

Гаджиева З.Х.

История развития рельефа Северного Кавказа



Махачкала- 2014

Негосударственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
Академия гражданской защиты и медицины катастроф

Российский государственный педагогический
университет им. А.И. Герцена

История развития рельефа Северного Кавказа

Методическое пособие

Махачкала - 2014 г.

ББК
551.4

Составитель: методического пособия: к.г.н., доцент
Гаджиева Зоя Хайбулаевна

Рецензен:

Атаев Загир Вагидович, к.г.н., профессор кафедры физической географии
ДГПУ

Аннотация

Методическое пособие рассчитано для студентов по специальностям география, геоморфология, защита техносферной безопасности, школьных учителей географии, биологии и других специалистов интересующихся проблемами геоморфологии и развития современного рельефа Северного Кавказа. В пособии рассмотрена история развития рельефа, начиная с герцинской горообразовательной эпохи. То есть Кавказские горы закладывались 200-230 млн лет назад. А основное воздымание происходило и продолжает подниматься последние 29-30 млн лет и поэтому они относятся к категории молодых гор. Рельеф молодых горных областей является сильно расчлененным, здесь формируются ледники, которые обеспечивают питание рекам, также является сейсмоактивной зоной.

Рекомендовано к печати УМС АГЗМК и УМС РГПУ им Герцена в качестве методического пособия для самостоятельной работы студентов по специальности «Техносферная безопасность», «Экология», «Биология», «География».

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
1 Географическое положение и основные черты рельефа.....	4
2.Структурная ярусность и ее отражение в рельефе.....	8
3.Неотектонические движения и их роль в формировании рельефа	11
4.Морские трансгрессии и их роль в формировании рельефа	13
5.Закономерности формирования речной сети и речных террас.....	16
6.Древнее оледенение и современные гляциальные формы рельефа	21
7. Поверхности выравнивания.....	23
8. Геоморфологическое районирование.....	31
Рекомендуемая литература.....	41

ВВЕДЕНИЕ

Литосфера – это часть географической целостной оболочки являющейся носителем географической и иной информации, в которой формируется рельеф Земли, и служит в качестве методологической основы частного географического анализа.

Проблема изучения взаимосвязи структурной геоморфологии с процессами событий происходящих в более глубоких слоях земной коры и мантии, в том числе и в разделе Мохо, является актуальной в современных исследованиях. Геоморфологический подход изучения внутренних разделов земной коры позволяет углубиться в сущность геофизических явлений, способствовавших формированию настоящего рельефа Северного Кавказа.

Геоморфологические исследования Северного Кавказа в основном были проведены в послевоенные годы Сафроновым, Думитрашко, Ковалевым, Лилиенбергом и другими известными кавказоведами. Были составлены карты по отдельным районам: сводная геоморфологическая и четвертичных отложений.

«Геоморфология Северного Кавказа» спецкурс, который предусматривает изучение происхождения и распространения структурных элементов на Северном Кавказе для решения конкретных практических и прикладных задач.

1. Географическое положение и основные черты рельефа Северного Кавказа

Рельеф Северного Кавказа является результатом эндогенных (тектонических) процессов в земной коре и подошвы земной коры - поверхности Мохо с наложенными на них экзогенными процессами.

Северный Кавказ занимает северный склон горного сооружения (мегаантиклинория) Большого Кавказа от Таманского полуострова на северо-западе до реки Самур на юго-востоке и часть его южного склона к северо-западу от реки Мзымты, а также равнины эпигерцинской платформы Предкавказья, простирающиеся от Азовского моря до Каспия. Полоса предгорных равнин и возвышенностей отделяют горную часть от альпийских прогибов (Азово-Кубанского и Терско - Каспийского). На севере равнины Предкавказья ограничены низовьями реки Дон, долиной рек Западный и Восточный Манычей и нижним течением реки Кумы заложенными в зоне Манычских прогибов.

Продольная структурно-геоморфологическая зональность Северного Кавказа пересекается субмеридиональной зональностью. Все продольные зоны

Кавказа пересекает Транскавказское поднятие, состоящее из Дзирульского (Сурамский) массива, Эльбрус - Ставропольской возвышенности - Ергеней. К этому поднятию приурочен крупный узел горного сооружения с системой горст - антиклинорных хребтов и мощным современным оледенением. В Центральном Кавказе Минераловодский выступ разделяет краевые прогибы в центральной части, где наиболее приподнятые участки Предкавказской равнины (Ставропольская возвышенность) и Зунда-Толгинский выступ в Манычском прогибе, определивший водораздел рек Западный и Восточный Манычи.

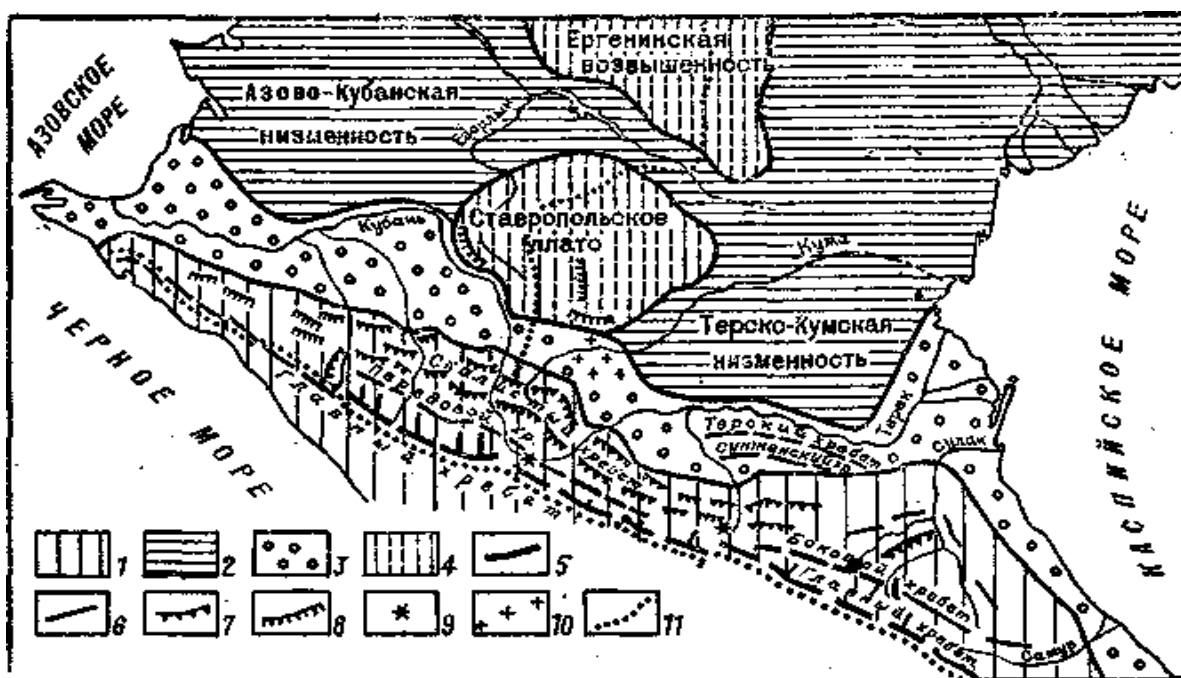


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема Северного Кавказа (по Сафронову И.Н.)

1 — горное сооружение (мегантиклинорий) Большого Кавказа; 2 — депрессии и возвышенности передовых (предгорных) прогибов; 3 — низменные равнины платформенных впадин и прогибов; 4 — возвышенности и плато платформенных поднятий; 5 — главные высокогорные и среднегорные хребты; 6 — второстепенные хребты; 7 — куэстовые хребты; 8 — гряды и крутые уступы возвышенностей; 9 — потухшие вулканы Эльбрус, Казбек; 10 — островные горы-лакколиты; 11 — линия водораздела Черного, Азовского и Каспийского морей.

На Большом Кавказе существуют еще 2 зоны поперечных поднятий: Адыгейский выступ (бассейн реки Белой) и Дагестанский клин (бассейн реки Сулак), который образует второй крупный узел расширения горной системы.

Высокие массивы (4,5-5 км) и глубокие расчленения (до 2 км) горных узлов Центрального Кавказа и Дагестана наблюдается изменение преобладающего продольного «кавказского» направления на широтное и субмеридиональное направление (поперечные эрозионные хребты). К северо-западу и юго-востоку в периклинально суженных зонах (особенно на Северо-западном Кавказе), горы быстро ступенчато понижаются в сторону поперечных прогибов - Азово – Черноморскому и Каспийскому, отделяющих Кавказ от горных сооружений Крыма и Копетдага.

Глубинное строение земной коры Кавказа изучено сейсмическими, гравиметрическими и другими методами. Хорошо изучены элементы складчатого палеозойского фундамента Большого Кавказа и Предкавказья.

Большой Кавказ отделяется от системы передовых прогибов разрывами земной коры составляющие Пшекиш-Тырныаузский, Черкесский и Терский глубинный разломы. Мегаантиклинорий Большого Кавказа разделяется на 3 зоны: Западно-Кавказское поднятие с глубиной залегания кристаллических пород около 5 км, Центральное поднятие, где кристаллические породы выходят на поверхность и Восточный Кавказ с глубиной залегания тех же пород от 2 до 5 км.

Современный рельеф Северного Кавказа сложен поперечными дислокациями фундамента и соответствующими им сериям подъемов и прогибов. Они образуют кулисообразное расположение выраженных в рельефе продольных и поперечных структурных элементов (сегментов мегаантиклинория Большого Кавказа и система предкавказских прогибов: Манычский и др.). Вероятно «антикавказская» зональность, проявляющаяся в элементах различного возраста (от позднепалеозойских до современных), характеризует наиболее древний (добайкальский) структурный план, который подвергся перестройке в последующие эпохи складчатости.

Земная кора в пределах Кавказа составляет мощность от 35 до 60 км по геофизическим данным, в глубоких впадинах Черного моря и Южного Каспия она имеет субокеанический тип мощностью до 20-30 км, с выраженным гранитным слоем.

В пределах Северного Кавказа выделяется несколько продольных зон с различной мощностью земной коры:

1. Мегаантиклинорий Большого Кавказа с гранитным слоем в 20 км и базальтовым в 25 м.;

2. Центральный и Восточный Кавказ имеет мощную земную кору до поверхности Мохоровичича 50-55 км более;

3. Северо-Западный Кавказ характеризуется резким сокращением мощности земной коры до 30 км и гранитного до 4-6 км;

4. Область Предкавказской эпигерцинской платформы вместе с Манычскими прогибами и системы передовых прогибов составляют мощность 35-40 км.

5. Северная часть Ставропольского свода имеет более мощную земную кору до 40-45 км;

Рельеф Северного Кавказа отражает глубинное строение земной коры. Крупные формы рельефа - горные сооружения Большого Кавказа, низменные и возвышенные платформенные равнины Предкавказья служат как бы зеркальным отражением поверхности Мохо.

Под горами Центрального и Восточного Кавказа при большой мощности земной коры поверхность Мохо находящаяся на глубине 55-60 км образует так называемые «корни гор». В направлении северо-западного погружения Главного Кавказского хребта поверхность Мохо круто поднимается, и корни гор сходят на нет и обращенный рельеф поверхности Мохо сменяется прямым с подъемом кровли базальтового слоя и мантии.

В сторону равнин Предкавказья мощность земной коры сокращается до 35-40 км. Поверхность Мохо поднимается и занимает самое высокое положение в зоне низменных равнин предгорных прогибов на Манычской депрессии.

Решающее значение в формировании земной коры имели движения альпийского этапа формирования «корней гор», которое происходило главным образом в начальной стадии (в нижней и средней юре) геосинклинального развития. Увеличение «корней гор» происходило от центрального к восточному сектору Большого Кавказа по мере нарастания глубин залегания палеозойского фундамента (0-5 км и более).

