

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ КАВКАЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

# РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ КАВКАЗА

3467



МОСКВА  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

1979



Региональная геоморфология Кавказа. М.: Наука, 1979.

В книге приводится геоморфологическое районирование Кавказа. Выделяются геоморфологические страны, провинции, области и подобласти и дается их подробное описание.

Ил. 34. Библ. 236 назв.

Ответственный редактор  
Н.В. ДУМИТРАШКО

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ КАВКАЗА

*Утверждено к печати Институтом географии  
Академии наук Азербайджанской ССР*

Редактор *Н.Д. Пузыревский*. Редактор издательства *О.М. Ванюкова*  
Художественный редактор *Т.П. Поленов*. Технический редактор *И.И. Джиева*

ИБ № 16026

Подписано к печати 13.09.79. Т - 13544. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Усл. печ. л. 17,2+0,7 вкл. Уч.-изд. л. 20,7. Тираж 950 экз. Тип. зак 539. Цена 3р. 50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В монографии "Региональная геоморфология Кавказа" дана характеристика геоморфологических районов Кавказа и впадин морей. В ее основу положены данные полевых наблюдений, проведенных авторами монографии за последние 20–25 лет в различных районах Кавказа и Предкавказья.

Составление обобщающей монографической работы по региональной геоморфологии Кавказа – это результат достаточно полной изученности особенностей и генезиса его рельефа. Генезис и рельеф Кавказа привлекали внимание исследователей задолго до того, как геоморфология оформилась в самостоятельную научную дисциплину. Ценные сведения о рельефе Кавказа во второй половине XIX – начале XX столетия имеются в работах геологов, географов, почвоведов, ботаников, особенно А.Л. Рейнгарда и В.П. Ренгартена, начавших специальные геоморфологические исследования районов древнего оледенения и основных речных долин. Крупные для того времени работы по рельефу Кавказа были выполнены со второй половины XIX в. до 20-х годов XX столетия Кавказским отделом Русского Географического общества, находившимся в Тбилиси.

В советский период в связи с развитием работ по планомерному освоению природы Кавказа геоморфологические исследования приобретают систематический характер. В конце 20-х и начале 40-х годов был опубликован ряд крупных исследований по геоморфологии Большого Кавказа [Щукин, 1926; Рейнгард, 1927, 1933а, 1936а; Варданянц 1933а,б], Закавказья и Малого Кавказа [Кузнецов, 1938, 1941; Добрынин, 1948].

Наиболее плодотворным в истории геоморфологического изучения Кавказа явился период после Отечественной войны 1941–1945 гг., который характеризуется широким размахом специальных геоморфологических исследований, проводимых в целях решения практических задач и крупных научных проблем (новейшие и современные движения, древнее оледенение, генезис и история развития рельефа и др.).

В геоморфологические исследования на Кавказе включились коллективы Институтов географии АН СССР, АН Азербайджанской и Грузинской ССР, сектора географии Института геологических наук АН Армянской ССР, кафедр географии, геологии Московского, Азербайджанского, Ереванского, Тбилисского, Ростовского, Харьковского университетов. Значительная работа по геоморфологии отдельных районов Кавказа для решения частных вопросов проводится региональными геологическими управлениями Министерства геологии СССР, управлениями советов министров по геологии закавказских республик и другими производственными учреждениями и научно-исследовательскими организациями. На всю территорию Кавказа и Предкавказья составлены среднемасштабные, а на отдельные районы – и крупномасштабные геоморфологические карты.

Большие исследования проведены по изучению берегов и дна Черного, Каспийского и Азовского морей, береговых процессов, стратиграфии и соотношения морских террас, их деформаций и т.д. (работы П.В. Федорова, В.П. Зенковича и О.К. Леонтьева с сотрудниками).

В целом геоморфологические исследования, проведенные за последние годы на Кавказе и в Предкавказье, весьма широки как по объему, так и по диапазону охваченных ими вопросов, а по состоянию геоморфологической изученности Кавказ занимает одно из первых мест в Советском Союзе.

Монография состоит из трех разделов. Первый посвящен характеристике суши — гор, низменностей, равнин, плато, нагорий — по принятой схеме геоморфологического районирования. В описании приведены наиболее существенные особенности геоморфологии стран, провинций и областей, обусловленные эндогенными и экзогенными процессами и высотной поясностью рельефа.

Во втором разделе, меньшем по объему, охарактеризован рельеф прилегающих к Кавказу и Предкавказью участков дна Азовского, Черного и Каспийского морей, морфоструктуры которых тесно связаны с Кавказом, а колебания их уровней оказывали существенное влияние на развитие его морфоскульптур.

В описаниях дна Каспийского моря, где зона отмели довольно широка, и дна Азовского моря, вся поверхность которого в сущности является материковой отмелью, наряду с характеристикой морфоструктур значительное место уделено волновым процессам и вдольбереговому перемещению наносов. В описании дна Черного моря, у которого ширина прибрежной зоны вдоль Кавказского побережья невелика, главное внимание посвящено характеристике морфоструктур.

Специальный раздел монографии посвящен вопросам прикладной геоморфологии Кавказа: опыту практического использования результатов геоморфологических исследований при поисках нефтяных и газовых месторождений на суше и дне морей, проведению мелиоративных и дорожных работ, строительству берегоукрепительных сооружений на участках абразионных и оползневых берегов морей (особенно Черного), а также возможному использованию геоморфологических методов при поисках и разведке рудных полезных ископаемых.

В составлении монографии принимали участие геоморфологи и геологи Академии наук СССР, академий наук и университетов республик Закавказья, Ростовского и Московского государственных университетов.

Координация работ по сбору материалов, подготовке рукописи к печати и ее редактированию осуществлялась в отделе геоморфологии Института географии Академии наук Азербайджанской ССР (Б.А. Антонов, Б.А. Будагов, Н.Ш. Ширинов). Большая работа по редактированию монографии проделана ее ответственным редактором Н.В. Думитрашко и редколлегией, в которую входили Н.Е. Астахов, С.П. Бальян, Л.Н. Зограбян, Д.А. Лилиенберг, Е.Е. Милановский, М.А. Мусейбов, И.Н. Сафронов, Д.В. Церетели, которым Институт географии АН Азербайджанской ССР, возглавлявший работу, приносит глубокую благодарность.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАВКАЗА

За последние годы в связи с успехами морфоструктурного анализа в Советском Союзе морфоструктурный принцип все чаще применяется для обоснования геоморфологического районирования, особенно в горных странах. Морфоструктуры Кавказа, будучи основой его геоморфологического районирования, рассматриваются как эпигеосинклинальные горные сооружения, так как проблема тектоники плит в применении к Кавказу еще недостаточно изучена. Многочисленные надвиги, сложное сочетание продольных и поперечных поднятий дают возможность некоторым авторам (В.Е. Хаин, В.И. Шевченко, Д.А. Лилиенберг) допустить для объяснения структур Кавказа глобальную тектонику плит, в то время, как другие ученые (Е.Е. Милановский) ее отрицают.

Общие положения по геоморфологическому районированию Кавказа хорошо отражает ряд работ по этому вопросу для территории Кавказского перешейка. К.Н. Паффенгольц [1959] и И.Н. Сафронов (там же) выделяют разновозрастные морфоструктурные зоны; Д.Г. Панов и И.Н. Сафронов [1959] в своей схеме геоморфологического районирования Северного Кавказа относят его равнинную часть (Предкавказье) к провинции подвижной платформы, а горную — к провинции эпигеосинклинальной морфоструктуры; их разделение на области произведено по характеру и возрасту морфоструктур более низких порядков. При геоморфологическом районировании Азербайджанской и Армянской ССР для выделения областей и подобластей также использованы морфоскульптурные различия [Геоморфология Азербайджана, 1959; Геология Армянской ССР, т. 1, Геоморфология, 1962].

Новейшие морфоструктуры как критерий для геоморфологического районирования Кавказского перешейка указаны в томе "Кавказ" серии "Природные условия и естественные ресурсы СССР" [Думитрашко, 1966а]. Продольные морфоструктуры общекавказского направления в этой работе служат для выделения провинций. Обоснованием для их расчленения на области являются три меридиональных сегмента, связанных с дифференцированными новейшими тектоническими движениями, на которые четко делится вся территория Предкавказья, Большого Кавказа и Закавказской депрессии. При выделении областей принимались также во внимание некоторые частные морфоструктуры, особенно на Малом Кавказе и Армянском вулканическом нагорье, где субмеридиональные новейшие тектонические поднятия менее ясно выражены, чем в более северных частях Кавказского перешейка. Структура высотной поясности рельефа, связанная с амплитудами неотектонических поднятий, и предопределенный характер современных и древних экзогенных процессов также учитывались при проведении границ между областями. Аналогичный морфоструктурный принцип геоморфологического районирования был разработан в Институте географии Академии наук СССР для Северного Кавказа<sup>1</sup>, а также предложен Д.А. Лилиенбергом [1957, 1959в] для Дагестана. В этих схемах районирование многоступенчатое, с выделением районов и подрайонов. Для их обоснования приняты во внимание особенности экзогенных процессов, т.е. морфоскульптурные различия. На аналогичном принципе основано выделение наиболее мелких единиц районирования также и в монографиях по геоморфологии Азербайджанской и Армянской ССР.

<sup>1</sup> Личное сообщение (Н.В. Думитрашко, Н.С. Благоволин, Д.А. Лилиенберг, В.М. Муратов).

В целом следует отметить постепенное усложнение схем геоморфологического районирования Кавказа и усовершенствование таксономической системы выделяемых единиц. Однако в этом вопросе еще есть ряд неточностей. Так, например, при районировании Азербайджанской ССР в качестве подобластей выделены высотные пояса рельефа, а в Армении, где высокогорный пояс развит менее широко, подобное обоснование для выделения подобластей оказалось неудачным и для установления их границ приняты морфоструктурные различия. Особенно много неясностей связано с выделением крупных таксономических единиц районирования — стран и провинций. В наиболее ранних опытах геоморфологического районирования всего Кавказа А.Л. Рейнгарда [1917], И.С. Шукина [1926], Б.Ф. Добрынина [1948], а также в схемах геоморфологического районирования отдельных его регионов попытки расчленения Кавказского перешейка на геоморфологические страны и провинции отсутствуют. Первые упоминания об этих таксономических единицах встречаются на мелко-масштабной карте геоморфологического районирования Советского Союза [1947], где Кавказ и Крым отнесены к единой провинции, а на геоморфологической карте СССР масштаба 1:4 000 000 [1960] они выделены в страну гор и равнин Южной Европы, Передней и Южной Азии, образованную Альпийским орогеническим поясом. При геоморфологическом районировании Кавказского перешейка в серии "Природные условия и естественные ресурсы СССР" принято разделение его территории на страны, провинции и области. Предкавказье отнесено к стране Русской равнины, Большой и Малый Кавказ вместе с разделяющей их Закавказской депрессией — к Кавказской горной стране, а Армянское нагорье и приараксинские хребты и котловины — к стране Переднеазиатских нагорий. Однако учитывая, что внешний краевой пояс восточного сегмента орогенической зоны Европы, окаймляющий с севера и востока Черноморскую впадину, образует пространственно обобщенные горные системы Крыма и Кавказа, закономерно объединить их в единую Крымско-Кавказскую горную страну, разделенную на две провинции — Крыма и Кавказа. К стране Переднеазиатских нагорий, отвечающей внутреннему поясу восточного отрезка Альпийской орогенической зоны, следует отнести также горные системы Малого Кавказа и Понта, обрамляющие вулканические нагорья и связанные с ними рядом этапов развития морфоструктур.

Следует подчеркнуть, что южная граница Предкавказской провинции страны Русской равнины проводится разными авторами различно, так как вдоль нее проходит полоса предгорных равнин и возвышенностей, которые относят либо к равнинному Предкавказью, либо к горам Большого Кавказа [Думитрашко, Лиленберг, 1968].

Учитывая историю развития морфоструктур этой зоны, возникших из передовых и периклинальных прогибов восточного сегмента Альпийской орогенической зоны, закономерно отнести полосу предгорных равнин и возвышенностей к Крымско-Кавказской горной стране, а не к Русской равнине. В Керченско-Таманской грядово-холмистой области, разделяющей горные сооружения Крыма и Кавказа, по морфоструктурным особенностям рельефа могут быть выделены две подобласти — Таманская и Керченская. Очень близкая к ним по морфологии область Апшеронно-Кобыстанских низкогорий должна быть отнесена к Большому Кавказу, а не к Закавказской депрессии по особенностям характерных для нее структур и их возрасту.

В связи со сказанным может быть предложена следующая схема геоморфологического районирования Кавказского перешейка.

А. Страна: Русская равнина

(платформенные низменности, равнины и плато)

Провинция: Предкавказская равнина

Области: 1. Азово-Кубанская равнина;

2. Ставропольское плато;

3. Терско-Кумская низменность;

4. Приманьчская низменность

## Б. Крымско-Кавказская горная страна

(линейные эрозионно-структурные хребты, массива и депрессии, низкогорья, аккумулятивные низменности, равнины и котловины внешней части восточного сегмента Альпийской (орогенической зоны).

Провинция: I. Предгорные депрессии и возвышенности.

Область: 1. Керченский и Таманский полуострова.

Подобласть: Таманский полуостров

Области: 2. Западно-Кубанская равнина;

3. Восточно-Кубанская и Минераловодская равнины;

4. Терский и Кабардино-Сунженский складчатые хребты, наклонные равнины и низменности.

Подобласти: Терский и Кабардино-Сунженский хребты; Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская равнины; дельтовые низменности Терка и Сулака; предгорья Дагестана; Кусарские равнина и плато.

Провинция: II. Большой Кавказ.

Области: 1. Северо-Западный Кавказ,

2. Западный и Центральный Кавказ.

Подобласти: Прикубанские моноклиналиные хребты и депрессии; приэльбрусские моноклиналиные хребты и депрессии; Водораздельный и Передовой складчато-глыбовые хребты и вулканические нагорья, южный склон Западного и Центрального Кавказа.

Область: Восточный Кавказ.

Подобласти: Приказбекская и Чечено-Ингушская; Известняковый Дагестан; Водораздельный и Боковой хребты; южный склон Восточного Кавказа; юго-восточный склон; Юго-Восточный Кавказ; Апшероно-Кобыстанские низкогорья.

Провинция: III. Закавказская депрессия.

Области: 1. Рионская впадина;

2. Лихский (Сурамский) хребет;

3. Куринская впадина.

Подобласти: Верхнекартлийская впадина и плато; Иорско-Аджиноурские низкогорья; Алазано-Агричайская депрессия; Караязи-Гянджинская депрессия; Кура-Араксинская низменность.

## В. Страна: Переднеазиатские нагорья

(среднегорные, частью высокогорные блоковые хребты, котловины, массивы, плоскогорья, депрессии, вулканические нагорья и плато внутренней части восточного сегмента Альпийской складчатой зоны)

Провинция: I. Малый Кавказ.

Области: 1. Внешние северные хребты - Аджаро-Имеретинский и Триалетский,

2. Внешние восточные хребты - Сомжетский, Мровдагский, Карабахский,

3. Внутренние хребты - Памбакский, Базумский и др.

4. Тальшские горы

Провинция: II. Армянское вулканическое нагорье.

Области: 1. Южно-Грузинское (Джавахетское) нагорье

Подобласти: Эрзушетское нагорье; Джавахетское плато; Верхнекуринское ущелье; Абул-Самсарское нагорье; Джавахетское нагорье; Гукасянский хребет; Чалдырский хребет; лавовые плато. Котловины: Цалкинская, Лорийская, Верхнеахурянская, Амасийская.

2. Центрально-Армянское нагорье.

Подобласти: Арагацкое нагорье; Гегамское нагорье; Варденисское нагорье; Карабахское нагорье;

3. Приараксинские хребты - Баргушатский, Мегринский, Зангезурский, Урцский, Айодзорский.

4. Среднеараксинские котловины.

Более подробно районирование см. на рис. 1 (вкладка).

## ПРЕДКАВКАЗСКАЯ РАВНИНА

### *Общая характеристика*

Предкавказье представляет собой обширную равнину, простирающуюся от восточных берегов Азовского моря до западных берегов Каспия. На севере Предкавказье отделено от Русской равнины низовьями р. Дона, Западным и Восточным Манычами и нижним течением р. Куры. Большая часть Предкавказской равнины расположена ниже 200 м, а широкая полоса Прикаспийской низменности на Терско-Кумском междуречье — ниже уровня океана, на отметках до -28 м (уровень Каспия). Только в центральной части Предкавказья, на юге Ставропольского плато, абсолютные высоты колеблются в пределах 500-700 м.

Предкавказская равнина соответствует молодой Скифской эпигерцинской платформе, за исключением южного берега Таганрогского залива Азовского моря, где находится окраина прогребенного Азовского кристаллического массива докембрийской Русской платформы. Складчатый фундамент Скифской плиты сложен породами палеозоя, а осадочный чехол — мезокайнозоя. Характер залегания и мощность осадочного чехла зависят от структурных элементов фундамента платформы. Поэтому общий структурный план Предкавказья имеет прямое отражение в крупных формах его рельефа: тектоническому Транскавказскому поднятию соответствует Ставропольское плато, а к впадинам и прогибам приурочены низменные равнины. Локальные структуры осадочного чехла в районах поднятий имеют как прямые, так и обратные соотношения с рельефом. Инверсионные формы рельефа связаны с зоной максимальных сводовых поднятий Ставропольского плато и занимают его южную часть. Во впадинах локальные структуры обычно не выражены в рельефе, но фиксируются в разрезах новейших отложений, плане речной сети и расположении мелких форм рельефа.

В позднем миоцене — плейстоцене в области Ставропольского поднятия формировались структурно-денудационные плато, эрозионно-денудационные и эрозионно-аккумулятивные равнины. В Азово-Кубанской впадине в условиях умеренных плиоценовых погружений и слабых плейстоценовых поднятий возникли аккумулятивные, преимущественно лёссовые равнины. Терско-Кумская впадина вследствие более интенсивного новейшего погружения подвергалась трансгрессиям Каспия. Поэтому на большей ее части развиты низменные молодые аллювиально-морские и морские равнины. В Манычском прогибе, где в позднем миоцене и плейстоцене периодически происходило соединение Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов, образовались аллювиально-морские террасированные равнины.

По морфоструктурным особенностям, характеру проявления новейших тектонических движений и морфологии рельефа Предкавказье делится на четыре геоморфологические области: Азово-Кубанскую равнину, Ставропольское плато, Терско-Кумскую и Приманычскую низменности.

<sup>1</sup> Описание этой страны не приводится; в пределах Предкавказья ее общая физико-географическая характеристика, включающая основные геоморфологические и неотектонические особенности, а также геологические структуры даны в томе "Кавказ" серии "Природные условия и естественные ресурсы СССР" (М.: Наука, 1966).

## АЗОВО-КУБАНСКАЯ РАВНИНА

Азово-Кубанская низменная равнина занимает большую часть Западного Предкавказья (от нижнего широтного отрезка р. Кубани, берегов Азовского моря до Западного Маньча и склонов Ставропольского плато). Большая часть равнины расположена ниже 100 м, и только на юго-востоке она полого поднимается до 200 м (рис. 2).

На севере Азово-Кубанская равнина отделена от Маньчского прогиба глубинным разломом. На фоне общего погружения к югу складчатого фундамента эпигерцинской, а на северо-западе — докембрийской платформ в структуре Азово-Кубанской равнины выделяются отдельные выступы (Ейско-Березанский, Сальский) и впадины (Тихорецко-Кропоткинская). Локальные складчатые структуры осадочного чехла, приуроченные в основном к поднятиям

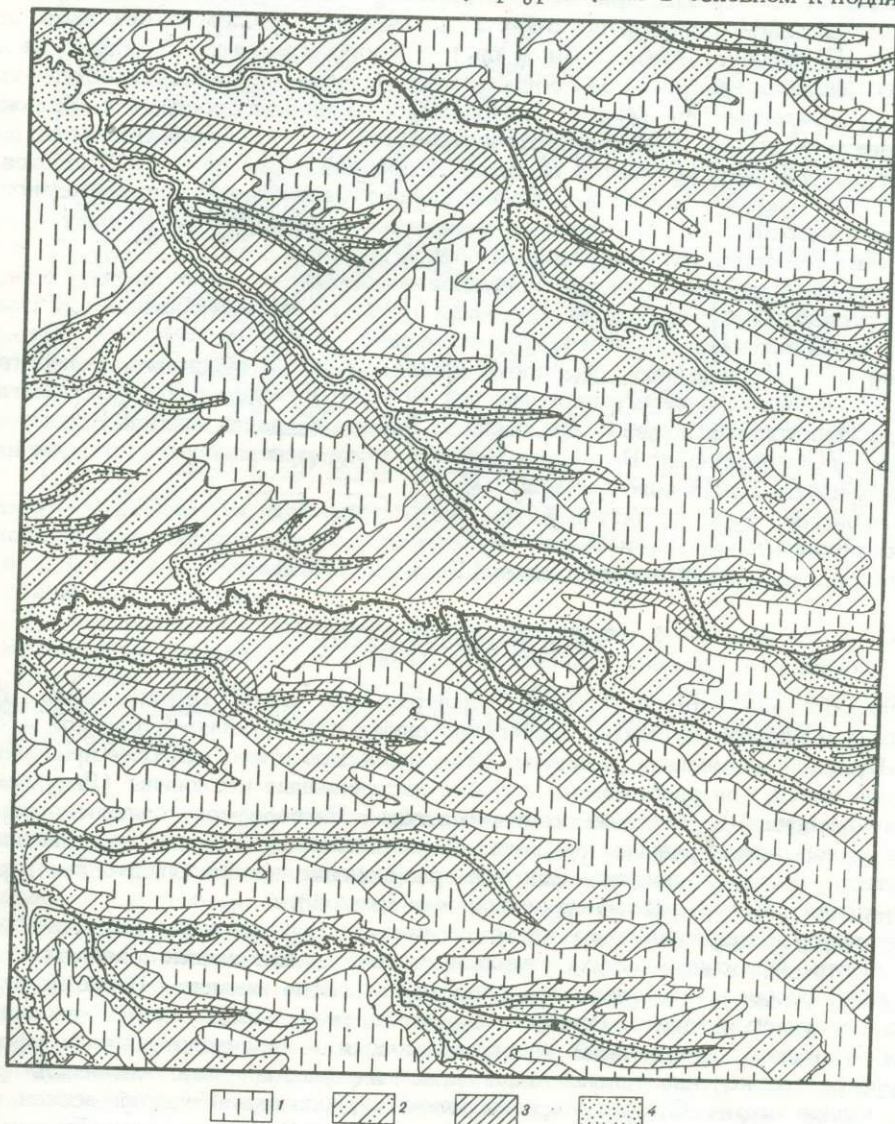


Рис. 2. Геоморфологическая схема центральной части Азово-Кубанской равнины. Составил И.Н. Сафронов

1 — денудационные равнины; 2 — денудационно-аккумулятивные равнины и склоны; 3 — среднеплейстоценовые террасы; 4 — позднеплейстоценовые террасы и голоценовые поймы

фундамента (Ейско-Березанский выступ), затушают в низах неогена и, по-видимому, совсем не затрагивают плиоценовых и плейстоценовых отложений, поэтому они не выражены в современном рельефе Азово-Кубанской равнины.

В основании Азово-Кубанской аккумулятивной равнины залегает мощная толща средне- и позднеплиоценовых (надпонтических) озерно-аллювиальных отложений, состоящих из чередования пестроцветных глин и песков с прослоями гравия, перекрытых красными скифскими позднеапшеронскими глинами [Попов, 1947]. Озерно-аллювиальные апшеронские отложения выполняют погребенную долину палео-Дона, которая в районе станицы Староминской широко открывается к Азово-Кубанской равнине.

Поверхность Азово-Кубанской равнины на всем ее пространстве сложена плейстоценовыми трехъярусными суглинками, разделенными погребенными почвами, общей мощностью до 50-60 м. Равнина расчленена широкими долинами рек (Бейсуг, Челбас, Ея и др.) и многочисленными балками. На их пологих склонах выделяются среднеплейстоценовая и позднеплейстоценовая террасы, сложенные суглинками и песками, а на дне распространены широкие заболоченные поймы. Среднеплейстоценовая терраса (с относительными высотами 10-12 м) встречается локально в средней части долины р. Челбаса и по долинам рек Ея и Сосыки. Более широко развита позднеплейстоценовая терраса (высотой 5-6 м), которая переходит в карангатскую террасу Азовского моря в Ахтарском, Бейсугском и Ейском лиманах.

Водораздельные пространства представляют собой плоскую равнину с редкими просадочными западинами. Овражная эрозия на склонах проявляется очень слабо, за исключением правого крутого склона р. Кубани между ст. Темжикбекской и г. Кропоткином, где часты крупные оползни суглинков. Вследствие подмыва рекой этого берега верховья рек Бейсуга и Челбаса образуют висячие долины. Это явление вызвано отклонением Кубани на запад ниже г. Кропоткина в связи с воздыманием Большого Кавказа и компенсационным погружением западной части Кубанского прогиба.

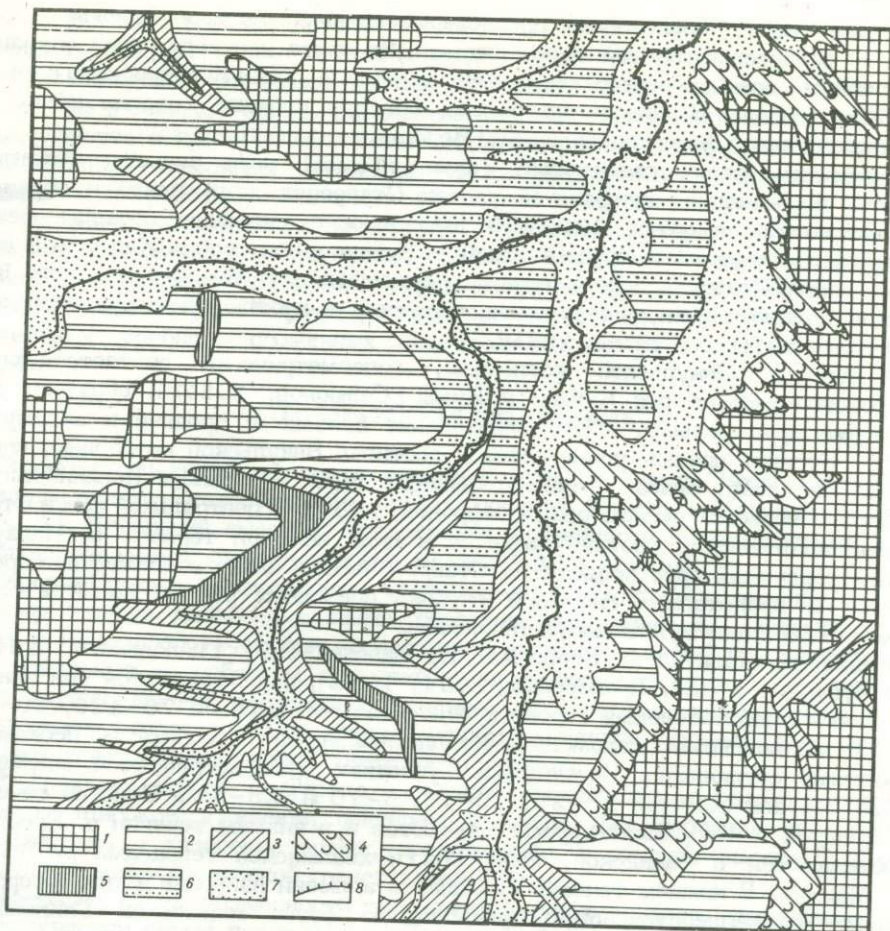
В голоцене, судя по большой мощности пойменных отложений, в юго-западной придельтовой части Азово-Кубанской равнины слабое плейстоценовое поднятие вновь сменилось погружением [Горелов, 1961].

#### СТАВРОПОЛЬСКОЕ ПЛАТО

Ставропольское плато занимает центральную часть Предкавказья. Его западные и восточные склоны постепенно снижаются к Азово-Кубанской и Терско-Кумской низменным равнинам. Ставропольское плато наиболее приподнято в южной части, где расположены глубоко расчлененные котловины (Янгульская и Сенгилеевская) и столовые останцовые горы. На периферии плато они переходят в холмистые равнины с абсолютными высотами 200-400 м. Для плато характерно сложное долинно-балочное расчленение с преобладающим радиально-кбленчатым направлением речной сети (рис. 3).

Структуру Ставропольского плато составляет крупный свод эпигерцинского фундамента. Осадочный чехол Ставропольского поднятия сложен породами мезокайнозоя; особенно развиты отложения палеогена и миоцена. Наиболее приподнятые участки плато сложены сарматом, северная и северо-восточная части - понтом, а восточная и юго-восточная - акчагылом. На периферии распространены континентальные плиоценовые и плейстоценовые отложения.

В южной части Ставропольского плато расположена Невинномысская антиклинальная зона, в центральной части - Северо-Ставропольская (Благодарненская), а на севере - Кугультинская зона. Эти локальные структуры облекаются [Голяков, 1958] в разной степени унаследовали строение фундамента и являются конседиментационными. Их формирование происходило и в континентальных условиях, что видно по деформациям поверхностей выравнивания и речных террас.



Р и с. 3. Геоморфологическая схема центральной части Ставропольского плато. Составил И.Н. Сафонов

1 — останцовые структурно-денудационные плато; 2 — пластовые эрозивно-денудационные равнины; 3 — склоны, расчлененные балками; 4 — делювиальные и оползневые склоны; 5 — останцы позднеплейстоценовой террасы; 6 — ранне- и среднеплейстоценовые террасы; 7 — позднеплейстоценовые террасы; 8 — денудационные уступы

Локальные структуры имеют обращенный и прямой рельеф. На юге, в Невинномысской зоне, с антиклинальными структурами связаны понижения (долина р. Кубани у Невинномысска, долины рек Барсуков и Суркуля), а с поперечными перегибами антиклинальных структур — Янкульская и Сенгилеевская котловины, где выходят глинистые породы палеогена. Крылья антиклинальных поднятий, сложенные сарматскими известняками и песчаниками, образуют высокие платообразные останцы (горы Недреманая, Стрижамент, Ставропольские высоты и др.). В центральной и северной частях Ставропольского плато, где интенсивность новейших поднятий была меньше, распространены полуобращенные и прямые формы структурного рельефа (в Северо-Ставропольской и Кугультинской зонах). Некоторые локальные структуры, не выраженные здесь непосредственно в рельефе, подчеркиваются изменением направления рек и радиальным планом расположения речной сети.

Характерной особенностью Ставропольского плато является ярусность его рельефа. Наиболее высокий (до 600–650 м над ур. м.) миоценовый и ранне-среднеплейстоценовый ярус образован останцовыми водораздельными массивами с плоской поверхностью и крутыми склонами. В центральной и западной частях

плато водоразделы бронированы среднесарматскими, а на правобережье р. Калауса — верхнесарматскими известняками. На плато верхнего яруса сохранились реликты древней речной сети — аллювиальные пески Косякинского карьера у г. Ставрополя. В песках захоронены богатые костные остатки нижне- и среднеплиоценовой фауны позвоночных [Верещагин, 1954].

Следующий, верхнеплиоценовый (акчагыльский) ярус рельефа отчетливо выражен в южной и центральной частях Ставропольского плато и образует (на абсолютных высотах 300–450 м) широкие сквозные проходы между останцами этого верхнего яруса в долине р. Кубани и притоков р. Калауса. В восточной части Ставропольского плато, в бассейнах рек Мокрого и Сухого Крамыков и Томузловки, этот уровень переходит в кровлю прибрежных морских отложений акчагыла [Горелов, 1959].

Междуречья Янкульской котловины, гипсометрически соответствующие апшеронской террасе рек Кубани и Кумы [Сафронов, 1957б], образуют апшеронский ярус рельефа<sup>1</sup>. Его образование связано с эрозией и аккумуляцией р. Кубани, правый рукав которой достигал Янкульской котловины, поворачивал на запад, огибая с севера Сычевые горы, и в районе Невинномыска сливался с главным руслом реки [Сафронов, 1957]. В центральной части Ставрополя апшеронский уровень выражен в виде высокой террасы р. Калауса.

Плейстоценовый ярус рельефа на Ставропольском плато повсеместно хорошо выражен и представлен системой глубоко врезаемых речных долин и балок с цокольными и аккумулятивными террасами.

В долинах Калауса и Егорлыка, по данным В.Г. Гниловского [1948], Н.И. Лупарева и Н.М. Прохоренко [1951, 1952], прослеживаются три основных уровня плейстоценовых террас с относительной высотой 70–120, 40–55, 30–35 м, покрытых маломощными аллювиальными галечниками, песками и покровными суглинками. На отдельных участках долин встречаются аккумулятивные террасы высотой 20–25, 10–15, 5–10 и 3,5–5 м. Вниз по течению рек Калауса и Егорлыка террасы снижаются и в нижнем течении р. Егорлыка сопоставляются с бакинской, хазарской и хвалынской террасами р. Западного Маныча. В нижнем течении р. Калауса аллювий наиболее высокой террасы содержит нижнеплейстоценовую пресноводную фауну моллюсков [Гниловской, Горелов, 1960], а нижняя терраса переходит в морские хвалыньские отложения в долине р. Восточного Маныча.

На фоне общего снижения высот р. Калауса вниз по течению реки отчетливо выражены локальные деформации (повышение при пересечении антиклинальных структур и понижение в синклинальных погружениях; Гниловской, Горелов, 1960). Аналогичный характер тектонических движений в голоцене подчеркивается разницей строения и состава отложений речных пойм на тех же участках антиклинальных и синклинальных структур.

Для южной и центральной частей Ставрополя характерны останцовые структурно-денудационные платообразные возвышенности с абсолютными высотами 500–600 м. Формирование рельефа их крутых склонов происходит главным образом под влиянием оползневых процессов и явлений отседания склонов. Платовые структурно-эрозионные высокие равнины широко распространены в центральной части Ставропольского плато. Равнины расчленены пологими долинами притоков р. Калауса и балочной сетью. К их водоразделам приурочены небольшие минерализованные озера. В местах перехода равнин в останцовые возвышенности отчетливо выражен оползневый мелкобугристый рельеф, связанный с глинами среднего сармата. Эрозионно-денудационные, глубоко расчлененные высокие равнины и депрессии с обращенными формами рельефа развиты в южной части Ставропольского плато; в Невинномысской антиклинальной зоне, выраженной обширным понижением рельефа, отдельные части которого заняты широкими долинами рек Кубани, Барсуков, Суркуля.

На склонах Янкульской котловины, сложенной майкопскими глинами, широко развиты оползни. Среди них З.А. Макеевым [1956] выделяются оползни на

<sup>1</sup> С.К. Горелов [1959] считает его акчагыльским.

крутых склонах, оползни на пологих склонах, смещение элювия (медленное течение грунта) и грязевые потоки (селли).

Эрозионно-аккумулятивные равнины окаймляют Ставропольское плато с запада, востока и севера. Равнины расчленены террасированными долинами рек Егорлыка, Калауса и др. и балочной сетью. Их формирование протекало одновременно с накоплением покровных суглинков, так как разделяющие отдельные слои суглинков и погребенные почвенные горизонты повторяют неровности рельефа. Для склонов, сложенных лёссовидными суглинками, характерно интенсивное овражное расчленение [Черновалов, 1960]. Овражная эрозия происходит с большой скоростью вследствие неравномерного выпадения осадков, иногда ливневого характера. Широко распространены просадочные блюдца на водораздельных гребнях, сложенных лёссовидными суглинками [Балаев, Царев, 1964].

### ТЕРСКО-КУМСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Терско-Кумская низменность занимает большую часть Восточного Предкавказья между Ставропольским плато, долиной Терека и Каспийским морем (рис. 4). Колебания высот на поверхности низменности незначительные, часть ее находится ниже уровня океана (до отметок  $-26 \div -28$  м).

Терско-Кумская низменность соответствует обширному прогибу, выполненному полого дислоцированными породами мезокайнозоя. Сейсморазведочными и геоморфологическими исследованиями здесь выявлен ряд антиклинальных локальных погребенных поднятий. Они проявляются в рельефе увеличением глубин врезов постоянных и временных потоков, их бифуркацией или отклонением, отмиранием и перемещением разливов крупных рек, а также относительными повышением поверхности равнины.

Междуречье Кумы и Терека занимают аллювиально-дельтовые равнины, особенно широкие в южной, притеречной части. Формирование их началось, по-видимому, в хазарское время, продолжалось в течение ранне- и позднехвалынской и новокаспийской трансгрессий Каспия.

Северную часть низменности занимают морские равнины различного возраста. Участки самой древней, нижнехвалынской равнины протягиваются в Прикумском и Приманычском районах к востоку от Ставропольского и Ергенинского плато. На нижнехвалынской морской равнине имеются три древние береговые линии, соответствовавшие уровням моря высотой 47-50, 21-22, 14-15 м, с которыми связаны террасовые уровни, хорошо выраженные вдоль Ергеней и Манычской долины.

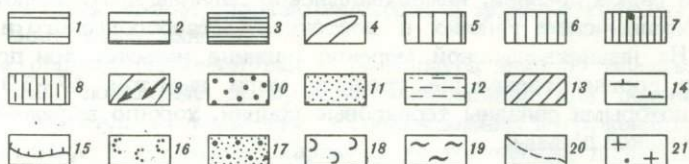
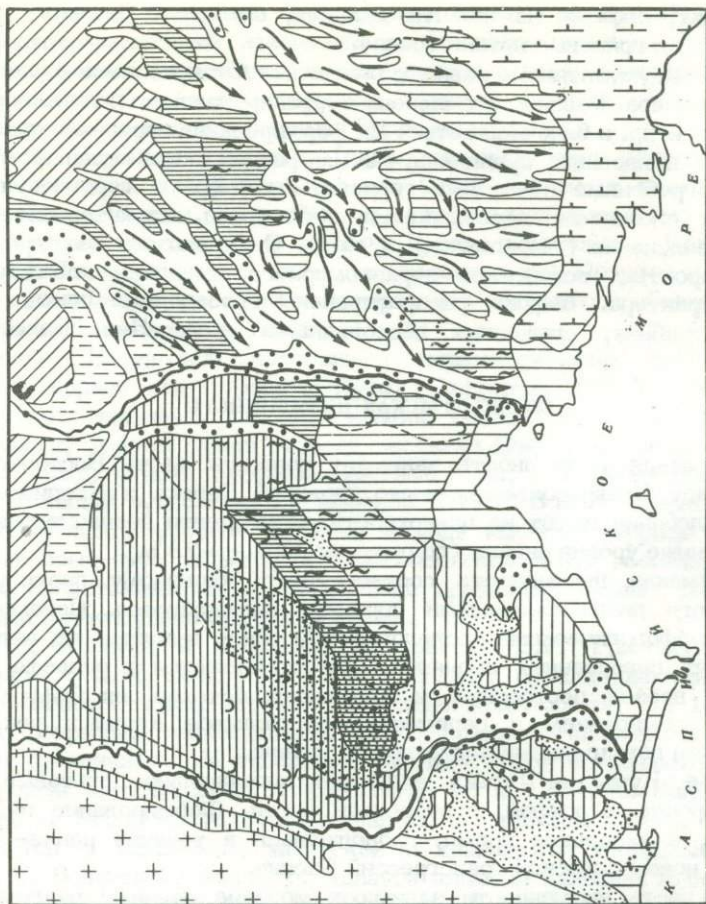
Верхнехвалынская морская аккумулятивная равнина распространена восточнее Бажигана ниже нулевой абсолютной отметки. Здесь также местами выражены береговые формы на абсолютных высотах 0, -12, -16 м, соответствующие различным стадиям верхнехвалынского бассейна.

На поверхности нижнехвалынской и верхнехвалынской морских аккумулятивных равнин развиты различные эрозионные ложбины, иногда сложно ветвящиеся. Часть из них, возможно, была сформирована протоками Кумы, выходящими со склона Ставропольского плато, следовавшими за отступавшими морскими бассейнами; другие образовались за счет местного периодического стока атмосферных вод.

Новокаспийская морская равнина протягивается вдоль побережья Каспия. Береговая линия новокаспийского бассейна располагается на абсолютных отметках -22 м.

Западная часть Терско-Кумской равнины расчленена густой сетью постоянных и временных водотоков Кумы и Куры, балок Горькая, Сухая Падина и др. Река Кума имеет хорошо разработанную долину лишь на склонах Ставропольского плато, где в ней отмечаются высокая (2-2,5 м) пойма и две террасы.

На Терско-Кумской низменности морфология долины р. Кумы меняется, террасы снижаются, сливаясь с морской аккумулятивной равниной, наблю-



Р и с. 4. Геоморфологическая схема Терско-Кумской низменности. Составили А.Ф. Якушова и А.А. Чистяков

1-3 - морские аккумулятивные равнины и террасы: 1 - современные и новокаспийские; 2 - позднехвалынские; 3 - раннехвалынские, 4-12 - флювиальные равнины, террасы и другие формы: 4 - речные долины с комплексом террас; 5 - современные и новокаспийские равнины и пойменные террасы; 6 - позднехвалынские равнины и террасы; 7 - раннехвалынские равнины и террасы; 8 - хазарские террасы; 9 - хвалынские и послехвалынские отмершие долины и ложбины временного стока; 10 - постоянные и временные речные разливы; 11 - отмершие разливы; 12 - делювиально-пролювиальная равнина; 13-15 - равнины и формы комплексного генезиса: 13 - аккумулятивно-денудационные плато; 14 - район развития бэровских бугров; 15 - эрозионные уступы; 16-21 - эоловые формы: 16 - барханные незакрепленные пески; 17 - грядово-бугристые полужакрепленные пески; 18 - бугристые закрепленные и полужакрепленные пески; 19 - полого-волнисто-грядовые, преимущественно закрепленные пески; 20 - граница эоловых форм; 21 - эрозионно-тектонический горный рельеф

дается фуркация русла, появляется Сухая Кума, заполняемая водой только в паводки. К востоку от Мусса-Мечети долина р. Кумы морфологически не выражена; о ней можно судить лишь по неглубоким понижениям ("разливам"), занятым озерами, болотами и солончаками. Долина р. Куры имеет аналогичное строение и также разбивается на ряд протоков, теряющихся в пределах низменной равнины.

В долине р. Терека, по данным Г.И. Рычагова [1958 и др.], от ст. Прохладная до ст. Червленая прослеживаются два уровня пойменных террас (0,7-0,8 и 1,2-1,3 м), первая верхнехвалынская терраса (2,5-2,7 м), вторая надпойменная терраса (4,5-5,0 м), сливающаяся в нижнем течении с дельтовой равниной, переходящей в морскую нижнехвалынскую равнину, а также третья и четвертая террасы. Наиболее широко распространена четвертая терраса. Высота ее у г. Моздока 13-14 м, у с. Николаевского - 8-9 м, а у ст. Червленая она выклинивается. В районе с. Аду-Юрт в результате плейстоценовых тектонических деформаций высота четвертой террасы Терека увеличивается до 18-20 м.

На Терско-Кумской низменности широко распространен эоловый рельеф, сформированный на поверхности морских и аллювиальных равнин в послехвалынское время. Выделяются четыре основных типа песчаного рельефа: 1) барханные незакрепленные пески; 2) грядово-бугристые полужакрепленные пески; 3) бугристые закрепленные и полужакрепленные пески; 4) пологоволнисто-грядовые, преимущественно закрепленные пески. Барханные пески встречаются на междуречье Терека и Кумы в Терском песчаном массиве; грядово-бугристые пески - в его западной части вдоль Кумы. Пологоволнисто-грядовые пески встречаются севернее Кумы, занимают почти все междуречье между ней и Сухой Кумой.

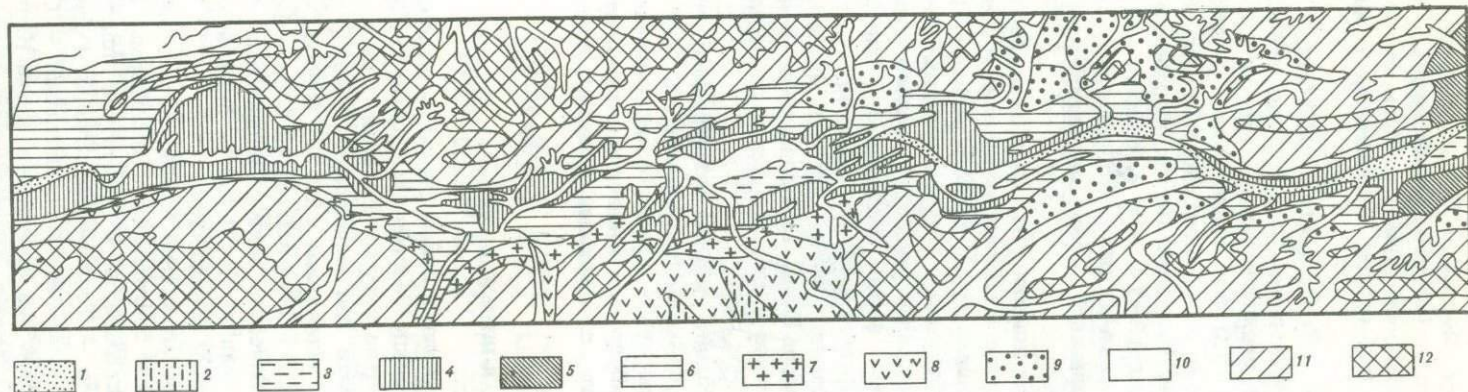
К северу от устья р. Кумы развит весьма своеобразный грядово-холмистый рельеф бэровских бугров субширотного направления. Бэровские бугры расположены кулисообразно, вытянуты от 2-3 до 6-8 км, достигают 10-12 м высоты и 150-400 м ширины. Межбугровые понижения шириной от нескольких десятков метров: до 1-2 км заняты солончаками, шорами, временными или постоянными речными "разливами".

### ПРИМАНЫЧСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Приманычская низменность представляет собой узкую и низкую (в осевой части не более 20-25 м) ложбину между бассейнами Азовского и Каспийского морей. На севере она ограничена крутым уступом Ергеней, а на юге - пологим склоном Ставропольского плато. Почти вся низменность занята долиной рек Западного и Восточного Маньчей с невысоким (22 м) водоразделом между ними близ устья р. Калауса (рис. 5). В Маньчской долине расположено оз. Маньч-Гудило и имеется большое количество мелких реликтовых озер; некоторые из них превращены в водохранилища. На Западном Маньче созданы два крупных водохранилища - Пролетарское и Веселовское.

Маньчская долина в тектоническом отношении соответствует зоне прогибов, заложенных в складчатом фундаменте эпигердинской платформы вдоль глубинных разломов, отчетливо проявляющихся в структуре платформенного чехла. Зона состоит из трех прогибов - Тузлов-Маньчского, Гудиловского и Восточно-Маньчского, разделенных поперечными поднятиями - Сальским и Зунца-Толгинским выступами. С севера она ограничена валом Карпинского, а с юга - Азовским сводом (с докембрийским фундаментом) и Ставропольским поднятием. На неотектоническом этапе прогибы развивались унаследованно, о чем свидетельствует увеличение мощности миоцен-четвертичных отложений [Якушова и др., 1965; Кондакова, 1969].

Новейший структурный план маньчских прогибов отчетливо отражен в рельефе Маньчской долины. На участках, соответствующих прогибам, долина



Р и с. 5. Геоморфологическая схема Маньчской долины. Составили А.Ф. Якушова и Л.П. Кондакова

1 - пойменная голоценовая терраса, 2 - отмершие долины временного стока и лиманообразные понижения, 3 - позднехвалынская терраса; 4 - раннехвалынская терраса; 5 - абразионно-аккумулятивная раннехвалынская терраса в приергенинской части Западного Прикаспия; 6 - вторая (буртасская), средне-верхнеплейстоценовая терраса; 7 - третья (эвксино-хазарская) терраса; 8 - четвертая, раннеплейстоценовая терраса; 9 - полигенетические выровненные ранне- и среднеплейстоценовые поверхности; 10 - речные и балочные долины с комплексом нерасчлененных террас; 11 - разновозрастные склоны Ставропольского и Ергенинского плато; 12 - позднеплиоценовые поверхности выравнивания Ставропольского и Ергенинского плато

и комплекс маньчских террас значительно расширяются. В районе поперечных поднятий — Зунда-Толгинского и Сальского — долина сужается и резко меняет свое направление, образуя крутые коленообразные изгибы; площадь террас сокращается, а некоторые из них совсем исчезают. Повышается относительная и абсолютная высота террас, местами появляются дополнительные уровни; мощность отложений уменьшается.

В Маньчской долине выделяются четыре главные и одна промежуточная надпойменная террасы. Четвертая, Нагибинская, раннеплейстоценовая терраса известна в приустьевой части Западного Маныча и представляет собой полого наклонную поверхность с абсолютными отметками 50–60 м. Она сложена аллювиальными отложениями и перекрывается тремя горизонтами лёссовидных суглинков. К югу от оз. Маныч-Гудило и на южном склоне Восточного Маныча на абсолютных высотах 60–80 м распространена терраса, условно отнесенная к раннеплейстоценовому времени. Она сложена лиманно-озерными отложениями, по-видимому, раннечетвертичного возраста. Третья терраса высотой 40–50 м над уровнем моря сложена морскими эвксино-хазарскими отложениями и двумя горизонтами суглинков.

Наиболее широко в долине Манычей распространена вторая терраса, буртасская по Г.И. Горезкому [1953], или гудиловская по Г.И. Попову [1961]. Она сложена в нижней части озерными буртасскими отложениями, которые кверху сменяются озерно-делювиальными гудиловскими глинами и суглинками, и перекрыта маломощными морскими отложениями раннехвалынского возраста, а также верхним горизонтом лёссовидных суглинков. Возраст террасы — конец среднего и начало позднего плейстоцена. Терраса образует два хорошо выраженных в рельефе уровня абсолютной высотой 30–40 и 22–30 м [Кондакова, 1969]. На ее поверхности местами выделяются широкие долинообразные понижения и замкнутые котловины, которые являются, по-видимому, остатками русел древнего Маныча. В районе оз. Маныч-Гудило расположены многочисленные останцы верхнего уровня буртасской террасы, напоминающие бэровские бугры.

3467  
Первая терраса Манычей прослеживается почти на всем протяжении долины. Она сложена в основном морскими и лиманно-морскими нижнехвалыньскими и сурожскими отложениями [Попов, 1961]. На ее поверхности имеются реликтовые озера, ложбины и западины. Абсолютная высота ее над уровнем моря колеблется от 7–10 м в приустьевой части Западного Маныча до 18–22 м в низовьях Восточного Маныча.

На южном берегу оз. Маныч-Гудило и в приустьевой части Восточного Маныча к раннехвалыньской террасе прислонена позднехвалыньская терраса, сложенная глинистыми лиманно-озерными отложениями. Абсолютная высота ее 12,5–16 м.

Пойма Манычей сформировалась в голоцене и образует современное днище речной долины с абсолютными отметками от 2,5 до 12–15 м. Поверхность ее ровная, плоская, с большим количеством озер и стариц, местами сильно заболочена. Небольшие озера представляют собой местные расширения русла реки. На северном склоне Манычской долины хорошо выражены две полигенетические террасовые поверхности с абсолютными высотами 50–70 и 40–50 м. Они сложены аллювиальными, пролювиальными и делювиальными отложениями, перекрытыми двумя или тремя горизонтами лёссовидных суглинков. По высотному положению они соответствуют четвертой и третьей террасам Манычской долины, поэтому их условно относят к раннему и среднему плейстоцену.

Аллювиально-морские и аллювиально-озерные плейстоценовые террасы Манычской долины в устьях крупных рек, стекающих со Ставропольского плато (Егорлык, Калаус и др.), переходят в аллювиальные террасы того же возраста. Древние морские и речные террасы сливаются здесь с поверхностью лёссовой аккумулятивной равнины северной части Ставропольского плато и Азово-Кубанской равнины.

Террасы Манычской долины представляют собой сложные образования, возникшие в результате деятельности древней реки, озер и морского пролива.

Их формирование связано как с изменением режима Черноморского бассейна и древнего Каспия, так и с плейстоценовыми колебательными движениями.

В условиях преобладающего современного погружения в пойме Маньчей и в их многочисленных озерах происходит аккумуляция илистых отложений. Весенние разливы рек вызывают заболачивание пойменных ложбин, западин и стариц. На некоторых озерах Восточного Маньча (Большой и Малый Довсун) происходит садка солей. На больших озерах (оз. Маньч-Гудило) волновые процессы вызывают интенсивную абразию берегов, сложенных рыхлыми породами. Абразия нередко сопровождается крупными обвалами. Такие явления наблюдаются на берегах водохранилищ Западного Маньча, где естественный ход современных экзогенных процессов значительно нарушен.

# КРЫМСКО-КАВКАЗСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

## Общая характеристика

Крымско-Кавказская горная страна занимает значительный сегмент северной периферической зоны Альпийского орогенического пояса, тесно связанный со впадинами Черного и Каспийского морей. Горный Крым и Кавказ пережили этап альпийского геосинклинального погружения и интенсивные орогенические поднятия в конце миоцена, плиоцене и антропогене на позднеорогенной (неотектонической) стадии развития. На историю Крыма и Кавказа большое влияние оказало формирование Черноморской впадины, сильно углублявшейся и расширявшейся в течение этой стадии. По системе разломов, оконтуривающих Северо-Западный Кавказ и Южный Крым, были опущены и поглощены этой впадиной значительные участки этих сооружений. Горный Крым и Кавказ несоизмеримы как по своей площади, так и по сложности рельефа. Если на Кавказе мы наблюдаем большое разнообразие генетических типов и форм горного рельефа, то в Крыму последний довольно прост и в основном выражен моноκлиральными куэстовыми хребтами и межуэстовыми депрессиями, близкими по строению к Северо-Кавказской моноκлинали. Тектоническое развитие Крыма и Кавказа было различным. Если на Кавказе собственно геосинκлиальный этап продолжался до начала олигоцена и непосредственно сменялся орогенным, то Крым испытал раннеальпийскую, киммерийскую складчатость, далее длительно находился в условиях платформенного режима и был вовлечен в поднятие, подобно хребтам Северо-Кавказской моноκлинали, на среднем участке горного сооружения Кавказа лишь в позднеорогенную стадию развития.

Амплитуды неотектонических движений Кавказа были максимальными в западной его половине. Кавказ выделяется своим сложным рельефом с чередованием предгорных и межгорных депрессий, низкогорных и среднегорных хребтов в периферических частях и высокогорных в осевых зонах, в которых мощно проявились древние и современное оледенения. Для ряда районов центральной части Кавказа характерны интенсивные проявления наземного позднеплиоценового и четвертичного вулканизма.

В предгорных и межгорных депрессиях распространены аккумулятивные равнины, аккумулятивно-денудационные равнины и плато и низкогорные складчатые хребты.

В Крымско-Кавказской горной стране выделяются четыре основные провинции: Горного Крыма<sup>1</sup>, предгорных депрессий и возвышенностей, Большого Кавказа и Закавказской депрессии. Каждой из этих провинций в целом свойственно прямое отражение крупнейших тектонических структур в морфологии рельефа. Соотношения рельефа и тектоники более мелких структур различны в зависимости от их возраста и активности новейших тектонических движений; наряду с прямыми соотношениями в некоторых районах Кавказа и Горного Крыма наблюдаются смешанные или даже обратные соотношения. Так, например, осевая часть сооружения Горного Крыма — плато Яйлы обладает пологосинκлиальной структурой.

Большое значение в рельефе имеют продольные и поперечные разломы, определяющие границы крупных и локальных структур. Отчетливо выражены разломы, сопровождающие Транскавказское поперечное поднятие, пересе-

<sup>1</sup> Эта провинция находится за пределами Кавказского перешейка и потому не описана.

кающее в субмеридиональном направлении все продольные морфоструктурные зоны Кавказа и Закавказья, а также Скифскую и южную часть Русской платформы вплоть до Приволжской возвышенности.

В полосе этого поперечного поднятия предгорные и Закавказская межгорная депрессии не подвергались в неотектонической стадии опусканиям, а испытывали слабое или умеренное поднятие и выражены в рельефе в виде денудационных равнин и плато (Минераловодский район) и среднегорных хребтов (Дзирульский массив). К западу и востоку от этой поперечной полосы поднятий рельеф сменяется террасированными и плоскими аккумулятивными равнинами.

Горные хребты Большого Кавказа отличаются наибольшей сложностью рельефа и максимальной высотой также в зоне Транскавказского поперечного поднятия.

## ПРЕДГОРНЫЕ ДЕПРЕССИИ И ВОЗВЫШЕННОСТИ

### *Общая характеристика*

Провинция предгорных депрессий и возвышенностей охватывает полосу северных предгорных хребтов и равнин Большого Кавказа, Таманский полуостров, Западно-Кубанскую депрессию, наклонные равнины Центрального Кавказа, до Кубанской наклонной равнины на юго-востоке, и соответствует системе альпийских передовых прогибов, разделенных поперечными поднятиями. Для всей этой зоны характерны умеренные контрасты высот, достигающих на хребтах до 800–1000 м н.у.м., а на террасовых равнинах, понижающихся ниже 50 м и до  $-26 \pm 28$  м (уровень Каспийского моря) в дельтах Терека и Сулака.

Новейшее поднятие мегантиклинория Большого Кавказа сопровождалось в палеогене заложением единого Предкавказского передового прогиба, а последующее образование поперечных структур вызвало его дифференциацию на отдельные частные прогибы и впадины. С новейшим воздыманием Большого Кавказа связано образование наклонных террасированных моноклиальных равнин и хорошо выраженной в рельефе молодой складчатости в предгорных хребтах. Прогибы выполнены мощной толщей палеогеновых и неогеновых отложений молассового типа. В Западно-Кубанском и особенно в Терско-Каспийском прогибах эти отложения подверглись интенсивной складчатости.

В центральной части Западно-Кубанского прогиба проходит погребенная Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона, расположенная на протяжении брахиантиклинальных складок северной части Таманского полуострова, хорошо выраженных в рельефе.

В Терско-Каспийском прогибе мощные толщи миоцена и плиоцена собраны в складки, образующие две крупные широтные антиклинальные зоны, соответствующие Терскому и Кабардино-Сунженскому хребтам. К югу и западу от них расположены Кабардинская, Осетинская и Чеченская наклонные равнины, представляющие собой синклинальные впадины, выполненные плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями большой мощности. В предгорьях Дагестана палеогеновые и неогеновые отложения (до акчагыла) образуют две геоморфологические выраженные антиклинальные зоны, разделенные депрессией с более спокойным залеганием пород.

Предгорья пересекаются системой транзитных рек северного склона Большого Кавказа. Кавказские реки выносят громадные массы обломочного материала в прогибы и впадины, формируя аллювиальные и аллювиально-пролювиальные террасированные равнины, а в приморской, наиболее опущенной части впадин — обширные дельты (Кубани, Терека — Сулака и др.).

В полосе предгорных прогибов выделяются следующие геоморфологические области и подобласти: Керченский и Таманский полуострова<sup>1</sup>, Западно-

<sup>1</sup> В работе описана только восточная часть этой области — Таманский полуостров.

Кубанская равнина; Восточно-Кубанская и Минераловодская наклонные равнины; Терский, Кабардино-Сунженский хребты; Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская равнины; низменности Терека и Сулака; складчатые хребты предгорий Дагестана; Кусарская наклонная равнина.

#### ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Таманский полуостров соответствует поперечному прогибу, разделяющему горные сооружения Крыма и Кавказа, заполненному мезокайнозойскими отложениями до 8-9 км мощностью. Большую их часть составляют пластичные майкопские глины и отложения миоцена, плиоцена и плейстоцена. Рельеф полуострова, резко отличный от рельефа горного Кавказа и равнинного Предкавказья, образован многочисленными брахиантиклинальными плиоцен-плейстоценовыми складками, осложненными явлениями диапиризма и обширными пологими прогибами, в различной степени переработанными экзогенными процессами. Юго-восточная часть полуострова со второй половины плиоцена испытала денудационно-аккумулятивное выравнивание, а западная изменена процессами денудации, хотя первичные тектонические формы здесь четко вырисовываются в рельефе. В центральной части полуострова морфоструктуры обладают высокой тектонической активностью и имеют прямое выражение в рельефе.

В зонах опускания аккумуляция достаточно интенсивна и не только компенсировала тектонические прогибания, но и способствовала превращению ряда бывших заливов и проливов в площади равнинной суши. Денудационные и аккумулятивные поверхности, включая средне- и позднеплейстоценовые, подверглись значительным деформациям. Например, морские чаудинские слои в районе мыса Литвина подняты до 40 м н.у.м., а в расположенной южнее мульде опущены на глубину 20-30 м н.у.м. [Благоволин, 1962].

Особенностью тектонического рельефа полуострова являются многочисленные холмистые гряды и отдельные холмы максимальной высотой до 160-170 м н.у.м. и длиной до 20-25 м. Они вытянуты преимущественно в западно-юго-западном направлении, расположены кулисообразно и разделены равнинными и низменными участками, занимающими на Таманском полуострове значительную площадь. Над грядами возвышаются караваеобразные или конусовидные холмы, представляющие собой диапировые структуры или грязевые сопки.

В юго-западной части полуострова (от г. Тамани до мыса Тузла и на берегу Керченского пролива) сохранились мшанковорифовые гряды и холмы, уцелевшие от размыва и хорошо выраженные в рельефе благодаря своей прочности.

В юго-восточной части полуострова, на левобережье Старой Кубани, распространена позднеплиоценово-раннеплейстоценовая поверхность выравнивания, срезающая различные отложения (от эоцена до понта) и прикрытая сверху тонким элювиально-делювиальным плащом.

Основную площадь Таманского полуострова занимают аккумулятивные равнины и низменности (морские, аллювиальные, лиманные, лагунные и делювиальные). Высота равнин - от 10 до 25-30 м в прибрежной части и до 40-50 м вблизи гряд. Морские, лиманные и лагунные низменности занимают сравнительно небольшую площадь. Они характеризуются идеально ровной, нередко заболоченной поверхностью с отметками около 0 м. Аллювиальные (древнедельтовые и дельтовые) низменности преобладают в восточной части полуострова. Это обширные кубанские плавни с отметками от 2-3 до 0 м. Здесь хорошо выражены прирусловые валы и плоские депрессии между протоками Кубани, иногда занятые лиманами и дельтовыми озерами. В приазовской части плавней хорошо сохранились древние морские береговые валы, сложенные преимущественно битой ракушкой, частично погребенные более молодым аллювием.

Характерной особенностью Таманского полуострова и побережья являются многочисленные лиманы<sup>1</sup>, отделенные от моря узкими песчаными пересыпями и окруженные низкими (1-2 м), порой заболоченными равнинами. Южная группа лиманов (Витязевский, Кизилташский, Бугазский и Цокур) еще в 1865 г. представляла собой один обширный залив с выдвинутой в него дельтой р. Кубани.

На Таманском полуострове наиболее распространены эрозионные, обваль-но-оползневые и грязевовулканические формы рельефа. Эрозионные формы представлены довольно густой сетью оврагов на склонах холмов и гряд; короткие глубокие овраги рассекают приморскую полосу, особенно в лёссовидных суглинках. Обваль-но-оползневые формы, современные и более древние, приурочены к береговой линии и связаны с морской абразией.

Наибольший интерес представляют грязевые вулканы Таманского полуострова. Они насажены на брахиантиклинальные или диагирировые структуры, редко превышают 100-120 м и имеют конусовидную или караваяобразную форму. В вершинной части конуса находится либо одиночный кратер-провал, либо кратерное плато с многочисленными мелкими кратерами. Потоки сопочной брекчии образуют мощную шапку на вершине и покрывают склоны грязевых вулканов.

### ЗАПАДНО-КУБАНСКАЯ РАВНИНА

Западно-Кубанская равнина занимает дельту, левобережье и правобережье р. Кубани в ее субширотном участке. Равнина отвечает в рельефе Западно-Кубанскому передовому прогибу, выполненному морскими отложениями мезозоя, палеогена и миоцена, а также нижнего плиоцена. Морские отложения среднего плиоцена развиты только в низовьях р. Кубани, а в восточной части прогиба переходят в пресноводные осадки.

Складчатость Анастасиевско-Краснодарской зоны, расположенной в центре прогиба, захватывает миоцен и плиоцен и затухает в отложениях плейстоцена, которые почти не дислоцированы [Милановский, 1968]. Поздний плиоцен (до 200 м мощностью) широко развит в аллювиальных фациях. Мощность плейстоценового аллювия до 100 м, а голоценового, слагающего дельту и пойму Кубани, - до 20-30 м. Возраст аллювиальных позднеплиоценовых отложений к западу от р. Белой, в долине Псекупса, определяется как акчагыльский по находкам в районе станицы Саратовской остатков унионид [Громов, 1948; Лебедева, 1963]. Пресноводные позднеплиоценовые отложения, развитые в низовьях Кубани, являются аналогами апшеронского и акчагыльского ярусов.

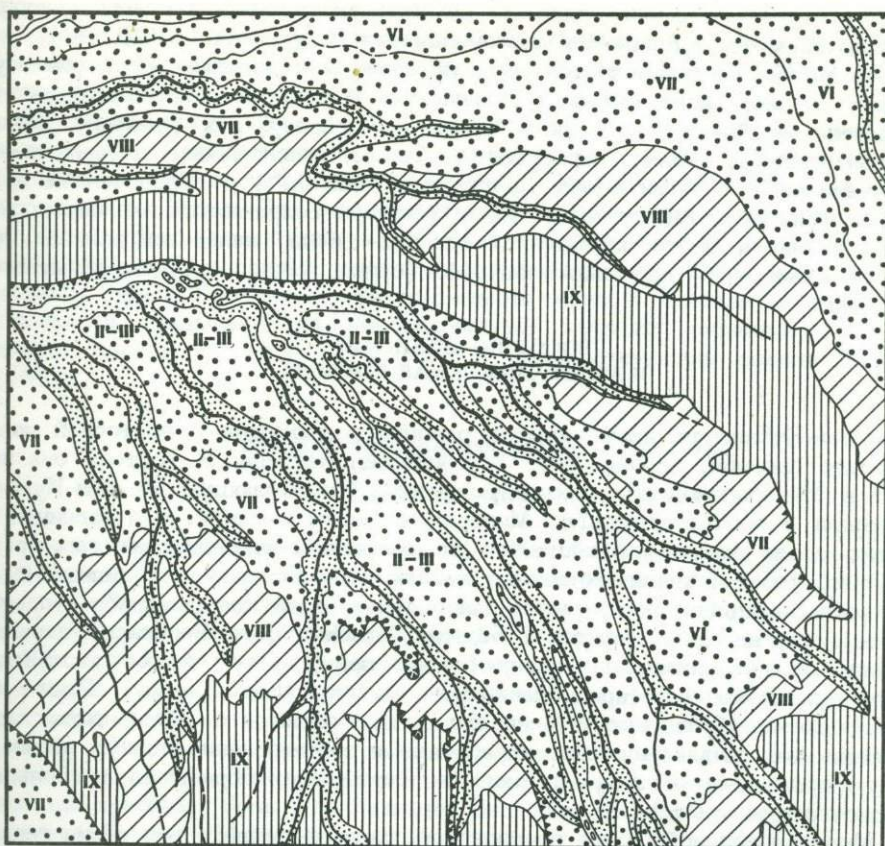
Западно-Кубанский прогиб испытывал интенсивное погружение на неотектоническом этапе в раннем и особенно в среднем плиоцене (до -1,5 км) и более умеренное - в позднем плиоцене (-200 м) и плейстоцене (-100 м). В низовьях р. Кубани интенсивное погружение продолжается и в голоцене.

Западно-Кубанская равнина разделяется на три части: левобережную наклонную террасированную равнину, правобережную аллювиальную равнину и дельту р. Кубани.

Левобережная наклонная террасированная равнина сложена аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями. Они образуют обширную позднеплейстоценовую террасу, а вдоль предгорий - узкую полосу средне- и раннеплейстоценовых террас (рис. 6а,б). Здесь же выделяются останцы позднеплиоценовой (апшеронской) террасы [Чередниченко, 1973], которая к востоку от р. Афипса широко развита. Уступы террас хорошо выражены и имеют субширотное направление на водоразделах притоков Кубани.

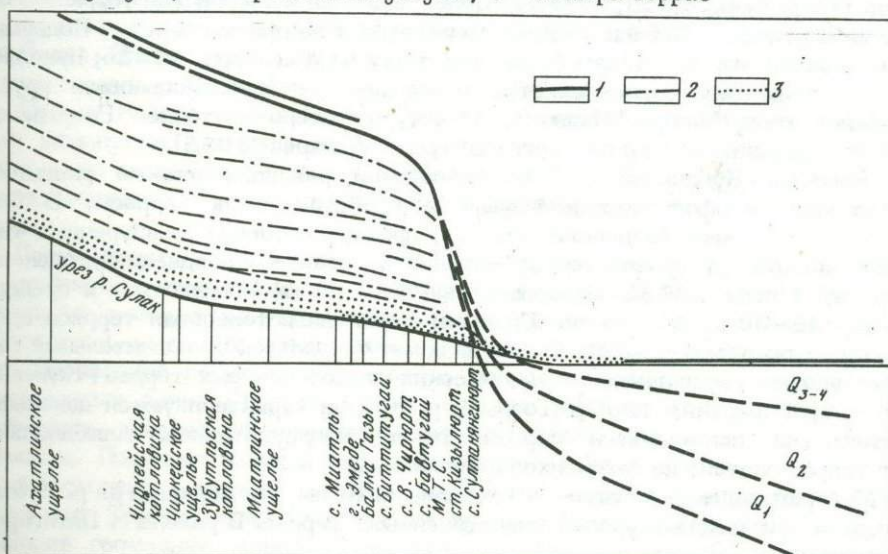
На правобережье Кубани аллювиальные отложения залегают ниже уровня реки и покрыты мощной толщей лёссовидных суглинков. Они образуют вложенные аккумулятивные террасы, которые западнее Краснодара широкой полосой окаймляют дельту Кубани. Их уступы, сложенные суглинками, слабо вы-

<sup>1</sup> Правильнее называть их лагунами, так как они отделены от моря пересыпями.



Р и с. 6а. Геоморфологическая схема участка Закубанской наклонной равнины. Составил И.Н. Сафронов

1 — раннеплейстоценовая терраса; 2 — среднеплейстоценовая терраса; 3 — позднеплейстоценовые террасы; 4 — голоценовая пойма; 5 — эрозионно-денудационные уступы; 6 — эрозионные уступы; 7 — номера террас



Р и с. 6б. Деформации речных и морских террас в низовьях р. Сулак на границе контрастного сочленения морфоструктурной ступени предгорий с аккумулятивными равнинами Терско-Сулакского прогиба [по Лиlienбергу, 1957].

Террасовые комплексы: 1 — позднего апшерона; 2 — раннего и среднего плейстоцена; 3 — позднего плейстоцена и голоцена

ражены в рельефе, а поверхность раннеплейстоценовой террасы севернее р. Кирпили сливается с Азово-Кубанской равниной [Сафронов, 1973].

Дельта р. Кубани разделяется на современную и древнюю, расположенную к востоку от меридиана станицы Славянской. В рельефе современной дельты выделяются многочисленные русла временно действующих рукавов, мелкие временные протоки (ерики), прирусловые гряды, межгрядовые плоские понижения, связанные с ними озера (дельтовые "лиманы") и заболоченные пространства (плавни). Аналогичные черты рельефа сохраняются и в переходной полосе к древней, более повышенной (до 12-16 м) дельтовой равнине, где характерные элементы дельтового рельефа (ерики, гряды и др.) уже значительно изменены.

#### ВОСТОЧНО-КУБАНСКАЯ И МИНЕРАЛОВДСКАЯ РАВНИНЫ

Восточно-Кубанская аллювиальная равнина расположена в восточной части предгорного прогиба, заполненного отложениями неогена. К востоку она переходит в Минераловодскую наклонную равнину, занимающую бассейн Кумы и ее притоков и соответствующую Минераловодскому выступу. Над равниной на несколько сотен метров возвышается ряд островных куполовидных гор, представляющих собой близповерхностные миоцен-плиоценовые интрузивные массивы, приближающиеся по форме к лакколлитам, ядра которых либо отпрепарированы, как, например на горах Бештау, Змейка, Бык, Верблюд, Развалка, Железная, либо скрыты под куполообразно приподнятым чехлом меловых и палеогеновых отложений (криптолакколиты Машук, Лысая и др.). Реки прорезают Восточно-Кубанскую и Минераловодскую равнины в субмеридиональном направлении; их долины широко разработаны с хорошо выраженными эрозионно-аккумулятивными и аккумулятивными террасами, образующими большие пространства междуречий.

На Минераловодской, более приподнятой, равнине развита вся серия террас, включая и позднеплиоценовые уровни. В северной части Восточно-Кубанской равнины позднеплиоценовые уровни погружены под отложения плейстоценовых террас. Наиболее древняя позднеплиоценовая, предположительно ачкагыльская терраса на Восточно-Кубанской и Минераловодской равнинах перекрыта покровными галечниками. Они сильно выветрелые и состоят главным образом из гальки кристаллических пород Главного и Передового хребтов Большого Кавказа [Сафронов, 1958, 1973]. Более молодая апшеронская терраса<sup>1</sup> образует междуречье Кубани и Кумы и переходит на правый берег р. Подкумка, где она описана под названием Армянской террасы [Рейнгард, 1933б; Николаев, 1948, и др.]. Она сопоставляется с верхним, позднеплиоценовым ярусом травертинов горы Машук [Иванова, 1946], а северо-восточнее Георгиевска переходит в морские осадки верхнего апшерона [Лупарев, 1955].

На Восточно-Кубанской и Минераловодской равнинах широко развиты и очень хорошо морфологически выражены плейстоценовые террасы. В бассейне р. Кубани ниже позднеплиоценовых, преимущественно междуречных террас выделяются три уровня террас - ранне-, средне- и позднеплейстоценовый [Сафронов, 1958, 1973]. Относительные высоты их изменяются в пределах 90-150, 45-70 и 28-35 м. Главная, верхнеплейстоценовая терраса здесь сопровождается пятью-шестью более низкими террасами. Дополнительные террасовые уровни установлены и для высоких плейстоценовых террас [Кожевников, 1962; Горещкий, 1962]. Террасы р. Кубани характеризуются цокольным строением, за исключением первой, всюду аккумулятивной. Аллювиальный покров террас состоит из галечников и суглинков.

На Минераловодской равнине, в бассейне р. Кумы, так же как и на р. Кубани, выделяются три главных уровня плейстоценовых террас. В районе г. Пятигорска

<sup>1</sup> Ачкагыльскую и апшеронскую террасы правильнее отнести к поверхностям выравнивания. (Прим. редактора).

прослеживаются нижнеплейстоценовая Горячеводская терраса относительной высотой 100–110 м, среднеплейстоценовая Джамгатская (55–75 м), позднеплейстоценовая Пятигорская (24–30 м) и более низкие (10–14, 3,5–4 и 1–2 м) террасы.

Горячеводская и Джамгатская террасы образуют обширные междуречные поверхности. Среди покрывающих их галечников иногда встречаются гальки гранитов и других кристаллических пород Главного хребта, не связанных с бассейном р. Кумы. Эти чуждые бассейну р. Кумы породы попали в плейстоценовые террасы, вероятно, в результате переотложения из более высокого позднеплиоценового уровня, когда р. Кубань отдавала часть своих вод в бассейн р. Кумы. Особенности распределения террас и состава их аллювиальных галечников указывают на унаследованный характер развития современных речных систем Восточно-Кубанской и Минераловодской равнин [Сафронов, 1967а].

## ТЕРСКО-КАБАРДИНО-СУНЖЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ

### *Общая характеристика*

Данная геоморфологическая область охватывает северные предгорья Центрального и Восточного Кавказа – от р. Малки на западе до побережья Каспийского моря на востоке. Она включает Кабардинскую, Северо-Осетинскую и Чеченскую наклонные равнины, Терский и Кабардино-Сунженский низкогорные хребты (до 700–800 м), систему поперечных возвышенностей, отделяющих наклонные равнины, и обширные низменные дельтовые равнины рек Терка и Сулака, лежащие ниже уровня океана, на отметках до  $-26 \div -28$  м. Южная граница области повсеместно выражена довольно четко, так как предгорные наклонные равнины образуют резкий контраст с прилегающими сильно расчлененными хребтами Большого Кавказа. Северная граница проходит по широтным отрезкам Терка и Малки.

Описываемая область соответствует Терскому краевому прогибу, расположенному между двумя крупными поперечными поднятиями северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа – Минераловодским выступом и Дагестанским клином. Прогиб выполнен мощной толщей неогеновых отложений моласового типа, которые в южной его части собраны в складки, образующие две крупные антиклинальные зоны – Терскую и Кабардино-Сунженскую, разделенные Алханчуртским синклинальным прогибом и выраженные в рельефе одноименными хребтами. Северная зона прогиба в новейшей структуре выражена глубоким Притеречным синклинальным прогибом, к оси которого приурочен значительный широтный отрезок долины Терка от г. Прохладного до устья р. Сунжи. К югу от Кабардино-Сунженской антиклинальной зоны расположены две замкнутые брахисинклинальные впадины – Северо-Осетинская и Чеченская, а на западном продолжении Притеречного прогиба, погружающейся Терской антиклинальной зоны и Алханчуртского прогиба – крупная Кабардинская впадина.

Геоморфологическое развитие Терско-Сунженской области происходило в условиях резко выраженных дифференцированных новейших тектонических движений с образованием антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов и котловин, имеющих преобладающее прямое отражение в современном рельефе. Эрозионное расчленение рельефа, сопровождающееся формированием антецедентных долин (Терка, Сунжи и других рек) на молодых антиклинальных поднятиях, связано с транзитной речной сетью северного склона Большого Кавказа. Поднятие Минераловодского выступа и рост антиклинальных структур в плейстоцене местами вызвали явления перестройки речной сети (Малки в низовьях, Терка перед Сунженским хребтом). Кавказские реки одновременно выносят громадные массы обломочного материала в прогибы и впадины, формируя в их пределах аллювиальные террасированные равнины, а в приморской части Терского прогиба – обширные низменные дельты Терка и Сулака.

В пределах описываемой области по характеру рельефа и его связи с новейшими тектоническими структурами выделяются три резко обособленные подобласти: Терский и Кабардино-Сунженский хребты, Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская наклонные равнины и низменности Терека и Сулака.

### Терский и Кабардино-Сунженский хребты

Характерной особенностью рельефа Терско-Сунженской подобласти является развитие системы молодых низкогорных антиклинальных хребтов и возвышенностей, сложенных породами неогена, и разделяющих их синклиналиных депрессий и котловин, выполненных верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями.

Формирование складчатых структур и связанных с ними форм рельефа происходило в условиях краевого прогиба и наложенной на него поперечной зоны опускания северного склона Кавказа между Кисловодским выступом и Дагестанским клином. Благодаря этому денудационные процессы были выражены здесь относительно слабо. Рост структурных форм протекал со скоростью, превышающей интенсивность денудационных процессов, что привело к образованию прямого тектонического рельефа. Однако денудационный срез отдельных структур был довольно значительным. В этих случаях гребневые линии хребтов не совпадают со сводами антиклиналей и связаны с выходами устойчивых пород, слагающих присводовые части крыльев этих структур. Большое значение в образовании рельефа имеют взбросово-надвиговые нарушения, пересекающие складки. Отмеченные геоморфологические особенности с достаточной полнотой освещены в работах Д.М. Ибрагимова [1960, 1962] и отчетливо выделяются при рассмотрении отдельных морфоструктурных элементов подобласти.

Структурно-тектонической основой современного рельефа описываемой подобласти являются две субширотные антиклинальные зоны: северная - Терская и южная - Кабардино-Сунженская. Терская антиклинальная зона протягивается в субширотном направлении к югу от р. Терека более чем на 200 км. В рельефе она выражена серией низкогорных передовых хребтов и возвышенностей, отвечающих отдельным структурным поднятиям. С запада на восток протягиваются хребты Арақдалатерекский и Терский, возвышенности Эльдаровская и Калаусская, хребты Хаян-Корт, Брагунский и Гудермесский.

Арақдалатерекский хребет соответствует одноименной антиклинальной складке и представляет собой возвышенность северо-западного простирания. Хребет сложен песчано-глинисто-конгломератовой толщей плиоцена, неустойчивой к процессам эрозии. Этим объясняются округлость и мягкие формы гребня хребта и его склонов.

К востоку от р. Куры, в пределах Терского хребта, гребневая линия меняет северо-западное простирание на широтное. Здесь она вначале отвечает оси складки, а к востоку от горы Жизакопс (563 м) - оси взброшенного свода антиклинали. В районе ст. Вознесенской одновременно с воздыманием шарнира антиклинали и расширением ее свода на поверхность выходят чокракско-караганские слои, с которыми связан наиболее расширенный и более высокий (до 700 м) отрезок Терского хребта. Далее к востоку происходит разделение хребта на две ветви, обусловленное продольным прогибом в своде антиклинали, к которому приурочена Калаусская долина. Южная, калаусская ветвь хребта имеет большие отметки по сравнению с северной и сохраняет соответствие с формой одноименной складки. На рельеф северной ветви, представленной Али-Юртовской и Эльдаровской возвышенностями, значительное влияние оказали разрывные нарушения. Линия водораздела здесь совпадает с плотными породами, слагающими наиболее приподнятые по взбросам участки антиклиналей. В районе с. Зибер-Юрт северная и южная ветви Терского хребта сливаются, и далее к востоку протягивается хр. Хаян-Корт, являющийся выражением в рельефе одноименной гребневидной антиклинали. К востоку от Хаян-Корта протягивается Брагунский хребет. Водораздел в западной части хребта совпа-

дает с осью свода Брагунской антиклинали, а на востоке наиболее высокая его часть совпадает с южным крылом, взброшенным по надвигу, проходящему вдоль северного склона. Наличием этого надвига объясняется большая крутизна северного склона хребта. Аналогичный хребет образуется Гудермесской антиклиналью.

Кабардино-Сунженская антиклинальная зона, расположенная к югу от Терской, в плане имеет вид слабо выпуклой к северу широтной дуги длиной около 150 км. По своему строению эта зона похожа на Терскую и в рельефе выражена Змейским, Мало-Кабардинским, Сунженским, Грозненским и Алдынским хребтами.

Для образования Змейского и Мало-Кабардинского хребтов большое значение имеют литологические особенности слагающих их пород. Водораздельный гребень Мало-Кабардинского хребта между вершинами Замакул (326 м) и Лягат (862 м) сложен мощной толщей плотных ракушняковых известняков, которые к югу образуют крутые уступы, обрывающиеся в Замакульскую котловину, выработанную в мягких эоценовых песчаниках и глинах. К востоку от горы Курп водораздельная часть хребта сложена плотными породами верхнего чокрака и карагана и выражена гребнем, на котором выделяется ряд вершин, соответствующих выходам мощных пачек песчаников. В восточной части хребта выведены на поверхность глинистые отложения нижнего чокрака и верхнего майкопа. Однако водораздельная линия и здесь связана с выходами более молодых устойчивых пород верхнего чокрака и карагана, а глинистой толще соответствует ряд продольных седловин и балок, протягивающихся параллельно водоразделу.

К востоку от р. Ачалука протягивается собственно Сунженский хребет, отвечающий одноименной антиклинали. На северо-востоке от него ответвляется Грозненский хребет, отражающий в рельефе Старогрозненскую брахиантиклинальную складку. Далее на восток, за долиной р. Сунжи, располагается Алдынский хребет, соответствующий взброшенной части Новогрозненской складки.

Терская и Кабардино-Сунженская антиклинальные зоны разделены синклиналими прогибами, выполненными отложениями верхнего плиоцена (до 1000 м) и маломощными четвертичными осадками (главным образом суглинками). Среди них центральное положение занимает широкая (до 15 км) плоскодонная коробчатая Алханчуртская синклиналь, выраженная в рельефе одноименной продольной тектонической депрессией (Алханчуртская долина). На западе между Арадалатерекским и Мало-Кабардинским хребтами расположена еще более широкая (до 25 км) Акбашская синклиналь. В рельефе она выражена одноименной долиной, которая понижается к западу и между станциями Котляровской и Эльхотово сливается с южной частью Кабардинской равнины. Акбашская синклиналь отделяется от Алханчуртского прогиба Верхнекурпской брахиантиклиналью (с выходами верхнего плиоцена в ядре); в рельефе ей соответствует Харбиджинская возвышенность. Крайние восточные хребты, принадлежащие к Терской и Сунженской антиклинальным зонам, разделяются котловиной, в пределах которой соединяются широкие днища долин рек Сунжи и Аргуна.

Тектоническая обусловленность основных форм рельефа описываемой подобласти помимо указанных структурно-геоморфологических признаков подчеркивается антецедентным характером ряда долин (Терека, Курпа, Ачалука, Сунжи) и деформацией речных террас на участках прорыва антиклинальных хребтов и их склонах.

Наиболее ярким примером антецедентной долины является широкая (до 2 км) долина прорыва Терека (Эльхотовские ворота) в западной части Сунженского поднятия (Мало-Кабардинский хребет). Нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые цокольные террасы Терека в Эльхотовской поперечной долине, а также террасы р. Сунжи на южном склоне Сунженского поднятия в восточной его части аномально подняты соответственно до 150-160, 50-60 и 30-40 м. В смежных Осетинской и Чеченской, впадинах соответствующие уровни опущены ниже поздневерхнеплейстоценовой аккумулятивной поверхности, слагающей центральные части этих депрессий.

Другим участком деформации четвертичных террас является северный склон Терского поднятия. Здесь в рельефе выражены широкая, наклоненная к северу нижнеплейстоценовая терраса правобережья Терека высотой 40 м и несколько более низких средне- и верхнеплейстоценовых террас. Основание нижнеплейстоценовой террасы, сложенной мощной толщей песков, супесей и суглинков, погружено под уровень русла Терека.

Формирование морфоструктурных элементов рельефа Терско-Сунженской подбласти происходило в течение всего неотектонического этапа и, согласно данным Е.Е. Милановского [1968], распадается на две главные стадии. Первые признаки относительного роста антиклинальных структур в Терском краевом прогибе ощущаются уже в позднем миоцене по небольшому сокращению мощностей сармата, появлению перерывов и некоторым изменениям фаций в антиклинальных зонах. Относительный рост поднятий продолжался в течение мзотиса - нижнего плиоцена, а в среднем плиоцене, перед акчагылом, привел к глубокой денудации сводовых частей растущих Терской и Сунженской антиклиналей. В позднем плиоцене они вновь были вовлечены в общее глубокое погружение Терского прогиба, о чем свидетельствует несогласное залегание отложений акчагыла на разных горизонтах миоцена и олигоцена в сводовых частях антиклиналей.

Следующая стадия роста обеих антиклинальных зон приходится на конец плиоцена - начало плейстоцена. Верхнеплиоценовый комплекс приобрел в это время близкую к современной пологоантиклинальную структуру, местами осложненную взбросово-надвиговыми нарушениями. Обе антиклинальные зоны получили прямое выражение в рельефе в виде валообразных гряд высотой несколько сотен метров и стали подвергаться интенсивной эрозии. Амплитуда поднятия Сунженской антиклинали в плейстоцене, судя по относительным высотам речных террас Терека и Сунжи, составляет 160-170 м. Одновременно с ростом антиклинальных поднятий происходило образование antecedентных долин и интенсивное расчленение склонов горных гряд и возвышенностей. Antecedентная Эльхотовская долина прорезана в западной части Сунженского поднятия р. пра-Ардоном, по-видимому, еще в самом конце плиоцена, а позднее, в среднем плейстоцене, использована Тереком, когда последний изменил свое восточное направление на северное. Другие более мелкие долины прорыва (Курпа, Ачалука) были заложены в раннем или среднем плейстоцене.

Рост антиклинальных поднятий продолжается и в современную эпоху. На это указывают относительно высокие скорости современных вертикальных движений (более +2 мм/год) и повышенная сейсмическая активность, особенно в восточной части района (до 7-8 баллов).

Тектоническая подвижность Терской и Сунженской антиклинальных зон является одним из факторов современной активизации эрозионных и оползневых процессов. Оползни играют большую роль в формировании склонов хребтов, сложенных глинистыми породами среднего миоцена и сармата и четвертичными лёссовидными суглинками. Антропогенная деятельность (подрезка и перегрузка отвалами склонов, их избыточное увлажнение в результате выхода на поверхность воды из старых скважин, сброса хозяйственных вод и др.) резко усиливает оползневые процессы. Хозяйственно-освоенные районы (Старогрозненский, Ачалук-Карабулакский, Малгобек-Вознесенский) характеризуются наибольшей плотностью очагов действующих оползней и более высокими показателями интенсивности и активности развития оползней [Клименко, 1972].

Из других наиболее ярко выраженных современных экзогенных геоморфологических процессов необходимо отметить овражную эрозию и просадочные явления, которыми поражены склоны, покрытые лёссовидными суглинками. В районе обводнения и орошения (Алханчуртская и Акбашская долины, Надтеречная наклонная равнина и др.) получает развитие ирригационная эрозия и усиливаются просадочные явления, вызывающие деформацию магистральных и оросительных каналов и связанных с ними сооружений. Ширина зоны деформаций грунтов вдоль Надтеречного канала составляет от 30-50 до 80-100 м [Васильев, 1974].

## Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская наклонные равнины

Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская наклонные антиклинальные равнины входят в состав предгорий Терско-Кабардино-Сунженской геоморфологической области. Кабардинская равнина охватывает западную часть бассейна р. Терека и расчленяется системой его левых притоков - Малки, Баксана, Чегема, Черека, Уруха и других, более мелких рек, стекающих с северного склона Центрального Кавказа. На юго-востоке, на водоразделе Уруха и Ардона, Кабардинская равнина ограничена Мало-Кабардинским и Змейским хребтами и Аргуданской возвышенностью, на востоке - западным окончанием Терского хребта и Харбаджинской возвышенностью, соединяющей этот хребет с Сунженским хребтом. В северо-западной, наиболее приподнятой, ее части по водоразделу рек Малки и Золки она переходит в Минераловодскую наклонную равнину, а на северо-востоке постепенно сливается с Терско-Кумской низменностью.

К востоку от возвышенностей, входящих в систему Сунженского хребта, между этим хребтом и Черными Горами расположены Северо-Осетинская и Чеченская наклонные аллювиальные равнины. По водоразделу Терека и Сунжи они разделяются невысокими пологими возвышенностями - Датыхской, Назрано-Яндырской и Хумалагской. Северо-Осетинская равнина высотой от 400 до 700 м в плане имеет овальную форму и вытянута в широтном направлении на 70 км. Ее плоская поверхность расчленяется неглубокими долинами Терека, Гизельдона, Фиатдона, Ардона, Урсдона и других рек и полого понижается от окружающих ее возвышенностей к Эльхотовским воротам в долине р. Терека, где находится наиболее пониженный (до 380 м) участок равнины, который носит название "Беслановская котловина".

Чеченская наклонная равнина еще более вытянута в широтном направлении. На востоке по правобережью Аргуна она сливается с Грозненской равниной, расположенной между Алдынским и Гудермесским хребтами, принадлежащими к системам Сунженского и Терского передовых хребтов. Чеченская равнина расчленена неглубокими, но широко разработанными долинами правых притоков р. Сунжи - Ассы, Фортанги, Гехи, Мартана и других, более мелких рек, а также меридиональной долиной р. Аргуна, которая пересекает и Грозненскую равнину. Широкая террасированная долина Сунжи в пределах этой равнины заложена вдоль подножия Сунженского хребта и имеет широтное направление.

Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская равнины в структурном отношении соответствуют одноименным предгорным впадинам, выполненным мощной толщей плиоценовых и четвертичных отложений. Кабардинская впадина представляет собой предгорную депрессию, расположенную в западной части Терского краевого прогиба, на его участке, примыкающем к восточному краю Северо-Кавказской моноклинали. Осетинская и Чеченская замкнутые предгорные впадины, расположенные в южной зоне Терского прогиба, представляют собой брахисинклинали сундучного профиля с плоским дном и крутыми северным и южным крыльями. Крутой южный борт Осетинской впадины проходит широтно по линии Владикавказского глубинного разлома. Крайняя восточная Грозненская равнина отвечает Петропавловской впадине, лежащей между восточными окончаниями Терской и Сунженской антиклинальных зон. Окружающие предгорные равнины возвышенности представляют собой в разной степени приподнятые брахиантиклинали, имеющие прямое отражение в рельефе.

Характерной особенностью геоморфологического строения наклонных равнин Терско-Кабардино-Сунженской области является повсеместное распространение четвертичных, преимущественно верхнеплейстоценовых речных террас. Более древняя терраса развита только в северо-западной части Кабардинской равнины, на водоразделе рек Баксана и Малки. Она увязывается с апшеронской (Армянской) террасой р. Подкумка. Нижне- и среднеплейстоценовые докольные террасы также имеют ограниченное распространение непосредственно в зоне предгорий, где они обрываются уступами или быстро погружаются под отложения более молодых террас, образуя типичные "ножницы", и на ан-

тигиальных поднятиях — в Эльхотовских воротах долины Терека и по левобережью р. Сунжи, на южном склоне Сунженского хребта, где, по данным А.В. Кожевникова и Д.А. Либиенберга, развита вся серия плейстоценовых террас. Быстрое погружение повсеместно испытывает и ранневерхнеплейстоценовая аккумулятивная терраса. Таким образом, центральную часть Кабардинской, Северо-Осетинской и Чеченской наклонных равнин образует низкая поздневерхнеплейстоценовая аккумулятивная терраса. В неглубокие речные долины, расчленяющие плоскую поверхность этой террасы, вложены более низкие голоценовые террасовые уровни.

Особенности распространения и строения речных террас свидетельствуют о том, что предгорные впадины, заложенные в начале или середине неотектонического этапа, продолжали прогибаться в плейстоцене, несколько сокращаясь в размерах на участках, примыкающих к возвышенностям, испытавшим поднятие и расширение.

Плейстоценовые дифференцированные движения вызвали явления перестройки речной сети в бассейне Терека, неоднократно описанные в литературе. Так, поднятие Минераловодского выступа привело к двукратному смещению русла р. Малки, которая первоначально направлялась к северо-востоку, затем к восток-северо-востоку (по нынешней долине р. Куры), а в конце плейстоцена потекла от с. Куба на юго-юго-восток, к г. Прохладному, в сторону наиболее интенсивно погружающейся восточной части Кабардинской впадины. С поднятием северо-восточной части Осетинской впадины, прилегающей к Назрановской антиклинали, было связано изменение направления Терека в среднем плейстоцене. Терек ранее направлялся по выходе из гор к северо-северо-востоку и далее к востоку вдоль южного склона Сунженского хребта, а потом покинул свою долину, ставшую долиной р. Сунжи, и повернул к северо-западу, в antecedентное Эльхотовское ущелье, выработанное ранее Ардоном, превратившимся в приток Терека.

Среди современных геоморфологических процессов предгорных равнин Терско-Сунженской области чрезвычайно широко распространены явления бифуркации рек, с чем связана мощная аккумуляция аллювиальных наносов в блуждающих руслах и интенсивная боковая эрозия.

### Низменности Терека и Сулака

Терско-Сулакская подобласть соответствует восточной части платформенного склона Терского краевого прогиба, которая представляет собой широкую плоскостонную впадину, выполненную мощной толщей кайнозойских осадков. С юга от складчатого склона Терского прогиба она отделяется предгорным "рвом" — узким глубоким прогибом (до 2000 м по подошве плиоцена). В современном рельефе впадине соответствуют обширные низменные дельтовые равнины, созданные неоднократным блужданием Терека, Сулака, Аксая, Акташа и других, более мелких рек, стекающих с северного склона Восточного Кавказа.

Наибольшие пространства в низовьях Терека и Сулака занимает верхнехвалынская дельтовая равнина, переходящая западнее, в Терской долине, в первую надпойменную террасу. В периферических частях верхнехвалынской равнины располагаются сравнительно небольшие участки молодых новокаспийских дельт.

Слившиеся в единое целое верхнехвалынские и новокаспийские дельты представляют собой плоские или слабоволнистые аккумулятивные равнины, полого наклоненные в сторону Каспийского моря. Они расчленены многочисленными отмершими и действующими речными руслами и разливами. Среднее колебание высоты в пределах дельтовых равнин не превышает 2,0–2,5 м. Реликтовые и действующие речные протоки имеют самые разнообразные размеры и очертания. Большей частью они извилисты, но довольно часто встречаются и сравнительно прямолинейные участки. Ширина проток колеб-

лется от 4-10 до 150-200 м, глубина вреза в наиболее крупных протоках на отдельных участках достигает 2,0-2,5 м.

Вдоль действующих проток сравнительно часто прослеживаются четко выраженные прирусловые валы, которые местами замещаются искусственными дамбами, созданными для защиты от наводнений. Поверхность дельты расчленена также многочисленными оросительными каналами, иногда использующими и естественные потоки. На участках распространения сильно трещиноватых озерно-аллювиальных новокаспийских глин, перекрытых песками и супесями, вдоль каналов и на поливных землях возникают многочисленные воронки (до 10-15 воронок на площади 1 га), которые связываются с суффозионно-эрозионными процессами [Передельский, 1969].

Кроме проток на поверхности хвалыных и новокаспийских дельтовых равнин прослеживаются многочисленные разливы, занимающие значительные площади. Среди них выделяются постоянно действующие разливы, образующие сильно заболоченные участки дельты с многочисленными озерами (плавни), периодические разливы, на месте которых остаются временно заболоченные участки с пересыхающими озерами, и древние отмершие разливы, которые выделяются по характеру микрорельефа и растительности (тростниковые заросли).

Среди низменных дельтовых равнин выделяются несколько повышенных участков (в районе Кизляра, у сел Бабаюрт и Шамкал-Янги-Юрт, по рекам Акташу, Аксаю, Сулаку и др.), которые обтекаются древними потоками и разливами, вызывают миграцию современных русел или их глубокий эрозионный врез. По геоморфологическим признакам, по сокращению мощности отложений и геофизическим данным эти участки выделяются как локальные структуры, испытавшие относительные поднятия в верхнечетвертичное время [Чистяков, Мирзоев, 1962].

Молодые локальные поднятия, проявившиеся на фоне общего интенсивного опускания Терского прогиба, которое со значительной скоростью происходит и в настоящее время (до 2,5-3,0 мм/год), оказали существенное влияние на распределение речной сети, отмерших и действующих русел и разливов, определивших главнейшие геоморфологические черты дельтовых равнин Терека и Сулака.

### ПРЕДГОРЬЯ ВОСТОЧНОГО ДАГЕСТАНА

Предгорья Восточного Дагестана представляют собой резко выраженную в рельефе морфоструктурную ступень, отделенную от Приморской равнины зоной контрастного перехода. Они приурочены к полосе развития третичных отложений, образующих передовые складки; цепи невысоких хребтов и возвышенностей ориентированы в основном по простиранию этих складок. Абсолютные высоты колеблются в широких пределах - от 200 до 1000-1200 м. Предгорья образуют более низкую структурно-геоморфологическую ступень по отношению к зоне среднегорного рельефа. Контрастный ступенчатый переход от среднегорного пояса к предгорьям особенно отчетливо выражен в Северном и Центральном Дагестане. Хребты Салатау, Гимринский, Карасырт и другие, отделяющие район Известнякового Дагестана от низкогорной зоны, имеют абсолютные отметки более 2000 м, тогда как возвышенности предгорий не превышают 1000 м.

В отличие от среднегорной зоны в формировании рельефа предгорий Восточного Дагестана наряду с общим ступенчато-сводовым поднятием Кавказа значительную роль играли молодые, плиоценово-четвертичные складкообразующие и блоковые движения. Это обусловило широкое развитие в зоне предгорий первично-тектонического рельефа с прямым отражением на поверхности складчатых и дизъюнктивных нарушений. К ним прежде всего относятся первично-тектонические антиклинальные хребты и возвышенности, синклинальные плато и долины. Широким распространением пользуются также аккумулятивно-денудационные и денудационные плато, деформированные местами пикативными и дизъюнктивными движениями. Структурно-денудационный рельеф получил раз-

вите главным образом на тектонически наиболее приподнятых участках, прилегающих к району Дагестанского клина.

Большую роль в формировании рельефа предгорий Восточного Дагестана играли поперечные к простиранию складчатости структурные блоки, подъемы и прогибы, отражающиеся на характере как антиклинальных, так и синклиналиных зон. Эти крупные поперечные структурные элементы, активно проявившие себя в новейшее время, обусловили различный уровень денудационного среза и расчленение низкогорной зоны на ряд структурно-геоморфологических районов и подрайонов [Лилиенберг, 1957, 1961].

Густо разветвленная гидрографическая сеть предгорного пояса находится в тесной взаимосвязи с геологическим строением [Ибрагимов, 1962; Лилиенберг, 1961]. Наиболее крупные реки пересекают предгорья вдоль поперечных нарушений, вкрест простирания складок и являются транзитными. На участках распространения глинистых пород майкопа или сармата реки текут в хорошо разработанных долинах с террасированными склонами и плоским дном, где развиты низкие террасы. При пересечении хребтов, сложенных песчаниками чокрак-караганской толщи или песчаниками и известняками верхнего сармата, долины приобретают характер узких ущелий. Спряmlенные и узкие участки долины наблюдаются также при пересечении реками растущих антиклинальных хребтов (антецедентные долины).

Долины притоков поперечных рек, как правило, незначительны по своим размерам и заложены по простиранию складок по мере поднятия территории и врезания этих рек. Ортогональный рисунок гидрографической сети является одной из характерных черт ландшафта низкогорий.

В пределах предгорий Восточного Дагестана выделяются несколько геоморфологических районов. Существуют различные схемы подобного районирования [Добрынин, 1937, 1948; Зонн, 1946; Лилиенберг, 1957, 1961; Ибрагимов, 1962]. В самом общем виде можно подразделить предгорья на две части — северные и южные предгорья.

Особенности геоморфологии района северной части Дагестанских предгорий связаны с наличием крупного поднятия, называемого Дагестанским клином. В позднем плиоцене эта обширная территория испытала поперечный подъем, который обусловил здесь высокую интенсивность эрозионно-денудационных процессов и большую глубину денудационного среза. Это привело к обнажению в ядрах антиклинальных поднятий плотных известняковых пород верхнего мела и к препарировке их в виде положительных форм рельефа.

Третичные отложения района слагают крылья антиклинальных поднятий и синклиналиные прогибы. На крыльях складок литологически разнородные толщи третичного комплекса благодаря избирательной денудации обусловили развитие куэстово-грядового рельефа.

С синклиналиными прогибами района Дагестанского клина связано образование столовых возвышенностей, являющихся также одной из характерных форм рельефа рассматриваемого района. Поверхность этих возвышенностей сложена устойчивыми в отношении денудации глинами, нередко обнаруживающими синклиналиное строение.

Долины рек рассматриваемого района также обнаруживают связь с тектоникой и литологией пород. Так, например, р. Сулак при входе в предгорья резко, почти под прямым углом, изменяет свое северо-северо-западное направление на субширотное, совпадающее с простиранием синклиналиного прогиба. Далее р. Сулак резко поворачивает на север и пересекает Хадумское поднятие вкрест его простирания, образуя глубокое Хадумское (Миатлинское) ущелье. В полосе третичных отложений, развитых на крыле Хадумского поднятия, долина Сулака приобретает четкообразный характер.

Особенно контрастна зона сопряжения морфоструктурной ступени предгорий Северного Дагестана с позднплейстоценовой равниной Терско-Сулакского передового прогиба. Перепад высот здесь достигает 500-1000 м, для речных террас характерны так называемые ножницы, наиболее типично выраженные в низовьях р. Сулака (см. рис. 6б).

К юго-востоку от р. Манаса до р. Самура протягивается район южной части Дагестанских предгорий. С южного среднегорного Дагестана он отделяется антиклинальными и моноклинальными хребтами, образующими в сторону предгорий крутой морфоструктурный уступ. С востока предгорные возвышенности окаймляет узкая полоса аккумулятивно-абразионных и аккумулятивно-эрозионных равнин, осложненных местами куэстоподобными грядами и гривами коренных пород.

Развитие рельефа Южного Дагестана происходило в условиях относительного погружения третичных складок к юго-востоку от Дагестанского клина. Структуры мезозойского комплекса залегают здесь сравнительно неглубоко. Послеакчагельские складкообразующие движения были здесь не столь интенсивными, как в Терско-Сунженской области. Большое значение в образовании рельефа имело общее поднятие в плейстоцене, на фоне которого чередовались древнекаспийские трансгрессии и регрессии. Большую роль в формировании рельефа и расчленении его на различные структурно-геоморфологические участки сыграли поперечные поднятия и прогибы. Эти поперечные структурные элементы, унаследованно развивающиеся в верхнеплиоценово-четвертичное время, обусловили разные глубины денудационного среза на различных участках. Благодаря этому на участках воздымания осей складок сравнительно маломощные верхнеплиоценовые отложения, когда-то покрывавшие всю область, были денудированы. Дальнейшее развитие рельефа в условиях сводово-глыбового поднятия происходило в зависимости от литолого-структурных особенностей нижележащих пород третичного комплекса. В итоге здесь был сформирован эрозионно-денудационный и структурно-денудационный рельеф.

Иной характер имеет рельеф на участках поперечных прогибов, где сохранились от размыва слабо дислоцированные апшеронские и нижнечетвертичные отложения. Представленные преимущественно галечниками и конгломератами, они имеют важное рельефообразующее значение. Втянутые в плейстоценовое сводовое поднятие, они бронируют поверхность водораздельных равнин и плато, которые в основном и определяют морфологический облик этих участков.

Поверхности плато и слагающие их отложения в той или иной мере деформированы дифференцированными неотектоническими движениями. Изучение этих деформаций показало, что они отражают унаследованное развитие складчатых и разрывных нарушений, возникших до отложения верхнеплиоценового комплекса [Ибрагимов, 1962; Лиленберг, 1961]. С антиклинальными складками связано образование на поверхности плато отдельных возвышенностей с небольшим относительным превышением, а синклинальные прогибы проявляются в виде понижений, к которым обычно приурочены продольные балки и небольшие реки. Дизъюнктивные дислокации выражены в рельефе прямолинейными уступами и спрямленными участками долин.

Предгорья Южного Дагестана с юго-запада на северо-восток пересекают целый ряд более или менее крупных рек. Особенность гидрографической сети района, глубина эрозионного расчленения и морфология речных долин также находятся в тесной взаимосвязи с тектоническим строением. На развитие речной сети (как и рельефа в целом) большое влияние оказали поперечные структурные поднятия и прогибы. Участки воздымания осей складок имеют разветвленную гидросеть с отчетливыми чертами приспособления рек к литолого-структурным условиям доплиоценовых пород. В поперечные эпигенетические долины впадают многочисленные мелкие притоки и балки, заложившиеся по простиранию пластов в мягких глинистых породах сармата, чокрака и майкопа. Сами поперечные долины имеют четкообразное строение: они расширяются в зоне выходов глинистых пород и резко сужаются при пересечении хребтов и возвышенностей, сложенных крепкими песчаниками и известняками.

Иная картина наблюдается на участках поперечных прогибов, где получили развитие столовые возвышенности. Реки здесь текут в ящикообразных долинах, выработанных главным образом в отложениях верхнего плиоцена. Направление их совпадает с общим северо-восточным наклоном верхнеплиоценовых слоев. Реки почти не имеют крупных боковых притоков.

Кусарская наклонная равнина расположена на высотах от 250 до 2000 м и отвечает юго-западной части одноименного прогиба, ограниченного на севере Самурским разломом, а на юге — Сиазанским надвигом (разломом).

Кусарская наклонная равнина, постепенно втягивающаяся в поднятие Большого Кавказа, приобрела моноклиналиное строение. Ее западная часть, испытавшая наибольшее позднеплиоценово-раннеплейстоценовое поднятия, представляет собой возвышенное плато с высотами до 1900-2000 м. Оно отделено от прилегающей к нему морфоструктуры среднегорной и высокогорной Судурской зоны Шахдагского массива крутыми склонами и серией обрывов-уступов высотой от 800 до 1500-2000 м, обусловленными разрывными нарушениями (Казмакрызский надвиг).

На Кусарской наклонной равнине (на абсолютной высоте 300-1900 м) господствуют эрозионные, эрозионно-денудационные и гравитационные формы рельефа. Особенно широко развиты овражно-балочно-долинная сеть и оползни.

Морские террасы развиты лишь в юго-восточной части равнины на высотах 60, 150, 190 и 220-240 м. Поверхность морской террасы высотой 220-240 м постепенно повышается к горам до отметок 280-300 м и сливается с поверхностью равнины. Две первые террасы имеют раннеплейстоценовый, последние — среднеплейстоценовый возраст.

Долины рек Самура, Кудиалчая, Кусарчая, Гильгильчая, Вельвеличая и др. консеквентно пересекают Кусарскую наклонную равнину. При выходе из гор они имеют глубокие врезы (р. Самур — до 600-700 м), постепенно уменьшающиеся в направлении к Каспийскому морю. В том же направлении происходит заметное расширение долин рек. Долины южных рек (Вельвеличая, Чагаджукчая, