляциальные, флювиогляциальные, лимнические, эоловые, моренные, вулканические и равнины смешанного происхождения (аллювиально-лимнические и др.).

Аллювиальные равнины образуются на обширных выровненных площадях с формированием вдоль речных долин более или менее мощной аллювиальной толщи. Обычно эти равнины террасированы и состоят из серий прислоненных и погребенных (наложенных) террас, незначительно различающихся по высоте. Характерной особенностью аллювиальных равнин является их первичный рельеф (старицы, прирусловые гряды, пойменные озера и др.). Величайшие аллювиальные равнины мира: низовья рек Хуанхе, Ганга, Амазонки, Полесье и Приднепровье.

Пролювиальные равнины широко распространены в аридных и семиаридных климатических обстановках в подножье гор. Здесь крупные пролювиальные конусы выноса, сливаясь флангами, образуют сплошной шлейф, морфологически выраженный в виде покатой предгорной равнины. Пояса пролювиальных равнин расположены в предгорьях Средней Азии, Предкавказье и др. областях.

Моренные равнины наиболее широко представлены на континентах северного полушария в границах древних, особенно позднеплейстоценовых, оледенений. Сложены они толщей основной морены, которой отвечает характерный холмисто-увалистый рельеф с понижениями между холмами, нередко занятыми озерами и болотами. Краевые морены образуют пояса холмистых гряд со значительным увеличением контрастности рельефа. Этого типа равнины развиты в Прибалтике, на Валдайской возвышенности.

Флювиогляциальные равнины тесно связаны с моренными. Это песчаные зандровые равнины, образующиеся во время таяния ледниковых щитов. Эти равнины постепенными переходами связаны с аллювиальными. Своеобразным компонентом строения зандров являются озовые гряды и камовые холмы.

Озерные равнины образуются на месте крупных озерных палеодепрессий или представляют собой результат слияния нескольких озерных ванн с соответствующим объединением выполняющих их озерных осадков. Часто озерные равнины оконтуриваются уступами, береговыми валами и дюнными грядами. Иногда наблюдаются озерные террасы. Южная часть Западно-Сибирской низменности – один из типовых районов проявления равнин озерного происхождения.

Эоловые равнины широко развиты в аридных и семиаридных зонах, в областях распространения пустынь и полупустынь.

Морские равнины – обширные ровные пространства былого морского дна, вследствие регрессии моря выведенные выше его уровня. Обычно это плоские, слабо покатые равнины. Области распространения равнин этого типа – Прикаспийская низменность, северная часть полуострова Ямал и др.

Вулканические равнины образуются при излиянии на дневную поверхность по трещинам базальтовых лав и аккумуляции пепловых масс при вулканических выбросах. Вулканические равнины в современном рельефе представляют собой высоко поднятые сильно расчлененные ущельями плато (о. Исландия, Колумбия).

**Геоморфология дна океанов и морей.**

В рельефе дна океана выделяют 4 основные части:

-  подводная окраина материков;

-  переходная зона;

-  ложе океана;

-  срединно-океанические хребты.

Выделяются два типа океанических окраин: атлантический (без переходной зоны) и тихоокеанский (с переходной зоной).

**Подводная окраина материков**, составляя около 22 % площади океана, по своему рельефу четко делится на материковую отмель (шельф), материковый склон и материковое подножие

Шельф, занимающий около 8% площади мирового океана, представляет собой мелководную часть океана, расположенную между береговой линией и линией крутого перелома профиля дна на переходе к материковому склону. Внешний край шельфа находится в среднем на глубине 180-200 м (от 50-60 до 400 м.). Наиболее широк шельф там, где он является продолжением платформенных равнин (атлантическое побережье Северной Америки, шельф Северного-Ледовитого океана), и наиболее узок там, где он примыкает к геодинамически разнородным горным сооружениям (островные дуги разного типа, эпиплатформенные орогены и др.) подвижных поясов (так называемый гемишельф).

В структурно-геологическом отношении шельф – это непосредственное продолжение прилегающих к океану участков суши.

В общем, шельф образует пологонаклонную к океану равнину, но может иметь и заметно расчлененный рельеф волнистых или холмистых равнин. Здесь можно наблюдать реликтовые экзарационные и аккумулятивные ледниковые формы, древние береговые линии, подводные продолжения речных долин, затопленные террасы и другие формы.

**Материковый (континентальный) склон**  представляет собой относительно крутой (от 3-5о до 10-15о) склон между бровкой (внешнем краем шельфа) и ложем океана до глубины 2000-2500 м и более. Поверхность склона часто неровная, имеет сбросовый ступенчатый характер, но может иметь и сглаженные очертания. В нижней части склона нередко наблюдается холмисто-западинный рельеф, связанный с подводными оползнями.

Характерной формой рельефа континентального склона являются подводные каньоны, прорезающие его поперек. Наиболее крупные из них имеют длину в сотни километров, глубину до 1 км и ширину – до 1-1,5 км. Они могут быть врезаны в скальные или рыхлые породы. В устье подводных каньонов наблюдаются мощные конусы выноса.

**Материковое (континентальное) подножие** представляет собой полого наклонную (первые градусы) к океану, часто слабоволнистую равнину, окаймляющую в ряде районов основание материкового склона полосой до 1000 км в ширину. Нижняя кромка материкового подножия находится на глубине 2-4 (иногда – до 5) км. Это аккумулятивный шлейф, постепенно переходящий в глубоководное ложе океана.

**Переходная зона** характеризует тихоокеанский тип окраин океанов. Она следует непосредственно за материковым склоном, располагаясь между ним и ложем океана.

В типичной переходной зоне выделяются следующие элементы рельефа (в направлении от материка к океану):

-  глубоководные котловины окраинных морей с холмисто-равнинным рельефом;

-  внутренние и внешние (ближе к океану) островные дуги (линейно вытянутые гонные сооружения вулканогенного происхождения);

-  глубоководные желоба, вытянутые параллельно внешней островной дуге; из 27 известных в настоящее время глубоководных желобов 5 имеют глубину более 10 км.

Вдоль Тихоокеанского побережья Южной Америки наблюдается только глубоководный желоб и горная вулканическая гряда (вулканно-плутонический пояс).

**Ложе мирового океана** с земной корой океанического типа располагается на глубинах более 3-4 км и занимает примерно 51 % всей поверхности океана.

В рельефе ложа широко развиты абиссальные равнины – плоские или, чаще, холмистые, расположенные на глубинах 3,5-7км. Наибольшее распространение имеют холмистые равнины с подводными горами и холмами вулканического происхождения высотой 0,1-1 км.

Абиссальные равнины расчленены горными хребтами и валообразными поднятиями. Среди них различают:

-  океанические кряжи (глыбовые горы тектонической природы);

-  цепи вулканических гор и отдельные вулканы;

-  подводные плато;

-  плосковершинные подводные вулканические горы (гийоты) на глубинах до 2,5 км.

**Срединно-океанические хребты** занимают 17 % площади мирового океана. Наиболее крупный их них (Срединно - Атлантический) проходит вдоль всего Атлантического океана с севера на юг и делит его на две равные части. Ширина этого хребта около 1000 км, высота над океаническим ложем до 3 км. Он характеризуется сильно расчлененными горными склонами и гребнями. В осевой его части наблюдается глубокая грабенообразная рифтовая долина, дно которой находится на 2-3 км ниже вершины гребня на глубине до 4 км. Ширина рифтовой долины 30-60 км. Дно рифтовой долины неровное, размах высот форм рельефа составляет 0,5-0,7 км.

**ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА**

В пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выделяются тектонические элементы первого порядка: щиты (Балтийский и Украинский) и Русская плита.

Щиты (выходы на дневную поверхность складчатого глубоко метаморфизованного фундамента) сложены кристаллическими интенсивно деформированными геологическими комплексами раннего докембрия с широким проявлением гранитоидов.

Плитный чехол сложен горизонтально залегающими, преимущественно осадочными, терригенными и карбонатными отложениями фанерозоя и, фрагментарно, позднего докембрия.

**Геодинамические режимы.** В новейшее время основная часть ВЕП развивалась в платформенном режиме. Процессы горообразования (эпиплатформенного орогенеза) проявлены лишь в ограниченной области, находящейся в южной части Кольского полуострова (в полосе, располагающейся севернее Лапландского и Колвицкого гранулитовых массивов, в пределах Кольской мегазоны Балтийского щита) и, в орографическом плане, представленной Хибинскими горами.

В области господства платформенного режима поднятия и опускания распределены неравномерно.

На **Балтийском щите** названные области распределены зонально: поднятия с суммарной амплитудой в 200-500 м локализованы в центральной его части, с амплитудой до 200 м – в краевой (юго-восточной). Области опусканий (0-300 м) приурочены к полосе Белое море – Онежское озеро – Ладожское озеро – Финский залив Балтийского моря. Область максимальных блоковых воздыманий на Балтийском щите с амплитудами 500-1000 м находилась в южной части Кольского полуострова (см. выше).

Большая часть Балтийского щита представляет собой денудационную (аструктурную) равнину, осложненную локально проявленной областью развития низких блоковых гор (Хибины).

В пределах **Русской плиты** преобладают неотектонические поднятия с амплитудами до 200 м (большая часть плиты), реже – до 300-400 м (Средне-Русская, Приволжская, Бугульминско-Белебеевская и др. возвышенности).

Области опусканий новейшего периода (амплитуды до 600 м) охватили Прикаспийскую синеклизу (низменность), Северное Приазовье и северную часть Черноморского бассейна.

В целом Русская плита представляет собой пластовую (структурно- денудационную) равнину.

Области развития в пределах ВЕП основных типов **геоморфологических ландшафтов** (высокие и низкие равнины) определенно коррелируются с областями, испытывавшими в новейшее время разноамплитудные воздымания и погружения.

Так области поднятий с суммарными неотектоническими амплитудами более 200 м в геоморфологическом отношении представляют собой высокие структурно-денудационные плоско-волнистые равнины. Области, в пределах которых амплитуды поднятий характеризовались меньшей величиной, в одних случаях возникают широкие структурно-денудационные плоско-волнистые равнины, в других (когда они окружены областями более крупноамплитудных поднятий)[[1]](#footnote-1) – низкие аккумулятивные плоско-грядовые аллювиальные, аллювиально-озерные и низкие аккумулятивные плоско-волнистые водно-ледниковые равнины.

Области новейших опусканий на ВЕП представлены низкими плоскими морскими и плоско-грядовыми аллювиальными и озерно-аллювиальными равнинами.

Экзогенный (наложенный) рельеф связан с преобразованиями эндогенных ландшафтов под воздействием ледникового, лимнического, морского процессов, а также климатических факторов. Так, в северо-западной части ВЕП широко развиты следующие экзогенные геоморфологические ландшафты и типы рельефа: плоско-волнистый моренный, флювиогляциальный, плоский озерный и озерно-ледниковый.

Границы областей новейших поднятий разной интенсивности нередко маркируются крупнейшими речными долинами. Это рр. Волга, Дон, Днепр и др. В долинах этих водотоков развиты комплексы аккумулятивных аллювиальных террас.

Генетические типы четвертичных отложений, образующих плащеобразный чехол на литифицированных геологических комплексах ВЕП, достаточно определенно связаны с типами геоморфологических ландшафтов, в контурах областей развития которых они формируются. Так, в пределах Волго-Уральской антеклизы водораздельные пространства представляют собой районы господства элювиального и, в меньшей степени, делювиального процессов. На верхних уровнях речных долин преобладают делювиальные отложения, на нижних – развиты аккумулятивные аллювиальные отложения, образующие террасы.

В районах абсолютных или относительных опусканий (в геоморфологическом отношении – это низменные равнины) формируются аллювиальные, лимнические и смешанные озерно-речные отложения.

Отмечу здесь, что области абсолютных и относительных опусканий в син- и постледниковые периоды являлись областями масштабной аккумуляции и формирования гляциальных и флювиогляциальных отложений.

Разрезы четвертичных отложений различных частей ВЕП различаются как по мощности, так и по составу слагающих их пород.

По типам разрезов в пределах ВЕП выделяются ледниковая и внеледниковая области.

Характер и состав разреза четвертичных отложении определяется эволюцией палеогеографических обстановок, существовавших на изучаемой территории.

Так, на территории Балтийского щита (исключая Хибины) в течение четвертичного периода реконструируются следующие обстановки:

-  эоплейстоцен – холмистая низменная равнина с многочисленными озерами;

-  ранний неоплейстоцен – ледниковый щит (мощность гляциальных отложений до 18 м);

-  днепровское время – ледниковый щит (мощность гляциальных отложений до 9 м);

-  микулинское время – мелкое море с отдельными участками низменной суши;

-  калининское время – ледниковый щит.

Характерной особенностью четвертичного разреза Балтийского щита является небольшая мощность четвертичных отложений (от n x 10 м до 130-150 м – в областях аккумуляции).

Четвертичные отложения, развитые на Балтийском щите на дневной поверхности определенно коррелируются с амплитудами новейших тектонических движений:

-  в области максимальных поднятий (Хибины) кроме других широко развиты коллювиальные отложения;

-  в области средних (до 500 м) поднятий наряду с ледниковыми отложениями верхнего плейстоцена развиты элювиально-делювиальные (там, где ледниковые не развиты);

-  в области незначительных (до 200 м) поднятий представлены гляциальные и флювиогляциальные отложения верхнего плейстоцена и, в меньшей степени, морские верхнеплейстоценовые и голоценовые;

-  в области опусканий развиты отложения морского и лимнического происхождения (верхней плейстоцен и голоцен).

Изменение геоморфологических ландшафтов в некоторые временные отрезки четвертичного периода в пределах Русской плиты происходило в следующем порядке:

-  эоплейстоцен – возвышенная денудационная равнина (Средневолжская и Подольская возвышенности), низменная равнина (северная часть Черного моря);

-  ранний неоплейстоцен, окское время – низменные и возвышенные денудационные равнины (Приволжская и др.), морские равнины (Прикаспий, Черное море), ледниковый щит в С-З части плиты мощность до 3 км (мощность гляциальных отложений 10 – 35 м), реки – в современных контурах;

-  средний неоплейстоцен, днепровское время – ледниковый щит (мощность гляциальных отложений от 13 м в районе г. Москвы до 40 м – в районе г. Воронежа), возвышенные и низменные равнины, сокращение акваторий Каспийского и Черного морей;

-  верхний неоплейстоцен, микулинское время – возвышенные и низменные равнины, наступление Черного моря;

-  верхний неоплейстоцен, калининское время – ледниковый щит (мощность ледниковых отложений в районе г. Вологды – 20 м), формирование лёссов в пределах приледниковой равнины.

На дневной поверхности четвертичные отложения в пределах внеледниковой области Русской плиты представлены следующими генетическими типами:

-  элювием (Ставропольская возвышенность, Подольская возвышенность);

-  элюво-делювием (водораздельные области: Приволжская возвышенность и др.);

-  делювием (склоны речных долин);

-  аллювием (нижние уровни речных долин).

В ледниковой области на поверхности преобладают ледниковые отложения днепровского, московского, калининского и осташковского оледенений, флювиогляционные и озерные (в том числе, озерно-ледниковые) отложения.

**Геоморфология и геология четвертичных отложений Среднего Поволжья (район г.Казани).[[2]](#footnote-2)**

Казань располагается на левом берегу г.Казани. В этом районе Волга резко меняет свое направление с широтного на меридиональное, огибая у Верхнего Услона брахиантиклиналь южного продолжения Вятского Вала и течет здесь по сиклинальному погружению.

Долина Волги в районе Казани имеет резко выраженное асимметричное строение, типичное для рек северного полушария.

Правобережье Волги является северной краевой зоной Приволжской возвышенности, водоразделы которой характеризуются отметками 180-190м и представляют собой неровные холмистые равнины, круто обрывающиеся к долине современной Волги. Высота уступов достигает 130-140м.

В левобережной части Волги берег сильно сглажен и понижен. Он уступает место речным террасам, имеющим здесь широкое распространение. Общая ширина левобережной части долины не превышает 10 км.

Территория Казани расположена как на поверхности террас, так и на левом (восточном) коренном берегу Волги. Наиболее древняя (окская) терраса находится на высоте 110-130м.

Террасы Волги располагаются полосами, повторяющимися очертания ее русла.

Всего выделяется 5 террас:

- пойменная;

- 1-ая надпойменная (микулинско-одинцовская, Q3);

- 2-ая надпойменная (одинцовско-московская, Q2);

- 3-ая надпойменная (лихвинско-днепровская, Q2);

- 4-ая надпойменная (окская, Q1).

Четвертичные отложения, слагающие названные террасы, залегают на пермских и, в основном, на плиоценовых отложениях. Эоплейстоценовые отложения в районе г.Казани достоверно не установлены.

В пределах Казани по поверхности спириферового горизонта (кровля нижнеказанского подъяруса) выделяются три антиклинальные структуры, разделенные выполненными плиоценом синформами:

- Киндерская (меридиональная асимметричная складка с амплитудой 80м и падением крыльев 0,014-0,018);

- Казанская с тремя куполами (Кремлевским, Борисовским и Новониколаевским) и падением крыльев до 0,045;

- Верхнеуслонская.

Верхнепермские (казанские) отложения в долине и западнее Волги образуют серию удлиненных блоков расположенных: а) восточнее реки Нокса; б) вытянутых по линии озеро Нижний Кабан – озеро Средний Кабан – озеро Верхний Кабан.

На большей части площади четвертичные отложения залегают на плиоценовых. Общая мощность последних изменяется от 10 до 60-80 (максимум – 103м). Отложения верхнего неогена заполняют синформы.

В разрезе плиоцена выделяют два комплекса: нижний и верхний.

Нижний комплекс общей мощностью до 56,4м примерно на три четверти сложен песчаными породами, менее развиты алевритистые глины и глины. Песчаные породы представлены русловыми фациями аллювия. Споровопыльцевые спектры свидетельствует о преобладающем развитии в это время в районе хвойных (сосновых и еловых) лесов. Названные спектры близки спектрам, характеризующим кинельские отложения.

Верхний комплекс, залегающий на нижнем со следами размыва, в основании сложен песками, нередко с галькой пермских отложений. Выше залегают перемежающиеся пески, супеси, суглинки и глины. Общая мощность отложений варьирует от 4-6,5м до 44-47м. Спорово-пыльцевые спектры нижнего и верхнего комплексов имеют большое сходство, при этом в верхнем отмечаются отдельные споры теплолюбивых растений.

Нижний плейстоцен (800-200 тыс.лет) представлен в основном аллювиальными отложениями, слагающими окскую (4-ую надпойменную) террасу р.Волга. Окская терраса находится на водоразделе рек Волги-Казанки и Камы.

Западная граница террасы проходит примерно по линии улиц Мавлютова –Карбышева – Гвардейская – Ершова, восточной является река Нокса.

Абсолютные отметки поверхности террасы – от 90-100м до 140-145м. Она на 60-90м возвышается над современным уровнем Куйбышевского водохранилища. Террасовый уступ выражен неясно. Поверхность террасы ровная, платообразная, в краевых частях осложнения оврагами.

Тыловая часть террасы проводится в бассейне р.Нокса.

Как наиболее древняя окская терраса в результате длительного воздействия на слагающие ее отложения процессов выветривания и эрозии гипсометрически снижена и перекрыта чехлом делювиальных отложений.

Ширина террасы от 1-1,5 до 4-4,5 км ( в юго-восточной части). В сторону р. Казанка уступ террасы высокий и крутой, осложненный овражной эрозией и оползневыми процессами. В сторону 3-ей надпойменной террасы резкого уступа не наблюдается: террасы сочленяются, постепенно сменяясь одна другой.

Максимальная мощность окских отложений 75-80м. В их разрезе выделяют два ритмично построенных комплекса:

-  верхний (мощностью около 30 м), сложенный в нижней своей части мелкозернистыми песками, в верхней – суглинками;

-  нижний ( мощностью 45-47м), представляющий в нижней части мелко-, среднезернистыми песками с крупной кварцевой галькой в основании, в верхней – алеврито-песчаными тонкослоистыми глинами.

Среди терригенных минералов окских отложений преобладает кварц (до 99%), в тяжелой фракции – минералы группы эпидот-цоизит (до 70%), ильменит и роговая обманка.

Г.И.Горецкий относит верхнюю часть осадков окского горизонта к перигляциальной аллювиальной формации. О.Н.Малышева полагает, что для этого нет оснований и отложения окского горизонта следует относить к типичным аллювиальным.

По данным спорово-пыльцевого анализа в нижней части разреза окского горизонта установлена пыльца ели и в меньших количествах - сосны и березы. В верхней части разреза преобладает пыльца степной растительности областей сухого и холодного климата.

Средний плейстоцен (200-100 тыс. лет) представлен аллювиальными отложениями, слагающими лихвинско-днепровскую и одинцовско-московскую речные террасы.

Поверхность лихвинско-днепровской террасы, сформированной в лихвинское межледниковье и днепровское ледниковье, находится на абсолютных отметках 130-80 м и имеет ширину 1,5-3км.

Терраса находиться южнее Кремля и протягивается полосой, имеющей ширину 1,5-2 км.

Резким уступом высотой до 20м она отделяется от более молодой микулинско-калининской. Подошва террасы имеет абсолютные отметки 26-45м и лишь в участках развития останцового рельефа (Кремль) – 55-60м. От вышележащей окской террасы морфологически не отличается. Поверхность террасы холмистая с блюдцеобразными понижениями, карстовыми воронками и широким развитием овражной сети.

Мощность отложений днепровской ступени от 5-10 до 80-90м.

Западная граница лихвинско-днепровской террасы проходит примерно по линии улиц Оренбургский тракт – Свердлова – Островского, восточная – по линии улиц Мавлютова – Карбышева – Гвардейской - Ершова.

В составе отложений, слагающих террасу, выделяют 2 ритмично построенные свиты.

Нижняя свита (мощность 32-50м) сложена мелко-, крупнозернистыми глинистыми песками с обломками карбонатных пород. Верхняя свита (мощность 35-65м) в основании сложена мелко-, среднезернистыми песками, сменяющимися вверх по разрезу толщей супесчано-алеврито-глинистых отложений.

Для отложений описанных свит характерна горизонтальная и слегка волнистая слоистость.

В участках развития останцов, сложенных пермскими отложениями, мощность аллювия уменьшается до 8-16м. Здесь наблюдаются отложения супесчано-глинистого состава, песков – мало.

Легкие фракции терригенных отложений сложены кварцем (86-98%) и полевыми шпатами (5-9%). В составе тяжелых фракций преобладают минералы группы цоизит – эпидот (21-23%, до 51%), характерны – амфиболы (13-23%), циркон (до 3-7%), ильменит, дистен, ставролит, рутил, турмалин, магнетит.

Спорово-пыльцевой анализ показал существование в период формирования описываемых отложений открытых слабо заселенных степных ландшафтов в условиях значительного похолодания климата.

Одинцовско-московская терраса (абсолютные отметки поверхности – от 70-90 до 100 м, ложа -0+5м) в пределах Казани развита не повсеместно. Вдоль Волги она развита в верхней своей части, а основание ее погружено под 1-ую надпойменную (микулинско-одинцовскую) террасу. Поверхность ее представлена холмистым плато, плавно понижающимся к Волге (здесь – район оз.Лебяжье – наблюдаются песчаные холмы эолового происхождения высотой до 8-10м. Высоким уступом терраса отделяется от микулинско-одинцовской террасы.

Мощность отложений, слагающих террасу, варьирует от 10-12м до 80-90м. Среди них преобладают песчаные породы в основном кварцевого (92-100%) состава. В тяжелой фракции преобладают минералы группы эпидот-цоизит (31-46%), амфиболы (13-24%), ильменит (5,7-19,4%).

Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются преобладанием пыльцы древесной растительности и появлением теплолюбивых форм.

Верхний плейстоцен (100-10 тыс.лет) представлен аллювиальными отложениями, слагающими микулинско-калининскую (1-ую надпойменную) террасу. Ориентировочные границы террасы в южной части г.Казани проходят: восточная – по линии улиц Оренбургский тракт- Островского, западная – в районе улицы К.Якуба (речной порт).

Названная терраса возвышается над уровнем Куйбышевского водохранилища на 6-8м. Абсолютные отметки ее поверхности – 53-59м. На отдельных участках наблюдается террасовый уступ высотой 4-6м. Глубина максимального вреза достигает абсолютных отметок 18-25м. Ширина террасы 0,5-4км.

Поверхность террасы ровная, слабо всхолмленная, усложнена значительными депрессионными плоскими впадинами, занятыми озерами (озера Нижний и Средний Кабан, Черное озеро). Поверхность заболочена, наблюдаются карстовые блюдцеобразные понижения и воронки.

Мощность аллювиальных отложений, слагающих террасу изменяется от 20-28(до40м) до 6-8м. Вверх по разрезу аллювия происходит постепенная смена песчано-галечных пород русловой фации глинистыми пойменными отложениями.

Поверхность микулинско-калининской террасы р.Казанки находится на отметках 55-60, ложе – 36-41мм Здесь широко развиты торфяники мощностью до 3-4 м. Мощность аллювиальных отложений от 11-13 до 18-22м. Состав аллювия р.Казанки более глинистый в отличие от волжского. Минеральный состав аллювия: кварц (не менее 95%), в составе тяжелой фракции отмечается повышенное (до 24%) содержание амфибола (см. выше).

Голоцен (моложе 10-12 тыс.лет) в районе г.Казани слагает пойменные террасы рек. Пойменная терраса р.Волги затоплена, т.е. находится ниже уровня Куйбышевского водохранилища.

В ее составе выделялись аллювиальные отложения русловой (мелко-, крупнозернистые пески), пойменной (тонкослоистые пески, супеси, суглинки, глины) и старичной (линзы глин, суглинков) фаций суммарной мощностью 15-25м.

Пойменная терраса р.Казанки также затоплена.

Кроме аллювиальных повсеместным распространением пользуются элювиально-делювиальные отложения.

В составе делювия преобладают коричневые, желтовато-коричневые известковистые пылеватые суглинки с мелкими - карбонатными стяжениями.

В области развития пермских отложений в составе элюво-делювия отмечается значительная примесь щебня, на террасовых поверхностях появляются пески (образуют линзы мощностью до 20 см).

Мощность элювиально-делювиальных отложений изменяется от 0,2 до 10м, составляя обычно 1,5-2м.

**СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА**

В пределах Сибирской платформы (СП) выделяются тектонические элементы I порядка: Алдано-Становой щит и Лено-Енисейская плита. В контурах последней выделяются две области, где на дневной поверхности обнажается раннедокембрийское основание СП: это Анабарский массив и Оленёкский выступ.

Геологические комплексы, слагающие Лено-Енисейскую плиту, представлены в основном, осадочными горизонтально залегающими породами, за исключением Тунгусской синеклизы (в строении её преобладают эффузивы основного состава) и юго-западной части СП, где раннепалеозойские осадочные породы залегают моноклинально и образуют линейные складки СВ простирания.

**Геодинамические режимы.** В новейшее время в пределах СП господствовали следующие геодинамические режимы: платформенный, эпиплатформенный орогенный и эпиплатформенный рифтовый.

В отношении содержания, которое вкладывается в понятие «платформенный режим» необходимо дать некоторые пояснения. По мнению авторов «Карты новейшей тектоники СССР» (Н.И.Николаев и др.) СП (за исключением Станового геоблока) развивалась в неоген – четвертичное время в платформенном режиме. Однако, так ли это? И может ли называться область проявления процессов активного горообразования (орогенеза) платформенной? Приведу названия и высотность некоторых орографических элементов СП:

-  Алданское **нагорье** (500-2250м);

-  Становой **хребет** (до 2250 м);

-Средне-Сибирское **плоскогорье** (500-1700м);

-Лено-Анабарское **плато** (500-1500м);

-Ангарский кряж (500-946м).

Очевидно, что названные орографические области являются элементами низко- , средне- и, частью, высокогорных ландшафтов. Почему же возникла такая ситуация? Мне представляется, что это связано, прежде всего, с трепетным отношением геологов-тектонистов к понятию «платформа» и, особенно, «древняя платформа». Если вспомнить историю развития СП, то можно назвать еще несколько периодов, когда отдельные её сегменты эволюционировали в неплатформенном режиме. Так, в конце юры - начале мела, когда происходило «захлопывание» Монголо-Охотского сегмента Урало-Азиатского палеоокеана, юго-восточная часть СП (Становой геоблок) являлась областью проявления геодинамического режима активных континентальных окраин. В это время в зоне Станового шва формировались грабенообразные тыловодужные прогибы (Чульманская и др. впадины), а осевая часть Станового геоблока представляла собой вулкано-плутонический надсубдукционный пояс.

Не вызывает сомнения, что геотектонический режим, приводящий в возникновению горных ландшафтов следует именовать орогенным, а области с амплитудами новейших воздыманий более 400 – 500 м (которые «определяют» трансформацию равнинных в ландшафты горные) необходимо относить к областям господства не платформенного, но орогенного эпиплатформенного режима.

Таким образом, к областям проявления **геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза** следует отнести следующие основные геоморфологические (в скобках – тектонические) единицы СП:

- Становой хребет (зона Станового шва – серия разломов, маркирующих границу Алданского и Станового геоблоков Алдано-Станового щита);

- Алданское нагорье (значительная южная часть Алданского геоблока);

- Анабарское плато (Анабарский массив);

- Средне-Сибирское плоскогорье (центральная и северная часть Тунгусской синеклизы);

- Приангарское плато (Байкитская антеклиза);

- Лено-Ангарское плато, Ангарский кряж (Непско-Присаянская антиклинальная зона);

- Приленское плато (Алданская моноклиза);

- Заангарское плато (Байкитская антеклиза).

Непско-Присаянская зона (область проявленная в раннепалеозойских отложениях юго-западной части СП складчатых деформаций) в отдельных своих частях представляет собой высокую равнину, низкогорное и среднегорное плато с широким проявлением куэстовых форм рельефа.

В пределах Прибайкальской зоны развит низкогорный (500-1000 м) холмисто-грядовый рельеф с широким проявлением отпрепарированных складчатых форм (в т.ч. куэстовых).

Алданская моноклиза, сложенная, в основном, карбонатными отложениями, это область широкого развития наложенных (экзогенных) карстовых форм рельефа. Алданская моноклиза в геоморфологическом отношении представляет собой структурно-денудационное увалисто-холмистое ступенчатое плато с высотными отметками, превышающими 1000 м(южная часть) и находящимися в диапазоне 500-1000 м (северная часть), и высокую равнину того же геоморфологического типа (севернее р. Лена). Преобладающий карбонатный состав слагающих эту структуру пород определяет широкое проявление в этой области экзогенных (карстовых) форм рельефа.

Юрские впадины (Чульманская и др.) представляют собой структурно-денудационные увалисто-холмистые ступенчатые плато на горизонтально залегающих породах.

Области проявления **платформенного режима** на СП также имели широкое распространение. Это большая часть Вилюйской синеклизы (Центрально-Якутская равнина), северо-восточная часть СП (район Оленёкского выступа, основная часть Анабарской синеклизы) и др.

Анабарский массив представлен высокой (200-500 м) денудационной плоско-увалистой равниной (плато) с разной (обычно – слабой) степенью проявления древних складчатых форм.

Северная часть Алданского геоблока представляет собой денудационную высокую плоско-увалистую равнину со слабым проявлением структурных форм.

Геодинамический режим **эпиплатформенного рифтогенеза** проявился в западной части Алдано-Станового щита. Здесь располагается северо-восточное окончание («хвост») Байкало-Хубсугульской рифтовой зоны.

Большая часть территории СП в новейшее время испытывала воздымание. Амплитуды сводово-блоковых перемещений в различных её частях составляли величины от первых сотен метров (Вилюйская синеклиза) до 0,5-1 км (северная часть Тунгусской синеклизы и Непско-Присаянская зона) и даже до 1,5 км (Алдано-Становой щит).

Опускания неоген-четвертичного времени проявлены локально. Наиболее масштабные опускания (до 800 м) реконструируются для района, расположенного в приустьевой части р. Алдан.

Типы (горные, равнинные) и высотность (низкогорные и др.) сформированных в новейшее время геоморфологических ландшафтов СП определялась прежде всего амплитудами неоген-четвертичных воздыманий. Специфические же особенности **горных ландшафтов** (нагорья, хребты, плоскогорья, плато, кряжи, и др.) были обусловлены геологическими факторами и, главное, характеристиками геологического строения донеогенового основания воздымавшихся блоков (типы залегания и ориентировка геологических тел, слагающих тектонические структуры).

Так в областях разрывно-складчатого строения донеогенового основания (Алданский геоблок, Анабарский массив) сформировались геоморфологические ландшафты типа нагорий (Алданское) и плато (Анабарское).

На территории Тунгусской синеклизы (область проявления эффузивов трапповой формации, залегающих горизонтально и характеризующихся высокой устойчивостью к воздействию эрозионно-денудационных процессов) сформировалось Средне-Сибирское плоскогорье – разновидность горного ландшафта. Составляющие его столовые горы (горы с плоскими горизонтальными вершинами) расчленены крутосклонными речными долинами и относятся к типу структурно-денудационных столовых плато на горизонтально залегающих пластах.

В районах развития моноклинально залегающих и смятых в складки осадочных пород возникли холмисто-грядовые высокие плато (например Лено-Ангарское) с широким развитием куэстовых форм рельефа и кряжи (Ангарский кряж) – вытянутые в плане холмисто-грядового строения области с отчетливо выраженными в рельефе элементами складчатых структур.

**Равнинные ландшафты** на СП разделяются по высотности на низменные и возвышенные (высокие равнины).

К низменным равнинам относятся Центрально-Якутская (область развития мезозойских горизонтально залегающих осадочных пород в восточной приленской части Вилюйской синеклизы), к высоким – Приленское плато (площадь развития кембрийских отложений в пределах северной части Алданской моноклизы), Анабарское плато, западная часть Центрально-Якутской равнины и северо-восточная часть СП.

По господству в пределах равнин аккумулятивных и денудационных процессов выделяют соответствующие типы. Отмечу здесь, что в разряд аккумулятивных входит только Центрально-Якутская.

По выраженности в рельефе элементов геологического строения донеогенового основания среди равнин выделяются:

- пластовые, или структурно-денудационные (Приленское плато и др.).

- аструктурные, или денудационные (Анабарское плато, равнина в северной части Алдано-Станового щита, северо-восток СП).

Области развития юрских пород в юго-западной и южной частях СП представляют собой высокую увалисто-холмистую, ступенчатую структурно-денудационную равнину.

Площадь развития юрских отложений в восточной части СП – это плосковолнистая высокая структурно-денудационная равнина.

В области развития меловых пород в приленской части СП наблюдается низкая аккумулятивная равнина. Здесь господствуют плоскогрядовые аллювиальные и озерно-аллювиальные, а также плосковолнистые аллювиальные формы рельефа.

Таким образом, возникновение основных типов геоморфологических ландшафтов определяется с одной стороны геодинамическим режимом и его характеристиками (знак, амплитуда, скорость, контрастность тектонических движений) и, с другой, – особенностями геологического строения и, главным образом, формами залегания геологических тел донеогенового основания территории.

**Четвертичные отложения.** Генетическая принадлежность четвертичных отложений определяется типами геоморфологических ландшафтов, формирующихся на той или иной территории.

В пределах горных областей преобладают склоновые отложения гравитационной, водно-гравитационной и флювиальной групп. В областях проявления специфических плоскогорных ландшафтов, кроме того, формируются и сохраняются (на плоских вершинах гор) несвойственные горным областям отложения элювиального происхождения. Кроме того, в краевых частях плоскогорий широким развитием пользуется особый тип солифлюкционных отложений – курумы.

Аккумулятивные равнины – это области господства флювиального процесса. Среди развитых здесь отложений преобладают аллювиальные, аллювиально-лимнические и лимнические.

В пределах структурно-денудационных и денудационных равнин и плато проявлены элювиальные (на плоских водоразделах), делювиальные (пологие склоны водоразделов), флювиальные (главным образом, аллювиальные) отложения, а в районах развития расчлененного рельефа – также коллювиальные отложения.

**Палеогеографические обстановки** основных ледниковых эпох в истории развития СП в новейший этап её развития реконструируются следующим образом.

В самаровское время СЗ часть СП была перекрыта ледниковым щитом мощностью до 2 км.

В зыряновское время в районе в районе плато Путорана существовали горные ледники.

Моренный плоско-волнистый рельеф проявлен ограниченно на севере СП. Мерзлотно-термокарстовые формы рельефа развиты на значительных площадях в пределах СП.

**УРАЛО-АЗИАТСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС**

Урало-Азиатский подвижный (складчатый) пояс (УАПП) – структура, сформированная на месте так называемого Палеоазиатского океана, заложенного в рифее и прекратившего свое существование в конце палеозоя – начале мезозоя (Лобковский, Хаин, Никитин, 2004). Пояс занимает область, заключенную между Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Китайско-Корейской древними платформами, приведенную в соприкосновение с геологическими структурами Средиземноморского (на юго-западе), Тихоокеанского (на юго-востоке) и Северо-Атлантического поясов. В состав пояса входят следующие складчатые сооружения (Тимано-Печеро-Баренцевоморское, Новоземельское-Пайхойско-Уральское, Енисейско-Восточно-Саянское, Алтае-Саянское, Обь-Зайсанское, Казахстано-Северо-Тянь-Шаньское, Байкальское, Восточно-Забайкальско-Охотское, Буреино-Дунбейское) и плиты молодых платформ (Западно-Сибирская, Северо-Туранская).

В пределах УАПП в новейшее время господствовали различные геодинамические режимы (в скобках – геологические структуры, развивавшиеся в этом режиме):

- платформенный режим (Тимано-Печеро-Баренцевоморское сооружение, восточная и юго-восточная часть Уральского складчатого сооружения, Западно-Сибирская эпигерцинская молодая платформа, Салаирская складчатая зона в северо-западной части Алтае-Саянской области, ядерная часть Буреинско-Дунбейского складчатого сооружения);

- эпиплатформенный орогенез (Пайхойско-Новоземельское и Западно-Уральское складчатые сооружения, большая часть Алтае-Саянского, Байкальское, Восточно-Забайкальское-Охотское и периферическая часть Буреинско-Дунбейского складчатых сооружений);

- внутриконтинетальный эпиплатформенный рифтогенез (Байкало-Хубсугульская зона, локализованная в пределах Алтае-Саянского и Байкальского складчатых сооружений и западной части Алдано-Станового щита).

Ниже последовательно рассмотрены основные структурные элементы УАПП, локализованные на территории РФ.

**Тимано-Печеро-Баренцевоморское сооружение** (ТПБС) принадлежит байкалидам. Складчатый докембрийский фундамент его представлен осадочными относительно слабометаморфизованными, интенсивно деформированными (складчатые и разрывные дислокации) отложениями. Они фрагментарно обнажены вдоль юго-западного ограничения описываемой структуры в пределах так называемого Тиманского поднятия. Преобладающая часть последней с поверхности сложена горизонтально залегающими мезозойскими и палеозойскими (Тиманское поднятие) осадочными породами, образующими плитный (эпибайкальский) чехол ТПБС.

В новейшее время ТПБС развивалось в платформенном режиме, испытывая воздымания амплитудой до 300 м (максимальные – на Тиманском поднятии) при преобладающих в 50-150 м. Опускания с амплитудой до 100 м зафиксированы в северной, примыкающей к Печорскому морю, области.

Тиманский кряж представляет собой возвышенную (высотой более 200 м) холмисто-грядовую денудационную равнину, в пределах которой широко развиты делювиальные и элювиально-делювиальные отложения.

Большая континентальная часть ТПБС (Печорская плита) в новейшее время представляла собой в новейшее время область относительных опусканий – слабо воздымающуюся область, обрамленную структурами, испытывавшими более масштабные поднятия (Тиманской, Пайхойской, Северно- и Полярно-Уральской).

В геоморфологическом отношении Печорская плита представляет собой аккумулятивную плоско-волнистую водно-ледниковую (южная часть плиты) и холмистую ледниковую, или моренную (северная часть плиты) равнины, именуемые в целом Большеземельской тундрой.

**Западно-Сибирская платформа** (ЗСП) относится к категории молодых эпигерцинских платформ. Вся площадь ЗСП покрыта чехлом горизонтально залегающих мезозойских (юра-мел) и кайнозойских отложений, перекрывающих чехлом мощностью от первых сотен до 8000 м складчатые структуры герцинского фундамента.

В течение новейшего времени ЗСП развивалась в платформенном режиме. Большая её часть испытывала в этот период малоамплитудные (до 100 м) воздымания. Область более мощных (более 100 м)поднятий занимает центральную – южную периферийную часть ЗСП. Эта зона выражена серией равнин (с запада на восток): Ишимской, Кулундинской и Чулымской.

И, наконец, области опусканий (с суммарной амплитудой до 100-200 м) сконцентрированы в северной приокеанской части ЗСП, а также в южном обрамлении плиты на границе её с областью проявления эпиплатформенного орогенного геодинамического режима.

Областям наиболее мощных воздыманий в пределах ЗСП соответствуют эндогенные структурно-денудационные плоско-волнистые низкие равнины, областям опусканий и слабых поднятий – низкие аккумулятивные (плоскогрядовые аллювиальные и аллювиально-лимнические в центральной и южной и плоские морские –в северной части ЗСП) равнины.

Экзогенный рельеф ЗСП наиболее широко представлен в центральной – северной ее части, где развиты холмистые ледниковые и плосковолнистые флювиогляциальные ландшафты.

История развития рельефа ЗСП в течение четвертичного периода реконструируется следующим образом:

-  эоплейстоцен – низменная аккумулятивная равнина;

-  ранний неоплейстоцен (шайтанское время) – низменная аккумулятивная равнина с участками периодического обводнения (с озерами, водоемами; на севере в окское время находился материковый и шельфовый ледник; долины крупных рек примерно соответствуют современным;

-  средний неоплейстоцен (самаровское время) – северная-центральная часть ЗСП перекрыта мощным ледниковым щитом (в крайней северной части – шельфовый ледник), южная часть ЗСП – низкая приледниковая равнина;

-  поздний неоплейстоцен (казанцевское время) – низкая (в южной части возвышенная) аккумулятивная равнина;

-  поздний неоплейстоцен (ермаковское время) – низкая аккумулятивная равнина, на севере – ледниковый щит.

Генетические типы отложений, сформированные в четвертичный период, определяются с одной стороны, интенсивностью проявления тектонических движений и, как следствие, типами геоморфологических ландшафтов и, с другой, - влиянием (нередко определяющим) климатического фактора.

Так в областях наиболее масштабных воздыманий, представленных структурно-денудационными равнинами преобладающими являются элювиальные и элювиально-делювиальные отложения. Областям новейших опусканий соответствуют аккумулятивные аллювиальные и озерно-аллювиальные низкие равнины, характеризующиеся развитием соответствующих генетических типов отложений, а на севере ЗСП – морских отложений.

В северной-центральной частях ЗСП широко проявлены ледниковые и водно-ледниковые отложения, а также лессовые приледниковые (сформированные в пределах приледниковых равнин). Лессовые отложения в южной части ЗСП имеют другую природу (эоловую) и источник обломочного материала (аллювий и озерные отложения).

**Новоземельско-Пайхойско-Уральская область** – это складчатое сооружение позднепалеозойского возраста, которое в течение второй половины мезозоя – раннем кайнозое развивалась в платформенном геодинамическом режиме, будучи в это время равниной, временами (в восточной своей части) заливаемой морем.

В новейший этап развития описываемой территории западная ее часть оказалась в области господства геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза, восточная (как и в мезозое – раннем кайнозое) развивалась в режиме платформенной стабилизации.

Орогенические движения новейшего времени характеризовались относительно небольшими суммарными амплитудами (250-1000м), что определило формирование в области их проявления низкогорного (500-1000 м, редко более) сооружения, протягивающегося от Южного Урала (Мугоджары) через Средний, Северный и Полярный Урал в Пайхой и на Новую Землю. Неотектонические воздымания захватили, в основном, Западную мегазону (палеоконтинентальный сектор) Уральского складчатого сооружения, западную часть Тагило-Магнитогорского «прогиба» и, на Южном Урале, - западную часть Урало-Тобольского «поднятия».

Уральский неотектонический ороген представляет собой, таким образом, прерывистую полосу развития горного рельефа шириной 100-300 км, протягивающуюся от Новой Земли до Элисты.

В пределах Горного Урала развиты низкогорные хребты с узкими гребнями и отчетливым выражением в рельефе древних разрывно-складчатых структур, разделенными денудационными и аккумулятивными плоско-увалистыми внутригорными впадинами, а также массивные низкие горы с широким развитием древних плоскостей выравнивания.

Горный Урал – эталонная низкогорная область, где наблюдается отчетливая корреляция элементов рельефа и геологического строения. Так в районе г.Миасса (Южный Урал) возвышенные формы рельефа (горные хребты высотностью до 1000 м) сложены обычно наиболее устойчивыми в этом районе породами (ультрамафиты, эффузивы основного-среднего состава), пониженные (межгорные впадины) – более подверженными процессам денудации (осадочные терригенные и карбонатные породы).

Наиболее широко в горной части Урала представлены коллювиальные и делювиальные отложения, формирующиеся на крутых и пологих склонах горных возвышений. Межгорные впадины обычно маркируются более или менее крупными водотоками и связанными с их функционированием комплексами речных террас. Это области аккумуляции, сложенные делювиальными (подножья склонов), аллювиальными, озерными и болотными (нижние части впадин) отложениями.

Пайхойский сегмент, пространственно совпадающий с одноименным антиклинорием, представляет собой низкогорную область в контурах которой развиты с одной стороны – вытянутые в плане горные массивы с широким развитием древних поверхностей выравнивания и отчетливым выражением в рельефе плана палеозойских разрывно-складчатых структур и, с другой, –горные хребты с узкими гребнями и наследованием ими древнего структурного плана.

В обрамлении Пайхойской низкогорной области широким развитием пользуются также ледниковые (моренные) отложения (следы днепровского покровного и, в основном, осташковского горно-долинного оледенений), сохранность которых определена их локализацией в межгорных впадинах.

Новоземельское горно-складчатое сооружение характеризуется зональным строением. Северо-восточная часть Новой Земли – это низкогорная область с отчетливо проявленными поверхностями выравнивания ледникового происхождения, пространственно совпадающая с Северо-Новоземельским антиклинорием. Большая ее часть перекрыта современным ледниковым покровом мощностью в первые сотни метров.

Новоземельский горный массив «обрамлен» полосой денудационных высоких полого-увалистых равнин, а последняя, в свою очередь, – прибрежной аккумулятивной плоской морской равниной.

Платформенные условия в новейшее время проявлялись в обрамлении Пайхойского и восточной части Уральского горно-складчатых сооружений.

На Пайхое это области развития высоких и низких плоско-увалистых денудационных равнин. В пределах Урала платформенные условия в неогене-квартере сохранялись в юго-восточной его части: восточной части Магнитогорского и Тагильском «мегасинклинориях», большей части Урало-Тобольского мегантиклинория и Зауралье. Основными типами геоморфологических ландшафтов здесь являются высокие денудационные плоско-увалистые равнины с разной степенью проявления в рельефе древних разрывно-складчатых структур и, фрагментарно, – аккумулятивные озерные равнины.

Генетическая принадлежность четвертичных отложений, развитых в области Восточно-Уральской неотектонической платформы («Зауральское плато»), определяется типами геоморфологических ландшафтов в области формирования которых они образуются. Среди них преобладающими являются элювиальные (водоразделы), делювиальные (пологие склоны), аллювиальные (речные долины) и озерные отложения небольшой (до первых десятков метров) мощности.

Примыкающая к Уралу западная часть Западно-Сибирской плиты, также, как и все Зауралье, с лейаса развивается в платфоренном режиме, представляя собой высокую (в западной своей части) и низкую структурно-денудационную равнину – область формирования эллювиальных и делювиальных отложений.

**Алтае-Саянская область (АСО)** представляет собой гетерогенное складчатое сооружение, включающее зоны байкальской, каледонской и герцинской стабилизации. Отметим здесь, что возраст складчатых зон закономерно омолаживается в направлении с востока на запад. Ориентировка складчатых структур в пределах АСО разнообразна: восток-северо-восточная (Западный Саян, юго-восточная часть Восточного Саяна, Томь-Колыванская зона), северо-западная (Горный Алтай, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау). В АСО известны структуры, относящиеся к брахиформным и сложенные слабо- и умереннодеформированными осадочными и вулканогенными отложениями девона-перми (Минусинские впадины, Кузнецкий прогиб, Тувинская впадина). Кроме того, достаточно широко представлены и области развития близгоризонтально залегающих пород. Это поля развития мезозойских и раннекайнозойских отложений, развитых, в основном, по внешнему контуру выхода на дневную поверхность складчатых комплексов позднего докембрия – палеозоя и, в меньшей степени, – во внутренних частях палеозойских впадин и прогибов.

Особенностью АСО является и широкое проявление в составе многих структур гранитоидных интрузий датируемого средним-поздним кембрием, ордовиком-силуром, ранним девоном и поздним палеозоем.

В течение средней юры-палеогена АСО развивалась в платформенном геодинамическом режиме, представляя собой в это время обширную континентальную денудационную равнину – источник обломочного материала, который аккумулировался в пределах Западно-Сибирской плиты.

На территории АСО в новейшее время проявились геодинамические режимы эпиплатформенного орогенеза, платформенный и эпиплатформенного рифтогенеза. Большая часть АСО представляла собой область проявления орогенических разноамплитудных движений. Платформенный режим проявлен локально в пределах Кузнецкого прогиба, Северо-Салаирского антиклинория. Эта область заключена примерно в четырехугольнике, вершинами которого являются города Томск, Ачинск, Новокузнецк и Новосибирск. И, наконец, зона проявления эпиплатформенного рифтогенеза занимает юго-западную часть АСО, включающую юго-восточную часть Восточного Саяна и Тувино-Северо-Монгольского палеомикроконтинента.

Проанализируем геологическое строение, неотектоническое развитие, геоморфологические ландшафты и особенности четвертичного литогенеза некоторых типовых тектонических структур АСО.

Рассмотрение начнем с областей проявления в новейшее время геодинамического **режима эпиплатформенного орогенеза.**

Мегантиклинорий Горного Алтая (сложен интенсивно деформированными и расчлененными разрывными нарушениями северо-западного простирания отложениями позднего докембрия – девона) в геоморфологическом отношении представляет собой средне,- высокогорную область, характеризующуюся высокой контрастностью неотектонических движений. Амплитуды новейших воздыманий составляли в этом районе от 1000 до 4500 м, опусканий (межгорные впадины) – до 1000 м (Зайсанская впадина). Высокогорные области характеризуются узкими гребнями хребтов, слабым развитием древних плоскостей выравнивания и отчетливым – плана палеозойских разрывно-складчатых структур. В высокогорье широко проявлены наложенные экзарационные формы рельефа (альпийский рельеф). Межгорные впадины (Зайсанская и др.) представлены аккумулятивными озерными, озерно-аллювиальными и озерно-ледниковыми равнинами.

Сангиленская глыба (область весьма широкого развития гранитных интрузий раннего палеозоя) в геоморфологическом отношении представляет собой средне-, высокогорную область развития массивных (плоских) гор с развитыми поверхностями выравнивания.

Западно-Саянский «синклинорий» восток-северо-восточного простирания, обрамленный с севера и юга Борусским и Куртушибинским горст-антиклинориями, имеет складчато-блоковое строение и неотектоническая его структура в значительной степени является унаследованной. Центральная часть синклинория представлена среднегорной областью с широким развитием на водоразделах древних поверхностей выравнивания и отчетливым выражением в рельефе плана древних складчатых и разрывных структур. В то же время ограничивающие этот синклинорий горст-антиклинории – это среднегорные хребты с узкими гребнями водоразделов и слабым развитием древних поверхностей выравнивания при отчетливом выражении плана древних разрывно-складчатых структур.

Межгорные впадины (Кызыльская, Хамсаринская и др.) – это высокие равнины и плато (абсолютные отметки до 600-700 м), относящиеся к категории аккумулятивных плоских и плоско-волнистых (Кызыльская), аккумулятивных холмистых, ледниковых и водно-ледниковых (Хамсаринская) и, реже, – денудационных плато.

Минусинская впадина (область развития отложений нижнего девона-карбона, смятых в складки умеренной интенсивности и брахиформные) представляют собой низкие (до 1000 м) и средние (более 1000 м) по высотности денудационные плато с различной степенью проявления в рельефе структурных и, в частности, куэстовых форм. В контурах Минусинской впадины отмечаются выходы древних, преимущественно карбонатных по составу и гранитоидных комплексов, которым в рельефе соответствуют массивные (плоские) горы.

В районах проявления **платформенного режима** (амплитуды воздыманий в их контурах составляют 100-300 м) на складчатом основании (Салаирская зона) наблюдаются высокие денудационные плоско-увалистые равнины с разной степенью проявления в рельефе складчатых структур. Кузнецкая впадина (область развития близгоризонтально залегающих пород) представляет собой высокую структурно-денудационную плоско-волнистую, местами ступенчатую, равнину. Область, заключенная между складчатыми структурами Салаира и Горного Алтая (Барнаульская низменность), представляет собой низкую аккумулятивную плоскогрядовую аллювиальную и озерно-аллювиальную равнину. В долинах крупных рек развиты комплексы аллювиальных низких террас.

Зона проявления геодинамического режима **внутриконтинентального** **рифтогенеза** вытянута в субширотном направлении полосой шириной до 150-200 км, и в целом следует ориентировке (простиранию) складчатых структур домезозойского фундамента. Тектонические движения в этой полосе характеризовались высокой контрастностью: амплитуды линейных опусканий достигали здесь 600 м (район оз. Хубсугул), линейных воздыманий – до 1000 м. Области абсолютных опусканий или стабильные представлены аккумулятивными и денудационными (Тункинская) внутригорными впадинами, области воздыманий – наследующими разрывные структуры горными хребтами (например, Китойский) с узкими гребнями водоразделов. Характерной особенностью этой зоны является проявление здесь щелочно-базальтового вулканизма: высота некоторых горных вершин вулканогенного происхождения (например, в Восточном Саяне) превышает 2000 м.

**Енисейский кряж** (область развития позднедокембрийских карбонатно-терригенных отложений, смятых в складки ССЗ простирания и прорванных в центральной ее части интрузиями гранитоидов) в новейшее время развивался в орогенном эпиплатформенном режиме, испытывая воздымания умеренной (до 500-600 м) амплитуды. Это низкогорная область – серия субизометричных в плане горных массивов и непротяженных хребтов с широким проявлением древних поверхностей выравнивания и слабым отражением плана древних складчатых структур.

Восточно-Саянский сегмент **Енисейско-Восточно-Саянского складчатого сооружения** в новейшее время развивался в режиме эпиплатформенного орогенеза. Амплитуды воздыманий в пределах Восточного Саяна варьировали в пределах от 500 до 2000 м. Эта область относится к категории средне-, высокогорных. Составляющие ее горные хребты ориентированы в СЗ направлении. Они характеризуются отчетливым отражением плана древних складчатых структур и слабым развитием древних плоскостей выравнинвания.

**Байкальская область (БО)** охватывает Байкало-Патомскую, Байкало-Витимскую и Баргузино-Витимскую структурные зоны. В палеотектоническом отношении первая из них представляла собой в позднем протерозое пассивную окраину Сибирской платформы (СП), вторая – аккреционно-коллизионную (островодужно-офиолитовую) зону и третья – одноименный палеомикроконтинент, причлененный в конце протерозоя – начале палеозоя к пассивной окраине СП.

Складчатые структуры Байкало-Патомской и Байкало-Витимской зон имеют дугообразную в плане ( с выпуклостью на север) форму. Особенностью Баргузино-Витимской, Байкало-Витимской и южной части Байкало-Патомской зон является очень широкое развитие гранитоидов, занимающих, в частности, не менее 80 % площади Баргузино-Витимского кристаллического массива.

В новейшее время значительная часть БО вошла в состав Байкало-Хубсугульской зоны **внутриконтинентального рифтогенеза**, имеющей ширину до 300-400 км и протягивающейся в северо-восточном направлении на расстояние более 1500 км. В тектоническом плане зона представляет собой серию линейно-вытянутых, ограниченных разрывными нарушениями сбросового типа грабенообразных структур, обрамленных горстами. Фундаментом области проявления рифтогенеза являются: на востоке – западная часть Алдано-Станового щита, далее она протягивается на запад, маркируя Байкало-Витимский офиолитовый пояс, еще далее – на юго-юго-запад до окончания оз. Байкал и, наконец, - на запад в район Хамар-Дабанской, Гарганской и Сангиленской глыб Тувино-Северо-Монгольского кристаллического массива, где постепенно «теряется».

В физико-географическом отношении грабены выражены серией впадин (с северо-востока на юго-запад): Удоканской, Муйской, Верхне-Ангарской, Северо-Байкальской, Южно-Байкальской, Тункинской, Хубсугульской).

Байкало-Хубсугульская рифтовая зона характеризуется высокой контрастностью и дифференцированностью новейших тектонических движений: амплитуды новейших воздыманий (горстовые выступы) варьирует от 500 до 2000 м и более, опусканий (грабенообразные прогибы) – достигает 3000 м. Таким образом, общий размах тектонических движений превышает 5000 м.

Становое нагорье ( максимальные отметки 3067 на 3072 м), а также входящие в его состав широтные Муйский хребет и одноименная впадина, западная часть Кадарского хребта и продолжающие его на ЮЮЗ Байкальский (максимальная отметка 2588 м), Баргузинский и Икатский хребты и разделяющие их Северо-Байкальская и Баргузинская грабенообразные впадины – это область проявления геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза высокой контрастности и размаха (до 5000 м). Это область развития крутосклонных средне-, высокогорных хребтов, которые маркируют контуры и простирание линейных разрывно-складчатых структур докембрийского-раннепалеозойского возраста. Районы развития гранитов выражены полями развития изолированных горных массивов с плоскими вершинами и пологими склонами.

Байкало-Хубсугульская рифтовая зона обрамлена областью господства геодинамического **режима эпиплатформенного орогенеза**. Это область воздыманий с амплитудами от 500 до 1500 м.

Геоморфологическими элементами БО является низко-, среднегорные Патомское и Северо-Байкальское нагорья, пространственно совпадающие с Байкало-Патомской структурно-формационной зоной – областью проявления в неогене-квартере геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза.

Витимское плоскогорье – область проявления эпиплатформенного горообразования умеренной (амплитуды воздыманий 500-1000 м) интенсивности в регионе с чрезвычайно широким развитием гранитоидных интрузий, в конечном итоге и определивших геоморфологический облик (изолированные горные вершины с пологими сглаженными склонами) этой низко-, среднегорной области.

**Забайкальско-Охотская складчатая область** **(ЗОСО)**, в состав которую условно включен также Буреинский кристаллический массив, находящийся в зоне «соприкосновения» Урало-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов, относится к тектоническим структурам каледонской-герцинской, в восточной своей части – мезозойской (юрской) стабилизации.

Складчатые и разрывные структуры ЗОСО ориентированы в северо-восточном (западная часть) и субширотном направлении. Отметим здесь широкое развитие в западной части ЗОСО интрузий гранитоидов, несколько затушевывающих проявление разрывно-складчатых структур. В то же время простирание многих интрузий гранитоидов подчеркивает простирание разрывно-складчатых структур.

Буреинский массив (бм) в позднем протерозое – раннем мезозое представлял собой палеомикроконтинент, в краевых частях которого неоднократно (ранний палеозой, поздний палеозой, конец раннего-начало позднего мела) проявлялся геодинамический режим активных континентальных окраин и функционировали свойственные ему геодинамические ансамбли. С этими структурами, в частности, связаны мощные ареалы интрузивного гранитоидного (палеозой) и эффузивного (мезозой) магматизма.

Период платформенного развития в пределах ЗОСО и БМ был непродолжительным. Он датируется второй половиной мела-палеогеном. В это время в контурах БМ была сформирована обширная впадина, известная как Буреинская синеклиза, в которой в континетальных условиях происходило образование осадочных пород озерного, озерно-болотного и аллювиального происхождения. В других районах ЗОСО, осадочные породы этого возрастного уровня в позднем кайнозое были разрушены и переотложены.

Новейший этап развития ЗОСО ознаменовался проявлением на большой части этого сегмента Урало-Азиатского подвижного пояса геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза различной интенсивности. И лишь территория Буреинской синеклизы в новейшее время продолжала развиваться в платформенном режиме, являясь областью опускания с амплитудой до 500 м и районом мощной аккумуляции продуктов разрушения смежных с ней горных сооружений различной высотности.

В западной части ЗОСО возникла серия низко-, среднегорных хребтов широтного (Малханский) и северо-восточного (Яблоновый, Черского, Борщевочный, Нерчинский) простирания и разделяющих их межгорных впадин, маркирующих ориентировку основных структурных элементов этой области.

В контурах и обрамлении Буреинского массива (БМ) также наблюдается очевидная унаследовательность орогенных поднятий, выраженных горными хребтами, от структуроного плана и элементов геологического строения. Так среднегорный хребет Турана очевидно пространственно совпадает с областью развития ранне- и позднепалеозойскоих гранитоидов в восточной части БМ. Буреинский хребет северо-северо-восточного простирания локализован в крайней восточной периферийной части БМ, сложенной смятыми в складки той же ориентировки осадочными комплексами верхнего палеозоя-нижнего мезозоя, сформированными в режиме пассивных континентальных окраин.

Буреинская синеклиза в геоморфологическом отношении представлена Амурско-Зейской и Зейско-Бурейской равнинами, первая из которых относится к типу высоких структурно-денудационных плоско-увалистых на горизонтально залегающих породах, а вторая – высоких денудационных на смятых в складки отложениях.

**ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС**

В пределы российской (северо-западной) части Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) входят (в скобках - время формирования): Верхояно-Чукотская складчатая область (J3- K1), Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (K1-K2), Анадырско-Корякская складчатая система (К2-Рg), Олюторско-Камчатско-Курильская складчатая система (Рg3-Q); Сахалинское (К2 –Рg) и Сихотэ-Алинское (J3-K1) складчатые сооружения.

Геологическое строение описываемой территории гетерогенное и полиэтажное. Типы геоморфологических ландшафтов, сформированные в этой части ТПП обусловлены, с одной стороны, - геодинамическими режимами, проявленными в новейшее время в отдельных ее сегментах и, с другой, - особенностями геологического их строения.

**Верхояно-Чукотская складчатая область (ВЧСО)** – это субширотный сегмент ТПП, в пределах которого основные коллизионные процессы (столкновение пассивной окраины Сибирской платформы с Колымским и Омолонским палеомикроконтинентами, а последних – с пассивной окраиной Чукотского палеомикроконтинента) датируется поздней юрой – ранним мелом. С этим периодом связано формирование разрывно-складчатых северо-западного простирания структур описываемого региона, определивших позднее (в новейшее время) простирание главных геоморфологических ее элементов (горных хребтов и разделяющих их межгорных впадин).

В контурах ВЧСО в новейшее время были проявлены следующие геодинамические режимы ( в скобках – геологические структуры, в пределах которых названные режимы проявлялись):

* платформенный (Предверхоянский краевой прогиб, центральная (ядерная)-северная части Колымо-Омолонского массива (палеомикроконтинента рифея-раннего мезозоя);
* эпиплатформенного орогенеза (Верхоянский мегаантиклинорий, Яно-Индигирский мегасинклинорий, южная часть Колымо-Омолонского массива, Новосибирско-Чукотская складчатая система);
* эпиплатформенного внутриконтинентального рифтогенеза (линейно вытянутая полоса в юго-западной части Колымо-Омолонского массива). Так Момский рифтоген характеризуется новейшим низко-среднеамплитудными поднятиями высокой контрастности (от 0-50 м до 1000-1500 м). В геоморфологическом отношении – это низко, -среднегорный хребет северо-западного простирания, прерывисто прослеживающийся и соединяющийся с океаническим рифтогенно-спрединговым хребтом Гаккеля.

Платформенная область новейшего времени – это область проявления малоамплитудных низкоконтрастных ( от –300 м до +300 м) тектонических движений. Так, ядерная часть Колымского массива (Яно-Колымская низменность) в новейшее время характеризовалась слабодифференцированными воздыманиями (до 200 м) и опусканиями (до 300 м). В современном рельефе она представляет собой плоско-грядовую низкую аккумулятивную равнину, сложенную аллювиально-озерными и аллювиальными образованиями с отдельными полями развития высоких равнин (Алазейское плоскогорье) с преобладанием здесь делювиальных и, спорадически, – коллювиальных отложений.

В областях (регионах) проявления геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза (амплитуды воздыманий новейшего времени – 200-1500 м) наблюдаются следующие структурно-обусловленные геоморфологические ландшафты:

* плоскогорные (Юкагирское плоскогорье в пределах Омолонского массива – области, где геологические комплексы рифея-карбона залегают субгоризонтально) – денудационные пенеплены;
* плоскогорные низко,- среднегорные (Янское, Эльгинское плоскогорья) в областях развития слабо (полого-) складчатых геологических комплексов;
* линейно-вытянутые хребты (Верхоянский, Черского и др.).

**Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (ОЧВПП)** широтного-северо-восточного простирания сформирован в конце раннего - начале позднего мела как надсубдукционная окраинно-континентальная структура (вулкано-плутонический пояс). Это, в основном, низко-, среднегорная область широкого проявления вулканогенного (страто-, щитовые вулканы, субгоризонтальные покровы эффузивов и туфогенных пород) и структурно (вулканогенно) - обусловленного (структурно-денудационные столовые ступенчатые плато и др.) рельефа. Амплитуды новейших воздыманий в контурах пояса варьируют в пределах 500-1000 м.

**Анадырско-Корякская складчатая система** – это северо-восточного простирания разрывно-складчатая структура с широким развитием покровно-надвиговых тектонических нарушений, формирование которой (как аккреционной призмы – элемента Охотско-Чукотской активной континентальной окраины) датируется концом раннего – началом позднего мела.

Амплитуды новейших тектонических воздыманий составляют от 500 до 1000 м (Корякское нагорье, Пенжинский хребет). В разделяющих их межгорных впадинах амплитуда новейших опусканий варьирует в пределах от 0 до 500 м (Парапольская равнина). Межгорные впадины разнородны по генезису. Среди них выделяют: аккумулятивные (аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и флювиогляциальные), денудационные и структурно-денудационные на горизонтально залегающих породах.

**Олюторско-Камчатско-Курильская складчатая система** – это область широкого развития геоморфологических ландшафтов, свойственных активным континентальным окраинам (Олюторско-Камчатский сегмент) и островным дугам энсиматического (Курильский сегмент) типа.

Полуостров Камчатка – область весьма широкого проявления вулканогенных форм рельефа. Здесь наблюдаются три вулканогенных окраинно-континентальных пояса, возраст которых закономерно уменьшается в восточном (юго-восточном) направлении (в скобках возраст вулканов): Западно-Камчатско-Корякский (Pg22-Pg3), Центрально-Камчатский (Рg33- Q) и Восточно-Камчатский (N2-Q). Последний по простиранию (в юго-западном направлении) замещается Курильской энсиматической островной дугой.

Названные пояса – это низко-, высокогорные области проявления вулканических форм рельефа (стратовулканы, щитовые вулканы, вулканические плато и др.).

Западная часть Камчатки в тектоническом отношении – зона господства процессов тыловодужного рифтогенеза в геодинамической системе активной континентальной окраины. Она представляет из себя высокую денудауционную (восточная часть) и низкую (западная часть) аккумулятивную озерно-аллювиальную и морскую равнину.

Курильские острова представляют собой вулканическую дугу энсиматической островодужной системы новейшего времени, сложенную основными-средними вулканитами, образующими линейно-вытянутую серию вулканических гор (стратовулканы, щитовые вулканы).

Охотское море – область проявления в новейшее время платформенного режима. Это аккумулятивная морская равнина, сложенная горизонтально залегающими осадочными породами мезозоя – кайнозоя мощностью от первых сотен до 4-6 км.

**Сахалинское складчатое сооружение** в новейшее время – область проявления процессов тыловодужного рифтогенеза в геодинамической системе энсиматического-энсиалического рифтогенеза, элементами которой являются Тихоокеанская плита, Курильские острова (вулкано-плутонический пояс) и область тыловодужного рифтогенеза, в составе которого выделяют Южно-Охотскую впадину (на океанической коре) и остров Сахалин (на континентальной коре).

Область проявления рифтогенных процессов геоморфологически выражен Восточно- и Западно-Сахалинскими низкогорными сооружениями, между которыми находится Центрально-Сахалинская аккумулятивная впадина (прогиб), характеризующаяся равнинным рельефом.

**Североземельско-Таймырская складчатая область** подразделяется на три мегазоны: Северо-Таймырскую (включающую также юго-восточную часть Северной Земли), Североземельскую (северо-западная часть архипелага Северная Земля) и Южно-Таймырскую. Первая из мегазон по времени проявления складчатых деформаций относится к байкальским, вторая – к каледонским-раннегерцинским, третья – к раннекиммерийским структурам.

Северо-Таймырская зона, сложенная складчатыми комплексами докембрия и кембрия, прорванными интрузиями разновозрастных гранитоидов, в новейшее время развивалась в платформенном режиме: амплитуды новейших воздыманий не превышали 100-200 м. В геоморфологическом отношении эта область представляет собой низкую денудационную с маломощным элюво-делювиальным (солифлюкционным) покровом четвертичных отложений равнину. В пределах Североземельской части зоны развиты также морские, ледниковые и ледниково-морские отложения квартера.

Северо-Земельская мегазона, сложенная пологоскладчатыми терригенно-карбонатными отложениями ордовика-силура, в новейшее время также развивалась в платформенном режиме. В геоморфологическом отношении она представляет собой аккумулятивную морскую низкую равнину.

Южно-Таймырская мегазона (сложена деформированными терригенными и вулканогенными отложениями кембрия-триаса) в неогене-квартере развивалась в геодинамическом режиме эпиплатформенного орогенеза: амплитуда новейших воздыманий в ее пределах составили 200-800 м. В результате в осевой части мегазоны сформировались низкогорное пологосклоновое сооружение – горы Бырранга. Это область широкого проявления денудационных и аккумулятивных процессов. Преобладающими среди формирующихся четвертичных отложений делювиального и коллювиального генезиса.

Коренное ложе Пясино-Хагангской юрско-меловой впадины (прогиба) сложено горизонтально залегающими в основном терригенными отложениями, перекрывающими палеозойское-мезозойское складчатое (Таймыр) и платформенное (Сибирская платформа) основание. В новейшее время – это область проявления платформенного геодинамического режима: аккумулятивная низкая равнина – северный сегмент Северо-Сибирской низменности. Отложения, слагающие эту впадину, представлены водно-ледниковыми, ледниковыми, озерными и, частью, морскими четвертичными отложениями.**СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС**

В составе Средиземноморского пояса рассмотрим Кавказское складчатое сооружение.

Его отличительными особенностями являются:

-  наличие обширных морских бассейнов с океанической корой (глубоководная впадина Черного моря и южная часть Каспийского моря);

-  активный современный вулканизм (наличие вулканических гор и нагорий – Армянское и др.);

-  различная генетическая принадлежность гор (складчатые – Кавказ и Крым, покровные – Карпаты, сводово-глыбовые и глыбовые).

В контурах Кавказского складчатого сооружения выделяется ряд структурных элементов, характеризующихся оригинальным геологическим строением и составом слагающих их геологических комплексов.

**Скифская плита** в южной своей части с поверхности сложена пологопадающими (до 10-15о) на север терригенно-карбонатными отложениями юры-раннего кайнозоя (J3-N1), перекрывающими складчатый герцинский по возрасту её фундамент (Лабино-Малкинская зона).

Средняя часть Скифской плиты, характеризуясь таким же строением, перекрыта мощным чехлом молассовых отложений верхней части миоцена – квартера, заполняющих Предкавказские (Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский) краевые прогибы.

Южная часть Скифской плиты в новейшее время испытывала воздымания с амплитудами до 600-800 м. В результате в этой области сформировались структурно-денудационные высокие плоско-волнистые равнины и плато, покрытые чехлом элювиальных, делювиальных и лессовых отложений. Здесь широко проявлен куэстовый рельеф.

Средняя часть плиты в новейшее время испытывала крупноамплитудные (600-1500 м, участками – до 3000 м) опускания (север Черного моря, Прикубанье, Прикаспий). Для этих территорий (аккумулятивных равнин с пологопадающей на север поверхностью) характерно развитие аллювиально-пролювиальных, флювиогляциальных, а также озерных, аллювиально-лимнических и морских отложений большой мощности.

**Мегантиклинорий Большого Кавказа** в северной своей части сложен интенсивно деформированными, интрудированными массивами гранитоидов отложениями докембрия – палеозоя (горст-антиклинорий Большого Кавказа), а в южной – также интенсивно-деформированными осадочными породами юрского-мелового возраста.

Описываемая структура в новейшее время развивалась в области господства эпиплатформенного периколлизионного орогенного геодинамического режима. Отметим очень высокие контрастность неотектонических движений и амплитуды воздыманий ( до 6000 м).

В результате Большой Кавказ представляет собой в настоящее время высокогорное, вытянутое в широтном направлении, горно-складчатое сооружение, в контурах которого широко развит альпийский рельеф с широким проявлением ледниковых форм рельефа (кары, цирки и др.) гляциальных отложений (в том числе, ледников) и отложений гравитационного (коллювий) и водно-гравитационного (в том числе, селевого) типов.

**Зона Закавказских «срединных массивов»** в новейшее время характеризовалась наиболее контрастными и дифференцированными по знаку перемещениями: амплитуды новейших опусканий (в пределах Рионской и Нижне-Куринской низменностей) достигали 6000 м, а поднятий (Дзирульский массив докембрия) – 2-3 км. В результате названная зона представляет из себя серию аккумулятивных аллювиально-пролювиальных, аллювиальных и морских, примыкающих к Черному и Каспийскому морям, равнин. В контурах проявления равнинных ландшафтов в пределах зоны выделяются отдельные изолированные низко-среднегорные возвышения (Дзирульское и др.).

Характерной особенностью новейшей истории области, расположенной южнее зоны Закавказских срединных массивов – **мегантиклинория Малого Кавказа,** сложенной осадочно-вулканогенными отложениями юры-квартера, является следующее:

-  высокие амплитуды (до 3000 м) воздыманий территории в новейшее время;

-  широкое проявление вулканизма и вулканических форм рельефа (г. Арарат и др.), образующих в совокупности с тектоническими, своеобразную по геоморфологическим характеристикам область – Армянское нагорье.

**ЛИТЕРАТУРА**

Карта четвертичных отложений ССР. Масштаб 1:5000000. Спб: ВСЕГЕИ, 1995.

Кизевальтер Д.С., Раскатов Г.И., Рыжова А.А. Геоморфология и четвертичная геология. М., 1981.

Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А. Основы четвертичной геологии. М., 1985. 174 с.

Малышева О.Н. Геология района города Казани. Казань: Казанский госуниверситет, 1965. 144 с.

Лукашев К.И. Геология четвертичного периода. М.: Высшая школа, 1971.

Николаев Н.И. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей масштаба 1:5000000. Краткая пояснительная записка. М., 1979. 35 с.

Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5000000. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Полянин В.С. Лабораторный практикум по курсу «Геоморфология и геология четвертичных отложений». Казань: Казанский госуниверситет, 2005. 68 с.

Полянин В.С. Региональная геология: Учебное пособие по курсу «Региональная геология» («Геология России»). Часть I. Древние платформы. Казань: Казанский госуниверситет, 2006. 98 с.

Полянин В.С. Региональная геология: Учебное пособие по курсу «Региональная геология» («Геология России»). Часть II. Подвижные пояса неогея.Кн.1. Казань: Казанский госуниверситет, 2006. 49 с.

**СОДЕРЖАНИЕ**

Стр.

Введение 3

Методические указания 4

Геоморфологические ландшафты 5

Восточно-Европейская платформа 14

Сибирская платформа 22

Урало-Азиатский подвижный пояс 27

Тихоокеанский подвижный пояс 37

Средиземноморский подвижный пояс 41

Литература 43

1. Эти области автор называет областями относительных опусканий [↑](#footnote-ref-1)
2. Раздел написан на основе работы О.Н.Малышевой (1965) с дополнениями автора [↑](#footnote-ref-2)