Равнины Предкавказья характеризуются близким к «нормальному» строением земной коры, что свойственно эпигерцинским платформам. Длительная позднепалеозойская и раннемезозойская денудация должна была заметно уменьшить мощность гранитного слоя, что позволило компенсировать отложения в предгорных прогибах в мезозое и кайнозое до 10-12 км мощности. Наиболее специфичен западный сектор горного сооружения большого Кавказа, в котором мощность земной коры сокращается за счет гранитного слоя и прямым рельефом поверхности Мохо. Такое нормальное строение земной коры объясняется, вероятно, тем, что Северо-Западный Кавказ принадлежит древнейшей (байкальской) субмеридиональной системе складчатости. Ростовский выступ Украинского щита представляет собой единственный на Северном Кавказе реликт первичной материковой коры байкальского возраста.

2. Структурная ярусность и ее отражение в рельефе

Современный структурный план горного сооружения (мегаантиклинория) Большого Кавказа характеризуется ясно выраженной концентричностью и ярусностью структурных зон разного возраста, разделенных резким несогласием, которое обусловлено разнородностью самих зон и трансгрессивным залеганием более молодых отложений на более древних уже существовавших структурах. Каждая из структурных зон сложена породами разного литологического состава, занимает определенное гипсометрическое положение и характеризуется своими присущими ей типами горного рельефа. На северном склоне Большого Кавказа выделяются 4 разновозрастные структурные зоны с выдержанным общекавказским простиранием, характеризующимся большим разнообразием типов складчатых деформаций.

1. Зона древнейшей герцинской складчатости занимает осевое положение в Центральном и Западном Кавказе и объединяет комплекс складчато-глыбовых структур Главного, Бокового и Передового хребтов, сложенных палеозойскими кристаллическими метаморфическими породами, а также отложениями триаса (Передовой хребет).

В позднегерцинскую фазу складчатости весь этот комплекс был сильно дислоцирован. Во время альпийского и новейшего геотектонического этапов происходят разломы, по которым перемещаются крупные блоки.

2. Зона раннеальпийской (докелловейской) складчатости занимает обширную область развития сланцевых и песчано-сланцевых толщ нижней и средней юры. Она включает область интенсивной складчатости осевой высокогорной зоны Восточного и Северо-Западного Кавказа осложненной надвигами по продольным разломам, симметрично-складчатые структуры Южного Дагестана и моноклинально-складчатые структуры Северо-Юрской депрессии.

3. Зона позднеальпийской (поздняя юра-палеоген) складчатости прослеживается вдоль всего северного склона Кавказа и соответствует полосе распространения карбонатных и терригенных пород верхней юры и мела. В пределах этой зоны выделяются моноклинальные и моноклинально-складчатые структуры Северо-Западного Кавказа.

Мезозойские структуры формировались в ранне – и позднеальпийскую эпоху складчатости на фоне общего поднятия геосинклинальной системы

Большого Кавказа. Моноклинальные структуры северного склона Центрального и Западного Кавказа формировались в условиях платформенного режима и были причленены к горному сооружению Большого Кавказа в неотектоническом этапе.

4. Зона новейшей складчатости (неоген - четвертичной) относится к передовым прогибам (Кубанскому и Терско - Каспийскому). Сложены мощной толщей кайнозойских и континентальных отложений. Эта зона является промежуточной между орогенной областью Большого Кавказа и эпигерцинской платформой Предкавказья. Сюда же относятся полого - моноклиналильные структуры северного склона Центрального Кавказа, складчатые структуры восточных предгорий Северного Кавказа, область гребневидной складчатости третичных предгорий Дагестана и передовых хребтов Восточного Предкавказья с узкими острыми антиклиналями и широкими плоскими синклиналями, а также моноклиналильно - складчатые структуры предгорий северо - западного Кавказа, область брахиантиклинальных структур и диапировых куполов с явлениями грязевого вулканизма (Таманский полуостров). Формирование складчатых структур этой зоны завершилось в основном в среднем плиоцене, но в передовых хребтах Восточного Предкавказья (Терский прогиб) и на Таманском полуострове продолжалось в позднем плиоцене и в четвертичное время, когда они причленились к горному сооружению Большого Кавказа.

Все выделенные структурные зоны в неотектоническое время испытали интенсивное поднятие в центральной части северного склона Центрально Кавказа (Транскавказское поднятие и Дагестанский клин). Эти зоны значительно расширены, особенно область коробчатых складок Известнякового Дагестана и подверглись наибольшей денудации.

Платформенная область Предкавказья делится на 3 структурные части: Ставропольское поднятие, Азово-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины, сложенные породами палеозоя и осадочный чехол - мезозоем (на востоке – нижней юры) и кайнозоем. Фундамент приподнят в Центральной части Предкавказья - в области Ставропольского свода, где он расположен на глубинах от 1000 до 2000 м и значительно погружается к западу и востоку в Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадинах. С севера эти структуры ограничены зоной Манычского прогиба, отдельные части которых (Тузлов - Манычский, Маныч-Гудиловский, Кумо-Манычский прогибы) разделены Сальским поперечным поднятием и Зунда-Толгинской перемычкой. Формирование платформенных впадин и прогибов происходило в альпийском и завершилось в новейшем геотектоническом этапе.

Буровыми исследованиями в осадочном чехле Предкавказья выявлено большое количество локальных структур платформенного типа, которые в разной степени унаследовали особенности фундамента.

В рельефе Северного Кавказа прослеживается тесная связь с тектоническими структурами. Так, зона древнейшей герцинской складчатости, образующей остов горного сооружения Большого Кавказа, характеризуется

высокогорным резко расчлененным альпийским рельефом (Большой водораздельный хребет).

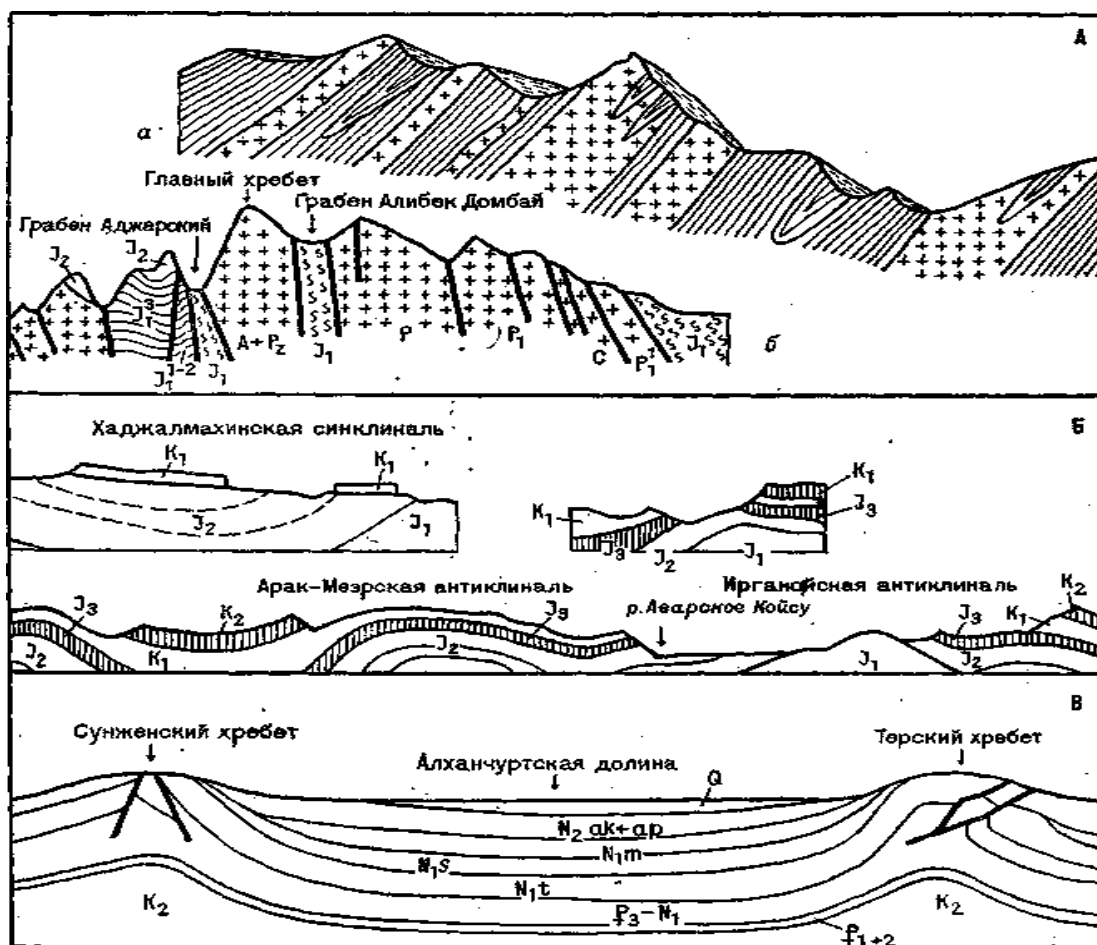


Рис. 2. Отражение тектонических структур в рельефе Большого Кавказа (по Сафронову И.Н.)

Структурные зоны: А - герцинской складчатости с элементами скульптурного рельефа палеозойских кристаллических пород (а) и прямым (возрожденным) отражением в рельефе блоковых структур (б); Б - зона позднеальпийской складчатости с разнообразными формами отражения структур в рельефе; В - зона новейшей складчатости с прямым тектоническим рельефом.

Раннеальпийские складчатые структуры Восточного и Северо-Западного Кавказа выражены в рельефе высокогорными и среднегорными хребтами (Боковой и др. хребты), а позднеальпийские образуют пояс средне и низкогорных хребтов на северном склоне Большого Кавказа и на западном ее окончании. Молодые складчатые структуры отражены в рельефе низкогорных хребтов и возвышенностей и в строении предгорных аккумулятивно-денудационных и аккумулятивных равнин. То есть, в структурно-геоморфологической зональности отчетливо прослеживается история

формирования орогенной структуры Большого Кавказа, в формировании, которой лежат как новейшие, так и древние структуры, на которые накладываются и часто развиваются унаследовано.

3. Неотектонические движения и их роль в формировании рельефа

Неотектонические проявления на Большом Кавказе начинаются с позднего миоцена, когда начались интенсивные поднятия и резкие погружения краевых прогибов и межгорных впадин с усилением вулканической деятельности в Центральном Кавказе. Основными типами новейших тектонических движений Кавказа являются сводово-глыбовые поднятия и погружения прилегающих к ним предгорных впадин. Резкое поднятие Большого Кавказа происходило в сарматское время, что подтверждается прибрежно-морскими отложениями, которые имеют несколько чередований. К этому времени приурочено крупное Транскавказское поперечное поднятие, которое разделило единый Предкавказский передовой прогиб на две части – Кубанский и Терский. К этому периоду относится мощная вулканическая деятельность Эльбруса и Казбека.

Амплитуда новейших поднятий Большого Кавказа предположительно составило 3700-3800 м. Например, морские отложения сармата (прибрежные фации) на массиве Шахдаг подняты на высоту до 3000-3500м.

О величине поднятия осевой зоны Большого Кавказа с позднего плиоцена можно судить по высоте поверхностей выравнивания и береговых линий древних каспийских трансгрессий. Поверхности выравнивания акчагыльского возраста расположены в Центральном Кавказе на высотах 2000 -2400м, а в зоне Главного Кавказского хребта - на высоте 3000 -3500 м.

Четвертичные поднятия определяются на высоте 2000 -3000 м на Центральном Кавказе. Амплитуда составляет примерно 1000 -1500 м.

Амплитуда новейших поднятий в Предкавказье определяется по поверхности выравнивания как выраженных в современном рельефе, так и в погребенных. Терско-Кумская впадина интенсивно прогибалась в плиоцене. Кубанская впадина сначала опускалась, затем поднялась.

Все эти поднятия и погружения ориентировочно говорят о том, что средние скорости поднятий осевой зоны Центрального Кавказа постепенно нарастают от 2,2 мм/год в позднем миоцене, до 0,4 – 0,5 мм/ год в позднем плиоцене и достигают максимального значения в плейстоцене. Погружения происходили в меньших пределах -0,3 – 0,5 мм/год до 1,0- 1.5 мм/год.

Одной из главных особенностей проявления новейших движений Северного Кавказа является их унаследованное развитие. Длительные поднятия и опускания начинались еще в мезозое, и дальнейший рельеф формировался по блоковым движениям древних разломов.

Новейшие структуры горного сооружения большого Кавказа срезаются длительно развивавшимися глубокими впадинами Черного и Каспийского морей. На продолжении платформенных структур Предкавказья находятся мелководные участки Северного Каспия и Азовского моря.

Наибольшее значение в формировании современного рельефа Северного Кавказа имели тектонические движения плиоценового времени. Образование горного рельефа Большого Кавказа, близкого к современному произошло к концу плиоцена. Четвертичные движения периодически обновляли основные формы рельефа, созданные плиоценовой тектоникой.

Таким образом, Северный Кавказ характеризуется прямым соотношением рельефа с новейшими структурами, которые обычно унаследованы от древнего структурно-тектонического плана.

Современные движения земной коры и сейсмодислокации. Тектоническая активность на Северном Кавказе сохранилась в голоцене и продолжается в современную эпоху, но носят унаследованный характер.

По последним измерениям скорость современного поднятия Большого Кавказа постепенно нарастает и достигает максимального значения (до 12 мм в год и более) в осевой зоне Центрального и Восточного Кавказа. Большая часть Предкавказья испытывает на себе поднятие со скоростью от 0 до 1,5 мм в год (Ставропольская возвышенность – до +4 мм в год). Опускания от - 2 до - 3 мм в год испытывают области дельты Кубани и Терека.

Сейсмические явления приурочены к границам крупных поднимающихся и опускающихся структур Большого Кавказа и прилегающих впадин Черного и Каспийского морей, а также в зоне пересечения Транскавказского поперечного поднятия рис. 3.

Наиболее высокая сейсмичность характерна для зон, в которой наблюдается пересечение глубинных структур разного простирания и разной глубины заложения. Примером такого района является Казбекский. Зоны повышенной сейсмичности наиболее подвержены изменениям рельефа за счет оползней, обвалов, снежных лавин, запруживания рек и т.д. (Ахатлинский оползень, Мочохский оползень запрудил речку и образовал озеро).

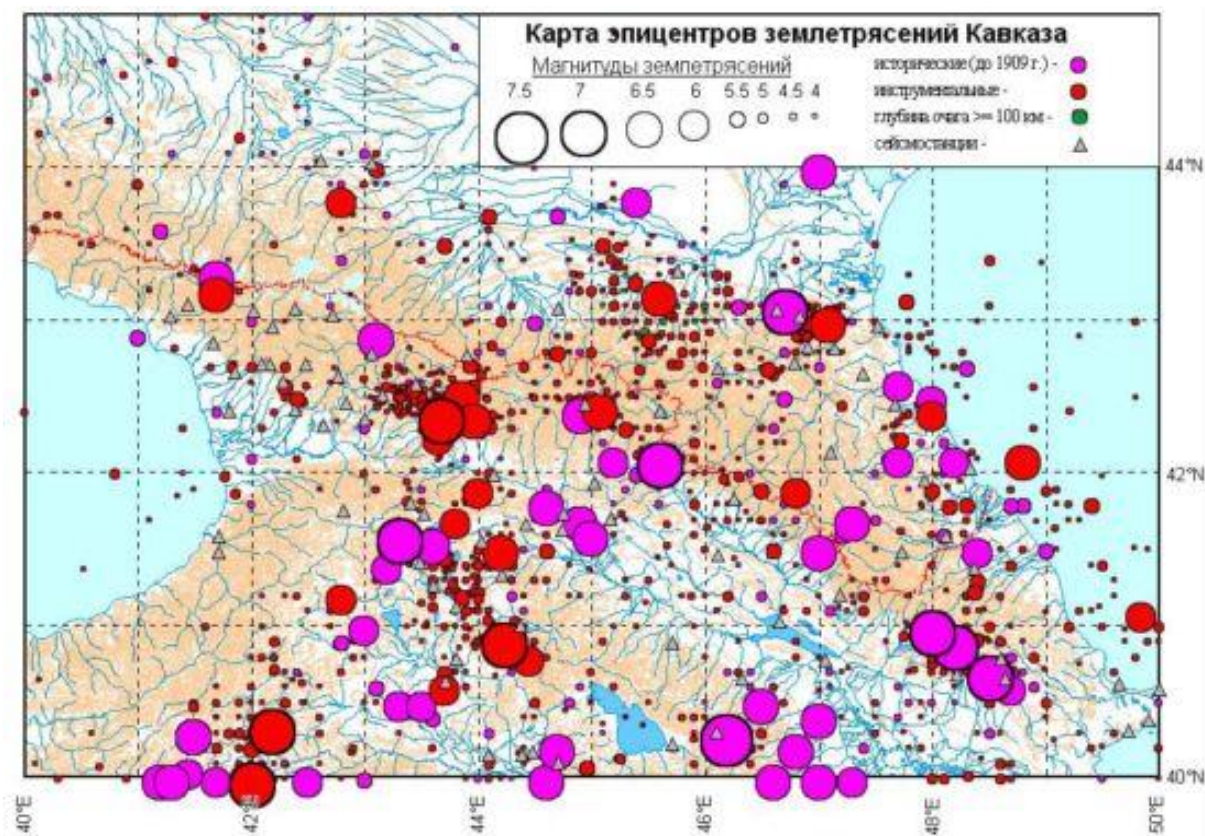


Рис. 3. Карта сейсмичности Кавказа

4. Морские трансгрессии и их роль в Формировании рельефа

На территории Северного Кавказа хорошо сохранились следы древних морских бассейнов и перемещения береговых линий. Сохранились в рельефе древние поверхности выравнивания и влияние морского осадконакопления на выравнивание рельефа впадин.

В ходе длительной истории развития Северного Кавказа неоднократно сменялись эпохи господства суши и или моря (геократического и талассократического режима).

Прослеживается 3 эпохи геократического режима (преобладание суши):

1. средний карбон - ранняя пермь - связана с завершением орогенических движений герцинского возраста;
2. является переходной между герцинской альпийской эпохой;
3. является завершающей фазой орогенических движений альпийского этапа.

Наращение площади суши происходило за счет поднятия платформы Предкавказья и вытеснения ее из пределов морей. Увеличение площади морей происходило за счет погружения различных частей той же платформы.

Преобладание суши или моря на Северном Кавказе было связано с эпохами резкого усиления субмеридиональных движений. Преобладание суши в позднем палеозое было связано с поднятием центральной части Большого Кавказа и Предкавказья, а также западного Предкавказья.

В различные эпохи, вероятно, до олигоцена наиболее приподнятой была центральная часть Большого Кавказа. В средней юре существовали островные участки восточной (район рек Малки и Баксана), а в неокоме - в западной части (район реки Лабы и Белой).

А в олигоцене позднем миоцене и среднем плиоцене наиболее приподнятыми были центральная (к востоку от Эльбруса) и восточная (в пределах Дагестана) части Большого Кавказа

В неогене и в четвертичное время в связи с преобладанием восходящих движений в области Большого Кавказа и постепенным поднятием прилегающих к нему с севера предгорных впадин происходило интенсивное сокращение площади морских бассейнов, занимавших Предкавказскую платформу и расширение областей континентальной денудации.

В эти эпохи происходили неоднократные трансгрессии и регрессии, которые чередовали периодические увеличения то суши то моря.

До середины миоцена преобладало нарастание суши за счет поднятия Большого Кавказа. В районе Манычей существовал пролив между восточной и западной частью морского бассейна и перестал существовать во второй половине хвалынского века.

В разные периоды сформировались несколько морских террас, которые хорошо сохранились по обеим сторонам Манычского пролива (рис.3).

В позднем сармате площадь суши увеличилась за счет образования обширного полуострова (Центральное Предкавказье) и за счет освобождения из под уровня моря южных участков Русской платформы. Между Каспийским и Черноморским бассейнами еще сохранялся узкий Манычский пролив.

Полная изоляция Черного и Каспийского бассейнов произошло в среднем плиоцене. Впоследствии в акчагыльское время и позднее произошли регрессии расширявшие площадь суши, затем трансгрессии, и неоднократно восстанавливалась связь между этими бассейнами.

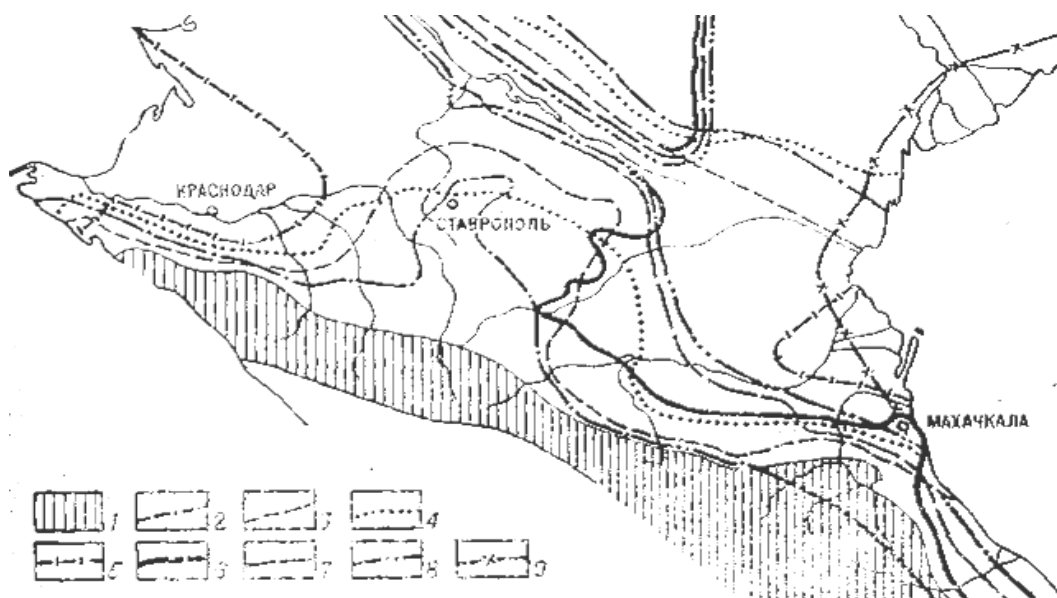


Рис. 4. Схема миграции береговой линии морей на Северном Кавказе в неогене и четвертичном периоде (по Сафронову И.Н.)

1- область сноса в олигоцене - раннем миоцене. Положение береговой линии морей; 2 - в позднем сармате; 3 - в мэотисе; 4- в понте; 5-в среднем плиоцене. Границы трансгрессий Каспия: 6 - акчагыльской; 7 - апшеронской; 8 - раннехвалынской; 9 - новокаспийской.

Современный вид Черное и Каспийское моря приобрели после новокаспийской и черноморской трансгрессии. На границах впадин и поднятий, в зонах миграций береговых линий морей, активно проявлялись абразионные процессы, выравнивающие прибрежный рельеф. Морские неоген – четвертичными отложениями заполнены обширные впадины и передовые прогибы Предкавказья.

На возвышенных равнинах Центрального и Предкавказья на западном склоне Ставропольской возвышенности сохранилась береговая линия среднесарматского моря сложенная скалистыми выходами мшанковых рифов.

В северной части Ставропольской возвышенности сохранились берега с прибрежной фацией акчагыльского и апшеронского морей.

Береговые линии акчагыльского и апшеронского морей сохранились в предгорьях Дагестана, где они сейчас подняты на высоту 400-800 м. В южном Дагестане прибрежные фации акчагыла распространяются вглубь гор до высоты 1200-1400 м. У подножия горы Шахдаг эти береговые линии подняты до 2000-2500 м.

В четвертичное время произошло образование нескольких уровней абразионно-аккумулятивных террас. В зоне Манычского пролива формировались эрозионно-аккумулятивные террасы сложенные озерно-

аккумулятивными отложениями. Четко прослеживаются 4 морские террасы (см. таблицу 1).

Древние террасы Дагестанского побережья представляют собой абразионные останцы, на которых залегают маломощные конгломерат и косослоистые детритусовые песчаники. Следующие три террасы сложены конгломератами, детритусовыми и ракушечниковыми известняками мощность до 165 м с типичной нижнехазарской фауной. Верхнехазарская терраса на побережье Дагестана не сохранилась, так как абразия верхнехазарского моря происходила на абсолютных отметках, совпадающих с уровнем нижнехвалынского моря (40-50 м).

Таблица 1

**Абсолютная высота морских террас Северного Кавказа (в м)
(по Сафронову И.Н, 1983)**

<i>Каспий, Дагестанское побережье</i>	<i>Западный и Восточный Манычи</i>	<i>Черноморское побережье Северо-западного Кавказа</i>
Бакинская -220-250 Нижнехазарские -200-152-100	Четвертая-50-60 Третья -40 -50	Чаудинская-100-110 Древнеэвксинская-40-60 Узунларская-40
Нижнехвалыньские-75-40-50 Верхнехвалыньские 26-16-12	Вторая-30-40,25-30 Первая -18-22	Карангатские-24-26,12-14
Новокаспийская -5,6 -6,0	Промежуточная -15-17 Пойма	Новочерноморская-3-5 Нимфейская-1,0-1,5

Нижнехвалыньские террасы хорошо выражены по всему побережью Дагестана. Сложены аккумулятивными материалами, которые формировали бары и пересыпи. Новокаспийская терраса возвышается над современным уровнем моря на 5-6 м. Ниже располагаются несколько более низких береговых валов.

5. Закономерности формирования речной сети и речных террас

Рельеф горных стран формируется главным образом в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков. Направление речной сети намечают пути транспортировки обломочного материала –продуктов разрушения гор. Изменение направления водных потоков служит индикатором

проявлений неотектонических движений, а также наличия россыпных полезных ископаемых.

В процессе длительной истории развития Северного Кавказа неоднократно менялось соотношение областей континентальной денудации и осадконакопления и направление сноса терригенного материала.

В позднепалеозойское время, когда еще не существовало передовых хребтов и Центрального Предкавказья, снос происходил в северном направлении и накапливался в прогибах герцинского горного сооружения Большого Кавказа.

С развитием талассократических явлений в пермо-триасе обломочный материал разносился на запад восток и север, накапливаясь во впадинах Западного и Восточного Предкавказья и в Манычском прогибе. Здесь преобладали континентальные аккумулятивные отложения. В конце поздней юры и в неокме в западной части геосинклинали обломочный материал поступал и с Русской платформы.

В конце позднего миоцена в Центральном Предкавказье формируется новая область континентальной денудации - Ставропольское поднятие. С

этого времени морское осадконакопление в прогибе Предкавказья постепенно вытесняется континентальной аккумуляцией.

В кайнозое в передовые прогибы Предкавказья с горного поднятия Большого Кавказа поступали продукты размыва кристаллических пород, которые в составе компонентов обломочного материала прогрессивно возрастает.

Таким образом, положение областей континентальной денудации и осадконакопления и направление сноса аккумулятивных отложений на Северном Кавказе менялось в зависимости от направления развития геократических и талассократических тенденций.

Заложение и развитие речной сети Северного Кавказа определялось целым рядом факторов, среди которых главное значение имели:

1. общий структурный план Северного Кавказа, сглаживающийся к началу неогена;
2. последовательное расширение площади суши, с определенной высотой и наклоном;
3. особенности миграции береговых линий морей в миоцене и четвертичном времени.

Основные этапы развития речных долин. Речная сеть на северном склоне Кавказа заложена была, вероятно в начале палеогена, когда в осевой части Кавказской геосинклинали образовался крупный остров. В олигоцене и раннем

миоцене здесь уже существовали зрелые долины меридионального направления с крупными дельтами на прибрежных равнинах.



Рис.4. Следы древних аллювиальных отложений в бассейне реки Кара-Койсу

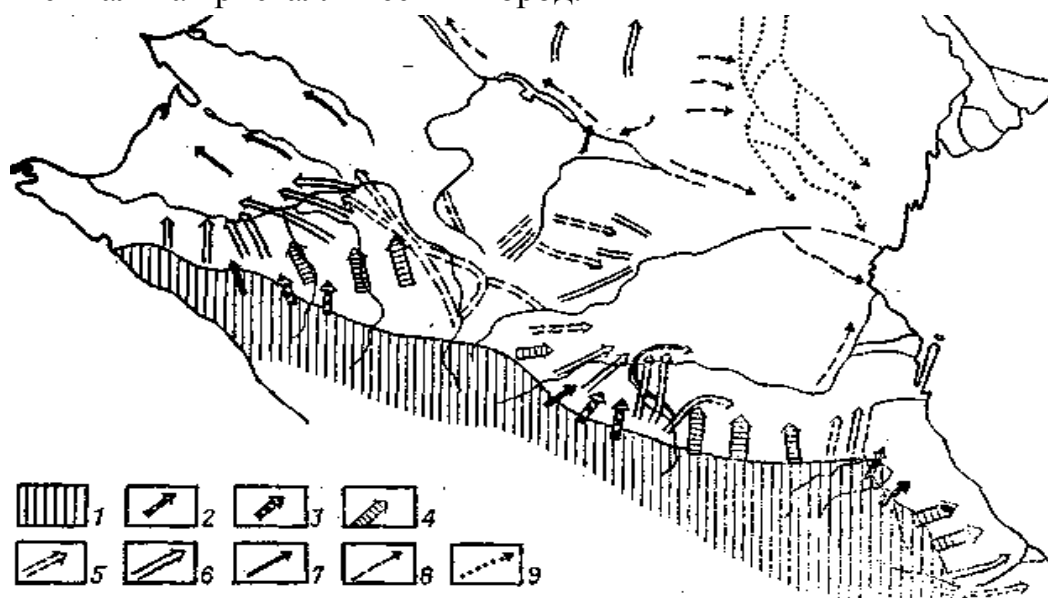
На Северо-Западном Кавказе положение этих долин, наследуемых современными реками, определяются наличием аллювиальных песков и совпадением с направлением современных рек, имеются признаки развития речной сети в центральной и восточной районах Северного Кавказа. Мощные песчаные накопления дельтового характера встречаются в разрезах долин майкопской серии в бассейне реки Кубани и ее древних притоков: рек Белой, Лабы, Урупа, на Тереке, на Сулаке. В районе с. Миатлы наземная дельта палео - Сулака представлена несколькими (до 4-5) рукавами в русле которые образуют мелкие периодически осушающиеся заводи.

Речная сеть в среднем миоцене состояла из небольших субмеридиональных и меридионально направленных водных потоков.



Рис.5. Толща древней аллювиальной террасы в низовьях реки Акташ

В позднем миоцене и раннем плиоцене в период расширения суши реки северного склона в низовьях отклонялись к северо-западу и северо-востоку, в сторону Кубанского и Терского прогибов. Реки закладывались в осевой части Центрального Кавказа и выходя на предгорья меандрировали. Определяется это тем, что в прибрежных морских отложениях верхнего сармата и мэотиса содержится галька кристаллических пород.



*Рис. 6. Схема развития речной сети Северного Кавказа
(по Сафронову И.Н.)*

1- область сноса в олигоцене - раннем миоцене.

Направление водных потоков: 2 — в раннем миоцене; 3 - в среднем миоцене;

4- в среднем плиоцене; 5 - в позднем плиоцене;

Границы трансгрессий Каспия: 6 - в раннем плейстоцене; 7 - в среднем плейстоцене; 8 - в позднем плейстоцене; 9 - в голоцене.

В среднем миоцене в условиях интенсивных поднятий и резкого нарастания суши происходило развитие мощной речной сети на всем Кавказе и Предкавказье. Сформировались две субмеридиональные системы рек: западная - Кубани, Урупа, Лабы, Белой и восточной - Терека, Сунжи, Аргуна, Сулака и Самура. Долины восточных рек сильно переуглублены и заполнены мощной толщей аллювиальных отложений.

В позднем плиоцене продолжалось, а в плейстоцене завершилось формирование современных бассейнов рек Кубань и Терек.

Речная сеть Ставрополя формировалась в позднем миоцене - раннем плиоцене, когда здесь сформировался крупный полуостров Кавказа. Речная сеть носила обособленный характер и не была связана с Кавказом, что подтверждается тем, что в аллювиальных отложениях этих рек присутствует только местный материал. Это реки Егорлык, Калаус и др.

Более молодым центром речной сети в Предкавказье является Азово-Кубанская равнина, которая претерпевала умеренные поднятия.

Терско-Кумская равнина формировалась в среднем и позднем плейстоцене после хвалынской трансгрессии Каспия. Река Кума имела кратковременную связь с рекой Малкой, которая затем была перехвачена Тереком. Манычский прогиб в это время был морским проливом, и только во второй половине хвалынского века, сформировалась современная долина Западного и Восточного Манычей.

В процессе развития речной сети в условиях развития геосинклинальных областей характеризуется частыми бифуркациями в системе рек.

Бифуркация- это раздвоение русла, т.е. разделение водного потока в две разные речные системы.

Следами развития речной системы являются сохранившиеся речные внутриваловые и междуречные террасы и аллювиальные равнины, которые образовали мощные многоярусные равнины сложенные галечниками и суглинками, мощность которых в отдельных местах составляют 35-40 м. Всего выделено 4 разновозрастных главных уровня речных террас: верхнеплейстоценовые, среднеплейстоценовые, нижнеплейстоценовые и верхнеплиоценовые. Все они определяются в системах рек Кубани, Кумы, Терека и других рек Ставрополя.

6. Древнее оледенение и современные гляциальные формы рельефа

Следы древнего и современного оледенения хорошо прослеживаются в Центральном Кавказе. Многие исследователи подчеркивают, что классической областью оледенения является именно Центральный Кавказ. Установлено несколько разновозрастных уровней троговых днищ в области развития верхнеплейстоценового оледенения и наличие древних морен, залегающих на водоразделах горных долин. Однако дискуссионными являются вопросы периодизации границ древних оледенений Большого Кавказа, что объясняется отсутствием палеонтологических остатков в ледниковых отложениях.

Древние ледниковые формы представлены экзарационными троговыми долинами, характерными для долин главных рек и их притоков. Во всех троговых долинах четко выражены верхний, древний и нижний более молодой уступ. Верхние троговые долины расположены на высотах от 250-350 м до 550-600 м над современными руслами рек. На склонах верхних трогов остались своеобразные отшлифованные скалы, остатки разрушенных «бараньих лбов» со следами ледниковой штриховки. Внутри нижних трогов, ниже их плеч прослеживаются второстепенные перегибы склонов – результат сглаживания долинных ледников. В хорошо изученных трогох в Кубано-Тебердинского района выделяется до трех уровней перегибов склонов, расположенных на высотах 350 – 400 м, 250-300 и 120-150 м над руслами рек. Такие же перегибы склонов распространены в трогох Баксана, Чегема, Черекон и других районах Центрального Кавказа.

Крупные троговые долины сильно переуглублены экзарацией ледников и заполнены мощными (до 100-200 м) ледниковыми, флювиогляциальными, озерными и гравитационными отложениями, что установлено буровыми и геофизическими исследованиями в верховьях реки Большого Зеленчука, истоков Кубани – рек Учкулан и Уллу-Кама, Терека.

С переуглублением коренного ложа троговых долин древними ледниками связано образование висячих устьев. На притоках Теберды (реки Большая Хатипара, Хаджибей и др.) имеются две ступени устьев расположенные на разных высотах над руслами главных рек.

Гипсометрически они связываются с верхней и средней границами ледникового сглаживания на склонах трогов. В троговых долинах и на водоразделах встречаются формы древнеледниковой аккумуляции. Милановский установил такие формы на высоте 3500 м на Чегемском вулканическом нагорье. Моренные отложения состоят из отложений крупных валунов кристаллических пород.

На северном склоне Большого Кавказа определены признаки следующих 5 возрастных оледенений: позднеакчагыльское (Эльбрусское), апшеронское (Чегемское), ранне-, средне- и позднеплейстоценовое.

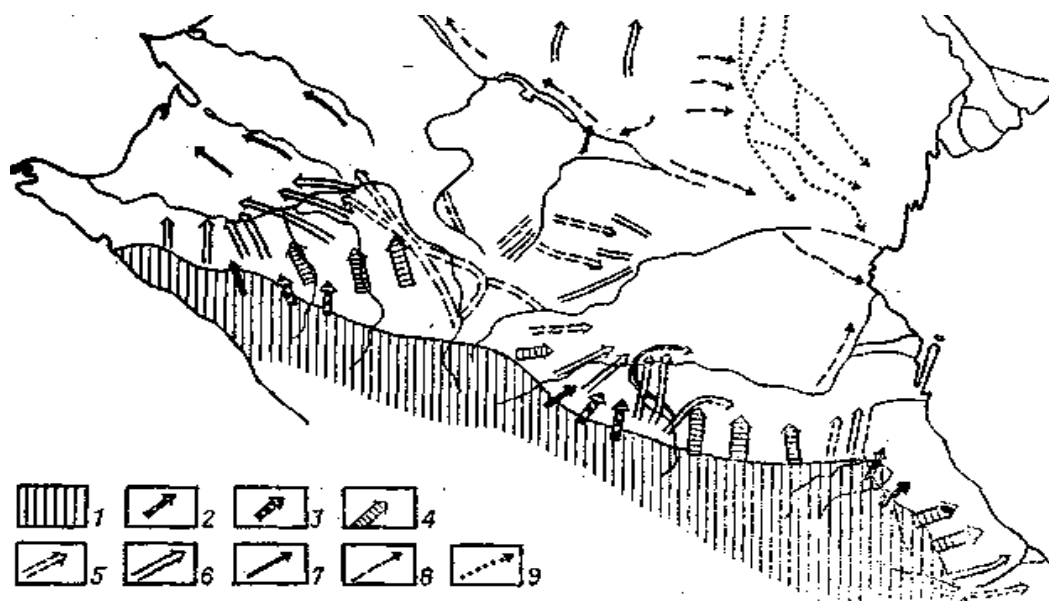


Рис. 7. Схема распространения древних оледенений на северном склоне Центрального Кавказа (по Е. Е. Милановскому (1968))

1 - следы акчагыльского (?) оледенения; 2 - моренные отложения апшеронского оледенения; 3 - мореноподобные пролювиально-селевые верх плиоценовые отложения; 4 - моренные отложения раннеплейстоценового оледенения; 5 - следы трогов среднеплейстоценового оледенения; 6 - моренные отложения среднеплейстоценового оледенения; 7 — граница горной области; 8 - уступ куэсты Скалистого хребта.

Современные проявления ледниковой деятельности выражаются в лавинах, селевых потоках, накоплении моренного материала и его перемещения. Особенно опасна деятельность пульсирующих ледников, примером которого служит катастрофа в Геналдонском ущелье, в котором погибла съемочная группа режиссера Сергея Бодрова

Обвалы Геналдонского ледника, по-видимому, составляют довольно частое явление и в прежнее время, вероятно, происходили еще в большем размере. На это указывают ледниковые камни и валуны, находящиеся в ущелье Геналдона гораздо ниже того места, до которого дошел обвал 3 и 6 июля. Не без причины также, предполагает Р. Р. Лейцингер, построились так высоко от реки аулы Тменикау и Кони. Вероятнее всего, эта предосторожность вызвана такими же обвалами, виденными предками современных жителей этих аулов.



Рис.8. Ледник Колка расположен на северном склоне потухшего вулкана Казбек.

20 сентября 2002 года в ущелье реки Геналдон произошел катастрофический сход ледника «Колка», который полностью уничтожил несколько посёлков и унёс жизни более 120 человек..

7. Поверхности выравнивания

Многие исследователи на Большом Кавказе выделяют несколько уровней поверхностей выравнивания. Наиболее высокие из них расположены на высокогорных хребтах осевой зоны (Главного и Бокового), по возрасту относятся к мэотису и среднему миоцену или палеогену. Они плохо сохранились, и их реальное существование нуждается в дополнительных доказательствах.

Поверхности выравнивания формировались в условиях интенсивной денудации горных пород различной устойчивости в умеренном климатическом поясе. По данным Г.С.Ананьева (1976) граниты выветриваются в среднем от 1 до 5 мм в год, аргиллиты 12-16 мм в год, известняки 21 мм в год. Можно полагать, что средняя скорость денудации Северного Кавказа не опережает скорости выветривания. Если предположить, что подобная интенсивность денудации по исследованиям Гаджиевой З.Х. (1980) была такой же в недавнем геологическом прошлом, то за последний миллион лет денудационный срез на Северном Кавказе составил от 600 до 1000 м.



Рис.9. Ущелье ледника Колка на Кавказе. В центре кадра стена г. Джимарай-Хох.

В верховьях цирка стоит плотное газовое облако (показано стрелкой). Ситуация на 25 сентября, 5 дней после гляциальной катастрофы. Фото И.В. Галушкина. (К статье Я.Д. Муравьева "Подледное геотермальное извержение - возможная причина катастрофического "выброса" ледника в Казбекском вулканическом массиве на Кавказе.

Акчагыльская поверхность выравнивания широко развита в северо-юрской депрессии приуроченная к северо-востоку Приэльбрусья (на высоте 2300 – 2500 м), и расчленена глубокими (до 900 – 1200 м) долинами.

Апшеронская поверхность выравнивания представлена слабо всхолмленными участками междуречий северо-юрской депрессии на относительной высоте от 600-700 м до 800- 900 м в бассейне реки Терек.

Верхнеплиоценовые поверхности выравнивания представлены остатками древних днищ речных долин, прорезающими куэстовые хребты, а в предгорьях они увязываются с двумя уровнями междуречных галечников, датировемых акчагылом и апшероном.

В Дагестане Лилиенберг Д.А. определил реликты денудационной поверхности выравнивания в пригребневой зоне Бокового, и частично Главного хребта, на абсолютных высотах 4000-4500 м. Остатки более молодых денудационных поверхностей выравнивания в виде цепочек одновысотных вершин расположены на высотах 3500-3800, 3000-3200, 2500-2700, 2200-2400 м. Эти гипсометрически сближенные уровни рельефа занимают

промежуточное положение между верхнемиоценовой и апшеронской поверхностями и предположительно могут быть отнесены к понту и акчагылу.

Наиболее распространена в Дагестане апшеронская поверхность выравнивания, расположенная на высотах 1500-2000 в предгорной зоне и 300-800 м в предгорьях, где она местами срезает акчагыльские отложения и переходит в палеонтологически охарактеризованные апшеронские известняки. Эта поверхность объединяет эрозионно - денудационные междуречные и морские равнины и является - таким образом, полигенетическим образованием.

Анализ разрезов неогеновых отложений прогибов Предкавказья приводит к заключению, что на отдельных стадиях орогенических движений альпийского роста гор Большого Кавказа прерывался эпохами их планации.

Первая, наиболее длительная эпоха планации горного рельефа охватывает время среднего - начала позднего миоцена. В среднем миоцене в условиях замедленного темпа поднятий горный рельеф Кавказского острова, возникший в олигоцене, испытывал постепенное выравнивание, о чем можно судить по уменьшению крупности прибрежных и мелководных отложений от древних горизонтов к более молодым.

Этот вывод находится в полном соответствии с данными палеоботанических исследований. Сравнительный анализ растительных остатков в отложениях миоцена, включая споры и пыльцу по данным Мчедlishвили П.А.(1957), показал, что климат Кавказа в среднем миоцене, начиная с чокрака, изменился в сторону большой сухости (появление ксерофитных элементов в карагане). Активизация процессов физического выветривания в условиях этого климата должна была бы вызвать поступление в прибрежные части морских бассейнов грубообломочного материала. Отсутствие такого материала в разрезах верхней части среднего миоцена (караган, конк) связано с ослаблением денудационных процессов, что может произойти лишь в условиях выровненного рельефа. Другим результатом палеоботанических исследований является установление факта массовой миграции элементов субтропической флоры на Северный Кавказ из Закавказья, которая могла происходить только в условиях низкогорного рельефа. Наконец, уменьшение в составе спорово-пыльцевых комплексов миоцена хвойных по сравнению с олигоценом указывает на снижение рельефа Кавказского острова .

Вторая продолжительная эпоха планации рельефа Большого Кавказа падает на время раннего плиоцена. В настоящее время еще нет достаточных фактических данных для заключения о существенных изменениях верхнемиоценового рельефа в раннем плиоцене. Однако можно предполагать, что в эпоху максимального развития понтической трансгрессии в связи с общим замедлением темпа поднятий на Большом Кавказе произошло частичное

выравнивание более возвышенного и расчлененного рельефа предшествовавшей эпохи. На Северо-Западном Кавказе, в противоположность Центральному и Восточному, после небольшого перерыва выравнивание рельефа продолжалось и в среднем плиоцене, на что указывает мелкообломочный характер континентальных отложений этого возраста в западной части предгорий. Таким образом, развитие рельефа западной и восточной частей Большого Кавказа в среднем плиоцене происходило метакронно.

Третья и четвертая эпохи планации рельефа Большого Кавказа по времени связаны с акчагыльской, ранне - и среднеапшеронской трансгрессиями Каспия, когда темп поднятий замедлился, а в периферийных зонах Восточного Кавказа они сменились нисходящими движениями. Поэтому в Южном Дагестане морские отложения этого возраста, особенно акчагыла, распространяются далеко вглубь гор до высоты 1200-1400 м, где ингрессивно примыкают к горным массивам. Реликты акчагыльской и апшеронской поверхностей денудационного выравнивания широко распространены на северном склоне Кавказа и на Ставропольской возвышенности.

В плейстоцене Большой Кавказ не испытал значительного выравнивания, о чем свидетельствует в общем близкий гранулометрический состав галечников речных террас предгорий. Рост гор прерывался лишь кратковременными эпохами их частичной планации, нашедшими отражение в формировании нескольких уровней внутридолинной денудации и серии речных и морских террас, которые во времени связываются с бакинской, хазарской и хвалынскими трансгрессиями Каспия.

Геоморфологические признаки и генезис поверхностей выравнивания. По геоморфологическим данным на северном склоне Кавказа выделяется несколько уровней поверхностей денудационного выравнивания. Более низкие из этих поверхностей повсеместно хорошо увязываются с выделенными по коррелятивному отложениям эпохами планации горного рельефа. Высокие поверхности выравнивания, тяготеющие к осевой зоне Большого Кавказа, особенно центральной его части, не всегда находят палеогеоморфологическое обоснование, и поэтому их реальное существование нуждается в дополнительных доказательствах. Особенно большое сомнение вызывает наличие наиболее древней поверхности денудационного выравнивания в Центральном Кавказе, которая связывается с уровнем вершин Главного, Бокового и Передового хребтов, расположенным на абсолютных высотах 3000 - 3800 (междуречье Лабы и Зеленчука), 3700 - 4000, 4000 - 4500 и 5000 м (междуречье Чегема и Черека). Выделение этой поверхности основано на весьма далеком от реальности допущении, что в неотектоническом этапе в

условиях интенсивного поднятия Центрального Кавказа не было общего снижения гор за счет денудации, а происходило только их эрозионное расчленение. По данным изучения коррелятных отложений здесь можно предполагать наличие реликтов среднемиоценовой и раннеплиоценовой (понтической) поверхностей выравнивания, но, по-видимому, на других, более низких гипсометрических уровнях. Однако реальные геоморфологические и геологические признаки древнейшей планации рельефа в Центральном Кавказе еще не выявлены, если не считать единичную находку под плиоценовыми лавами Эльбруса погребенной коры выветривания на абсолютной высоте 3800 м, предположительно датируемой сарматом [7].

На северном склоне Центрального Кавказа геоморфологически хорошо выражены реликты верхнеплиоценовых поверхностей денудационного выравнивания - акчагыльской и апшеронской. Акчагыльская поверхность широко развита в Северо-Юрской депрессии, где она соответствует уровню наиболее высоких междуречий, который срезает моноклиналильные и полого-складчатые структуры песчано-сланцевых отложений нижней и средней юры. В Северо-Восточном Приэльбрусье (Бечасынское плато) эта поверхность поднимается на высоту 2300-2500 м и расчленена глубокими (до 900-1200 м) долинами. Отсюда она тянется на запад до р. Белой и на восток до р. Аргуна, а в бассейне р. Большого Зеленчука несет на себе покров аллювиальных галечников. Эта же поверхность хорошо выражена в зоне центральных межгорных депрессий, где она представлена выровненными перевальными участками и выположенными площадками на склонах хребтов на высотах от 2000-2500 м (Загедан-Архызская депрессия) до 3000-3500 м (Штулинская депрессия). В области высокогорных хребтов Центрального Кавказа на уровне этой поверхности расположены древние эрозионные днища горных долин.

Апшеронская поверхность выравнивания представлена слабо всхолмленными участками междуречий междуэстовых депрессий и более низким уровнем междуречий Северо-Юрской депрессии. В северо-восточном Приэльбрусье, в верховьях р. Малки, к нему могут быть отнесены пологие склоны речных долин, намечающие начальную стадию глубокого расчленения Бечасынского плато. В бассейне Терека в той же зоне этот уровень также является вложенным в более древнюю эрозионно-денудационную поверхность. В высокогорной области Центрального Кавказа апшеронский уровень намечается уплощениями склонов речных долин на относительной высоте от 600- 700 м в бассейне Кубани до 800-900 м в бассейне Терека.

Верхнеплиоценовые поверхности выравнивания прослеживаются по остаткам древних днищ речных долин, прорезающих куэстовые хребты, а в предгорьях они непосредственно увязываются с двумя уровнями междуречных

галечников, датируемых акчагылом и апшероном. Во впадинах Предкавказья им соответствуют наложенные уровни аллювиальных и морских верхнеплиоценовых равнин.

На северном склоне Восточного Кавказа, в Дагестане, по данным Д. А. Лилиенберга [2,3], реликты наиболее древней денудационной поверхности выравнивания встречаются в пригребневой зоне Бокового и частично Главного хребта на абсолютных высотах 4000 - 4500 м. По наличию у их подножья в районе массива Шагдаг прибрежно-морских сарматских отложений на высотах 3000-3500 м возраст этой поверхности предположительно определяется как верхнемиоценовый (вероятно, доверхнесарматский). Остатки более молодых денудационных и эрозионно-денудационных поверхностей выравнивания в виде цепочек одновысотных вершин, пластообразных массивов и ступеней на склонах хребтов наблюдаются в пределах всего горного Дагестана на высотах 3500-3800, 3000-3200, 2500-2700 и 2200-2400 м. Эти гипсометрически сближенные уровни рельефа занимают промежуточное положение между верхнемиоценовой и апшеронской поверхностями и предположительно могут быть отнесены к понту и акчагылу. Наиболее широко распространена в Дагестане апшеронская поверхность выравнивания, расположенная на высотах 1500-2000 м в средне-горной зоне и 300-800 м в предгорьях, где она местами срезает акчагыльские отложения и переходит в палеонтологически охарактеризованные апшеронские известняки. Эта поверхность объединяет эрозионно-денудационные междуречные и внутридолинные уровни, аккумулятивные аллювиальные и морские равнины и является, таким образом, полигенетическим образованием.

На Северо-Западном Кавказе выделяется пять поверхностей выравнивания, абсолютные высоты которых изменяются в больших пределах по оси горного сооружения вследствие тектонически обусловленной поперечной ступенчатости рельефа [6]. В пределах наиболее высокой - Фиштенско-Лагонакской - ступени поверхности выравнивания располагаются на отметках 2000-2500, 1400-1700, 1200-1300, 760-900 и 300-500 м. Две верхние поверхности наблюдаются только в восточных ступенях рельефа (Фиштенско-Лагонакской и Гойтхской), тогда как все нижние поверхности распространены и в западных ступенях (Афипско-Дефановской и Новороссийской), где они располагаются на более низких гипсометрических уровнях.

Первая снизу поверхность в предгорьях непосредственно переходит в палеонтологически охарактеризованные верхнеплиоценовые галечники, вторая (в районе Новороссийска - Анапы) связана с континентальными среднеплиоценовыми (киммерийскими) отложениями, а третья отвечает морским понтическим отложениям Западно-Кубанского прогиба. Верхние

поверхности ориентировочно датируются олигоцен-миоценом, причем не исключается и более древний их возраст. Однако более вероятным является предположение, что эти поверхности не древнее позднего миоцена, а скорее всего, представляют собой приподнятые по поперечным разломам уровни ранне - и позднеплиоценовой планации рельефа.

Эрозионно-денудационные, местами абразионно-аккумулятивные, поверхности выравнивания установлены на Ставропольской возвышенности. Верхняя (миоплиоценовая) поверхность, расположенная на высоте 600-800 м, представлена останцовыми плато, к которым приурочены реликты плиоценовой речной сети (пески Косякинского карьера близ г. Ставрополя). Нижняя (акчагыльская) поверхность (400-450 м) хорошо выражена в пределах распространения криптоактрового горизонта среднего сармата в центральной части Ставрополя и прослеживается на северной и восточной периферии Ставропольской возвышенности. На востоке, в бассейнах рек Карамыка и Томузловки, эта поверхность переходит в кровлю прибрежно-морских акчагыльских отложений, чем устанавливается ее акчагыльский возраст.

Ранее предполагалось, что акчагыльская поверхность выравнивания распространяется и в южной части Ставрополя, в Янкульской котловине. Однако плоские межбалочные гребни этой котловины намечают третью (апшеронскую) эрозионно-денудационную наложенную поверхность выравнивания, так как по мере продвижения к предгорьям Кавказа она непосредственно переходит в поверхность междуречной апшеронской террасы рек Кубани и Кумы.

Верхняя поверхность выравнивания Ставропольской возвышенности, связанная с уровнем останцовых плато, в своей основе является морской седиментационной верхнесарматской поверхностью, частично переработанной эрозионно-денудационными процессами. К этой поверхности приурочены реликты древней речной сети (пески Косякинского карьера) с остатками ранне - и среднеплиоценовой фауны млекопитающих, что позволяет датировать ее миоплиоценом.

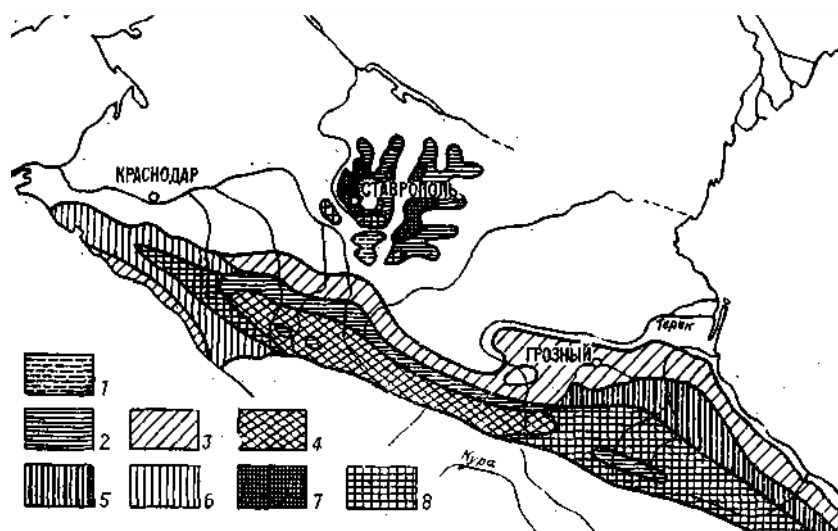


Рис. 10. Схема распространения поверхностей выравнивания Северного Кавказа (по Сафронову И.Н.)

1 - апшеронская; 2 - акчагыльская; 3 - верхнеплиоценовые; 4 - верхнеплиоценовые, частью нижнеплиоценовые (предполагаемые); 5 - верхне-нижнеплиоценовые; 6 - верхне-, средне- и нижнеплиоценовые; 7 - миоплиоценовые; 8 - миоценовые.

Таким образом, по геоморфологическим и геологическим данным на Северном Кавказе выделяется несколько разновозрастных уровней поверхностей выравнивания: апшеронский, акчагыльский (северный склон Кавказа, Ставрополье), средне-плиоценовый (Северо-Западный Кавказ), понтический и миоценовый (периклинальные зоны Большого Кавказа, Ставрополье). При изучении поверхностей выравнивания выявляются ранее не отмеченные явления наложения разновозрастных поверхностей (верхнеплиоценовые уровни на юге Ставрополья) и метахронность в их образовании (среднеплиоценовая эпоха) в разных районах Северного Кавказа (Северо-Западный Кавказ, Дагестан). Верхнеплиоценовые поверхности выравнивания являются полигенетическими образованиями, более древние уровни гор имеют денудационное происхождение. Формирование поверхностей выравнивания происходило в эпохи замедления темпа поднятий и нисходящих движений и по времени совпадало с фазами максимального развития морских трансгрессий. Поверхности выравнивания подверглись различным тектоническим деформациям в зонах разломов и проявлений молодой складчатости.

Формирование склонов (педименты) на Северном Кавказе происходило в основном водной эрозией. Выполаживание склонов происходило в сочетании эрозионных процессов с режимом тектонических движений: поднятия, стабилизация или нисходящие движения регулировали активизацию или

стабилизацию процессов формирования рельефа. Отступление склонов характерны на Скалистом хребте (рис.9), параллельное отступление склонов отчетливо выражены в Центральном Предкавказье, на плато Лагонаки, хребте Салатау, Гимринском и др.

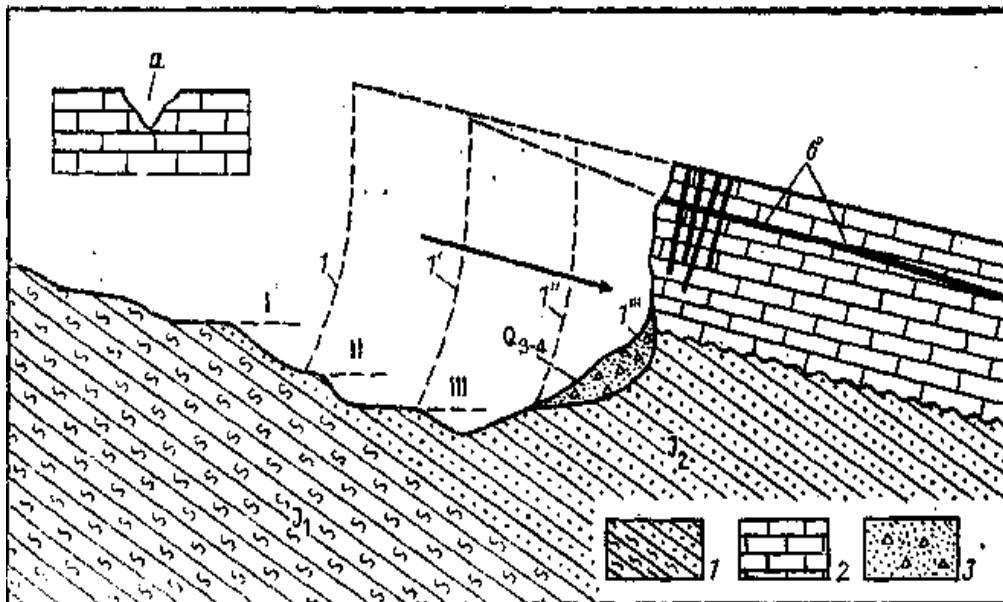


Рис.11. Схема формирования педимента у подножия уступа Скалистого хребта (по Сафронову И.Н. 1983)

1-песчаники и глинистые сланцы; 2-известняки; 3-обвальные и осыпные накопления ; 1, I', I'' -последовательные стадии отступления склона: (1)-верхнплиоценовый и плейстоценовые (II, III) денудационные уровни рельефа Северо-юрской депрессии: поперечный (а) и продольный (б) профили висячей долины. Стрелкой показано направление отступления склона.

8. Геоморфологическое районирование

В основу геоморфологического районирования Северного Кавказа, предложенного И.Н.Сафроновым (1969, 1983, 1985), положен морфоструктурный принцип. Понятие о морфоструктурах, введенное в литературу И. П. Герасимовым (1946), получило широкое распространение в практике региональных геоморфологических исследований. Морфоструктуры представляют сложные морфогенетические категории рельефа, поэтому в их пределах могут быть выделены более мелкие единицы второго, третьего и более низкого порядка. Классификация морфоструктур является надежной основой геоморфологического районирования для Кавказа, где тектонические структуры находят яркое выражение в современном рельефе.

В пределах Большого Кавказа, являющегося морфоструктурой первого порядка, намечается несколько зонально-расположенных разновозрастных комплексов морфоструктурных элементов второго и третьего порядка.

Отдельные типы морфоструктур выделяются по условиям палеогеографического развития (морфоструктуры I порядка), длительности формирования, направленности тектонических движений (морфоструктуры II порядка), а также по конкретным элементам тектонической структуры, в разной степени выраженным в современном рельефе (морфоструктуры III порядка).

Формирование наиболее древнего морфоструктурного комплекса происходило в различные фазы герцинской орогенической складчатости (поздний палеозой – триас). Он слагает осевое кристаллическое ядро горного сооружения Большого Кавказа и характеризуется высокогорным альпийским рельефом.

Следующие комплексы морфоструктурных элементов связаны с последовательным проявлением раннеальпийских (раннемезозойских – докелловейских) и позднеальпийских (позднемезозойских и палеогеновых) фаз складчатости. Их распространение совпадает с областью развития юрских и частью меловых отложений, облекающих герцинское ядро Кавказа. В рельефе они выражены высокогорными и среднегорными хребтами.

Наиболее молодые комплексы морфоструктурных элементов связаны с новейшей (неоген-четвертичной) складчатостью и соответствуют области распространения преимущественно кайнозойских отложений на периферии Большого Кавказа. Они составляют пояс низкогорных хребтов и возвышенностей, а также предгорные наклонные равнины.

Древние морфоструктурные комплексы претерпели многократную перестройку в результате наложения более поздних фаз тектонических движений. В процессе новейших тектонических движений древние морфоструктуры были вовлечены в общее сводовое поднятие и откопаны денудацией. В горном сооружении Большого Кавказа они занимают высокое гипсометрическое положение, раньше вступили в условия континентального режима и поэтому были подвергнуты более глубокому денудационному срезу. Все это определило различные соотношения между основными формами современного горного рельефа и элементами тектонической структуры и здесь выделяются морфоструктурные элементы третьего порядка.

Таким образом, отдельные типы морфоструктур Северного Кавказа выделяются *по условиям палеогеографического развития* (морфоструктуры первого порядка), *длительности формирования* (возрасту) (морфоструктуры второго порядка), А также *по конкретным элементам тектонической*

структуры, в разной степени выраженным в современном рельефе ((морфоструктуры третьего порядка).

Выделенные морфоструктуры могут рассматриваться как таксономические единицы геоморфологического районирования. Морфоструктуры первого порядка – *геоморфологические провинции*, морфоструктуры второго и третьего порядка как *геоморфологические области и районы*.

В соответствии с изложенным схема геоморфологического районирования исследуемой территории может быть представлена в следующем виде.

Геоморфологическая провинция Большого Кавказа. Область высокогорного альпийского рельефа на доюрских складчато-глыбовых структурах:

1. высокие эрозионно-тектонические горы с древнеледниковыми формами и мощным современным оледенением;

2. высокие эрозионно-тектонические горы с реликтами древнеледниковых форм. Область высокогорного и среднегорного рельефа на раннеальпийских складчато-глыбовых структурах:

3. высокогорный и среднегорный рельеф межгорных эрозионно-тектонических депрессий;

4. среднегорная структурно-эрозионная депрессия;

5. средневысотные эрозионно-денудационные горы. Область среднегорного рельефа на позднеальпийских складчатых и моноклинальных структурах:

6. средневысотные структурно-денудационные горы – куэсты;

7. междукуэстовая депрессия. Область низкогорного рельефа на новейших складчатых структурах:

8. низкие структурно-денудационные горы.

9. террасовые комплексы:

10. участки развития карстового рельефа;

11, 12. эскарпы (уступы) куэст.

Геоморфологическая провинция Большого Кавказа в пределах описываемой территории представляет собой сложно построенные и разновозрастные структурные области Северного Кавказа. Каждый из структурных комплексов сложен породами определенного литологического состава, занимает конкретное гипсометрическое положение и характеризуется определенными типами горного рельефа. По возрасту они относятся к трем циклам складчатости: *доюрской* (герцинской), *альпийской* (мезозойско-палеогеновой) и *новейшей* (неоген-четвертичной).

Высокогорный альпийский рельеф доюрской складчатости. Данная область соответствует наиболее приподнятой части Большого Кавказа и объединяет системы Главного (Водораздельного) и Передового высокогорных

хребтов. Слагающие их породы палеозоя и мезозоя собраны в складки и разбиты продольными и поперечными разломами. Складчато-глыбовая структура сохраняет четкие следы нарушений герцинского орогенеза и отражает сложные тектонические преобразования альпийского цикла движений. Рельеф области генетически связан с альпийской сбросово-глыбовой тектоникой и новейшими движениями, усложнившими герцинские складчатые структуры. Строение и расположение хребтов нередко обусловлены линиями разломов, по которым одни глыбы горстообразно или чешуйчато приподняты относительно других.

Они представляли область устойчивого воздымания в течение почти всех эпох альпийского цикла движений. Образовавшаяся суша неоднократно подвергалась выравниванию. Новейшие сводовые поднятия, сопровождавшиеся дифференциальными движениями по линиям ранее намеченных разломов, привели к окончательному формированию современного тектонически обусловленного рельефа.

В зависимости от сочетания экзогенных факторов; преобразующих первичный тектонический рельеф, здесь выделяются следующие типы рельефа; высокие эрозионно-тектонические горы на складчато-глыбовых структурах с широким развитием древнеледниковых форм и современным оледенением, высокие эрозионно-тектонические горы на складчато-глыбовых структурах с реликтами древнеледниковых форм.

Высокие эрозионно-тектонические горы с широким развитием форм древнеледникового рельефа и современным оледенением занимают центральную и, северо-западную части системы Главного Кавказского хребта, и в пределы описываемой территории не входят.

Высокие эрозионно-тектонические горы с реликтами древнеледниковых форм характерны для системы Передового хребта, который не представляет единого горного сооружения, а выражен в виде отдельных массивов разобщенных глубокими поперечными ущельями. Основными его звеньями на исследуемой территории являются высокогорные хребты Колокольня, Большого и Малого Тхача, г. Асбестной, Пшекиш с высотами более 2000 м, а также среднегорные горные массивы Шахан, Черный Шахан, Раскол, г. Колокольня, г. Большого и Малого Тхача, г. Вершина, горы Пшекиш (на заднем плане) и горы Черный Шахан (на переднем плане).

Современный рельеф Передового хребта в общих чертах отражает его складчато-глыбовую структуру. Расположение хребта, совпадает в основном с направлением его продольных структур, а отдельные его орографические звенья нередко представляют собой тектонические блоки, перемещенные

относительно друг друга по системе разрывов продольного и поперечного направлений.

В отличие от Главного хребта, формы древнегляциального рельефа в Передовом хребте выражены, не столь отчетливо. Элементы гляциального рельефа сильно переработаны водно-эрозионными и денудационными процессами, которые являются ведущим фактором, преобразующим первичный тектонический рельеф хребта.

С водно-эрозионной деятельностью рек здесь связано образование узких и глубоких, нередко трудно проходимых горных ущелий. Такой характер, в частности, имеют поперечная долина реки Сахрай и многих малых рек.

Даховская горст-антиклиналь или Даховский кристаллический массив, входит в пределы структурно-тектонической зоны Передового хребта. Массив гранитоидов, слагающий основную часть горста, резко выделяется в бассейне р. Белой своими острыми альпинотипными вершинами и глубокими ущельями. Горст-антиклиналь представляет собой выступ байкальского фундамента в триасовых и нижнеюрских отложениях, прорванный герцинскими гранитоидами. С северо-востока горст ограничен Центральным (Сюковским) глубинным разломом. Простираение горста совпадает с общекавказским.

Высоты хребта достигают отметок 1049,0 м (г. Трезубец) и 1285,4 м. Речная сеть имеет радиальный характер, что свидетельствует о сводовом характере неотектонических поднятий.

Среднегорный и низкогорный рельеф области раннеальпийской складчатости. В данной области объединяются структурные элементы нижнее - и среднеюрских отложений, образовавшиеся в различные фазы раннеальпийских (докелловейских) движений. Рельеф области, генетически связан с элементами геологической структуры, которые выражены здесь главным образом в виде складчато-глыбовых форм. Эта связь намечается по линиям продольных разломов, по которым движения происходили и позднее.

В зависимости от характера структурных элементов и преобладающих экзогенных процессов в области раннеальпийской морфоструктуры выделяются следующие типы рельефа: *внутригорная эрозионно-структурная депрессия, высокие эрозионно-тектонические горы на изоклиально-складчатых структурах с реликтами древнеледниковых форм.*

Внутригорная эрозионно-структурная депрессия расположена между Передовым хребтом на юге и Скалистым хребтом на севере. Депрессия тянется широкой до 20–30 км полосой от р. Белой на северо-западе до р. Аргун на юго-востоке, где постепенно теряет свою морфологическую самостоятельность

На всем своем протяжении эта депрессия, известная в литературе под названием Северо-Юрской депрессии, отвечает полосе распространения

моноклинально залегающих ниже - и средне - юрских песчано-сланцевых толщ и выделена в рельефе в результате их глубокой речной эрозии. Моноклиальная структура этих отложений осложняется широкими антиклинальными и синклинальными складками, а местами – разрывными нарушениями.

Северо-Юрская депрессия дренируется долиной реки Белая и ее притоками, морфология которых определяется литологией пород и тектоническими нарушениями.

Рельеф Среднеюрской депрессии характеризуется плавными очертаниями горных хребтов, имеющих общекавказское субширотное направление. Здесь имеет место обратное соотношение рельефа и геологических структур

Гутский хребет расположен к югу от ст. Даховская и выделяется среди окружающих выровненных структур двумя вершинами со склонами крутизной до 30 и более градусов. Гора Гут (1012,0 м) и Гудок (968,8 м) сохранились в рельефе благодаря бронирующим поверхностям тоарских известняков.

Средневысотный хребет Ду-Ду-Гуш с максимальной высотой 1587,2 м расположен южнее Даховского массива и является обратной морфоструктурой Северо-Юрской депрессии. Дудугушский хребет имеет асимметричное строение: южный склон, обращенный к долине реки Белой – прямой и пологий, а северный – крутой и вогнутый. Подобная морфология связана с тем, что северный склон сложен преимущественно аргиллитами тоар-ааленского возраста и легко размывается, а южный среднеюрскими песчаниками. Северный склон хребта, по-видимому, является педиментом. Подтверждением этому является широко разработанная плоская долина ручья между хребтом Ду-Ду-Гуш и Даховским массивом. Речная сеть притоков реки Сахрай имеет параллельный рисунок.

Литология пород и геологическая структура определяют морфологический облик плато гор Монах и Блокгауз. Платообразная поверхность гор Монах и Блокгауз сохранилась в рельефе благодаря бронированию их поверхности среднеюрскими песчаниками.

Южный склон плато круто обрывается в сторону села Хамышки. Здесь обнажаются среднеюрские песчаники. Гора Блокгауз имеет вогнутый склон, что обусловлено особенностями геологического строения – в нижней части разреза здесь наблюдаются нижнеюрские аргиллиты, сверху залегают среднеюрские песчаники.

Южный склон плато круто обрывается в сторону села Хамышки. Здесь обнажаются среднеюрские песчаники. Гора Блокгауз имеет вогнутый склон, что обусловлено особенностями геологического строения – в нижней части

разреза здесь наблюдаются нижнеюрские аргиллиты, сверху залегают среднеюрские песчаники

Высокие эрозионно-тектонические горы с реликтами древнеледниковых форм занимают области развития раннеальпийских (докелловейских) структур на северо-западном погружении Главного хребта, сложенных нижнеюрскими сланцевыми толщами. В строении докелловейских структур преобладают изоклиально-складчатые формы, образующие антиклинории с веерообразным опрокидыванием отдельных складок и надвигами по линиям продольных разломов.



Рис.12. Каровый рельеф высокогорного Богосского хребта во Внутригорном Дагестане.

Среднегорный рельеф области позднеальпийской складчатости. Данная область охватывает зону развития моноклиальных структур верхнеюрских и меловых отложений северного склона Большого Кавказа и северо-западного его окончания. Формирование этих структур происходило в различные фазы позднеальпийской складчатости и завершилось в олигоцене.

В течение длительного времени, начиная с нижнего мела, они последовательно причленялись к раннеальпийскому (киммерийскому) сооружению Большого Кавказа, а в плиоцене и в четвертичное время были вовлечены в общее поднятие горной страны и подверглись интенсивным денудационным и эрозионным процессам. В зависимости от степени выраженности структурных элементов в рельефе здесь выделяются: **средневысотные структурно-денудационные горы (куэсты) на**

моноклиналих структурах, внутригорные (междуэстовые) эрозионно-тектонические депрессии.

Средневысотные структурно-денудационные горы на моноклиналих структурах составляют зону куэст Северного Кавказа, протягивающуюся от горных массивов Фишт и Оштен на северо-западе до р. Урух на юго-востоке. В ее пределах развиты карбонатные и песчано-глинистые отложения верхней юры и меловой системы, залегающие моноклиналино. Формирование моноклиналих структур куэстовой зоны началось, по-видимому, еще в нижнем мелу и продолжалось в более поздние фазы альпийского цикла движений.

Карбонатные породы образуют две куэсты – верхнеюрскую (Скалистый хребет) и верхнемеловую. В соответствии с моноклиналиным залеганием верхнеюрских и верхнемеловых пород северные склоны куэст пологие, южные склоны, где обнажаются головы тех же пластов, очень крутые, а в верхней части (Скалистый хребет) обычно отвесные.

Куэсты выделены эрозией продольных рек по простиранию податливых процессам размыва пород и сохраняются в рельефе благодаря бронированию их поверхности известняками. Разделяющая их продольная депрессия соответствует полосе распространения песчано-глинистых отложений нижнего мела.

Они расчленяются, многочисленными долинами главных поперечных рек Северного Кавказа на отдельные массивы, имеющие характер наклонных плато на западе и коротких с острым гребнем хребтов на востоке. Поперечные долины здесь морфологически выражены в виде глубоких, ущелий, часто лишенных аккумулятивных образований. Реки, берущие начало на северном склоне Скалистого хребта, образуют, глубокие каньоны. В междуэстовой депрессии те же долины широко разработаны, склоны их пологи и террасированы.

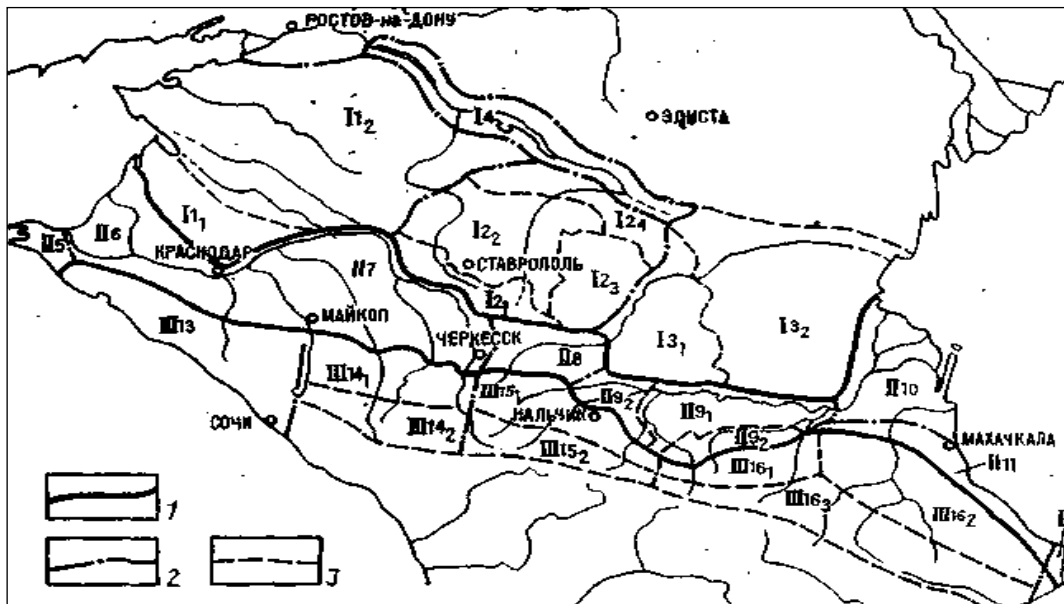


Рис.12. Схема геоморфологического районирования Северного Кавказа (по Сафронову И.Н.)

Границы: 1- провинций; 2 - областей; 3 - подобластей. Объяснение цифровых обозначений на схеме дано в тексте.

По ряду других признаков - в частности, более местным различиям в тектонической структуре и проявлении новейших движений, типам и интенсивности процессов денудации и аккумуляции - могут быть выделены подобласти, районы и более мелкие единицы геоморфологического районирования.

В соответствии с вышесказанным общая схема геоморфологического районирования Северного Кавказа может быть представлена в следующем виде (рис.12).

А. Страна Русская равнина

1. Провинция Предкавказских равнин.

Области:

1. Азово-Кубанская аккумулятивно-эрозионная равнина.
2. Ставропольское плато.

Подобласти:

- 2₁. Южно-Ставропольская (эрозионно-денудационные равнины и депрессии);
- 2₂. Центрально-Ставропольская (структурно-денудационное плато);
- 2₃. Восточно-Ставропольская (денудационные и аккумулятивно-денудационные равнины);

2.4. Северо-Ставропольская (низменные аккумулятивно-эрозионные и аккумулятивные равнины).

3. Терско-Кумская аккумулятивная низменность.

4. Приманычская низменность.

Б. Кавказская горная страна

II. Провинция предгорных депрессий и возвышенностей

Области:

5. Таманский полуостров.

6. Дельта Кубани.

7. Кубанская наклонная аккумулятивная и аккумулятивно-эрозионная равнина.

7. Минераловодская наклонная аккумулятивно-эрозионная равнина и островные горы - лакколлиты.

9. Терско-Кабардино-Сунженская.

Подобласти: Терский и Кабардино-Сунженский хребты; Кабардинская Северо-Осетинская и Чеченская наклонные аккумулятивные равнины.

10. Дельты Терека и Сулака.

11. Предгорья Дагестана (складчатые низкогорные хребты).

12. Дельта Самура.

III. Провинция Большого Кавказа (высокогорные . и среднегорные сводово-глыбовые, складчатые и эрозионно-денудационные хребты)

Области:

13. Северо-Западный Кавказ.

14. Западный и Центральный Кавказ.

Подобласти:

14₁. Прикубанские моноклиналильные хребты и депрессии;

14₂. Приэльбрусские моноклиналильные хребты, плато и депрессии;

14₃. Водораздельный и Передовой складчато-глыбовые хребты и вулканические нагорья.

15. Восточный Кавказ.

Подобласти:

15₁. Приказбекская и Чечено-Ингушская;

15₂. Известняковый Дагестан;

15₃. Водораздельный и Боковой хребты .

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Гаджиева З.Х. Денудационная работа рек в пределах Сланцевого и Известнякового Дагестана. – Ж. «Геоморфология», 1980 , № 3
2. Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А., Панов Д.Г. и др. Денудационная хронология Кавказа. - Современные проблемы географии. М.,1964
3. Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А., Муратов В.М. Поверхности выравнивания молодых горных стран на примере Кавказа. –В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., 1964
4. Кинг Л.С.Морфология Земли. М. «Прогресс»,1967
5. Криволицкий Е.Е. Жизнь земной поверхности. Проблемы геоморфологии. М. Мысль, 1971
6. Лилиенберг Д.А., Муратов В.М. О закономерностях формирования рельефа горных окончаний Большого Кавказа – Вопросы географии, 1968, № 74
7. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа.- М., 1968
8. Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа - Под ред. Н.В.Думитрашко и др. М.,1977
9. Региональная геоморфология Кавказа - Под ред. Н.В.Думитрашко
10. Сафронов И.Н. Проблемы геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых.-Изд-во Ростовского ун-та, Ростов-на-Дону, 1983
11. Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа. – Ростов-на-Дону,1969
12. Сафронов И.Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа М.,1972
13. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М., «Наука», 1979
14. Щукин И.С.Общая геоморфология, - т.1 и 2, Изд. МГУ., 1960
http://www.skfo.ru/article/category/Obshchestvo/Kavkazskoe_Gornoe_obshchestvo/#ixzz2u4cKKkuH
www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2011-1/68.pdf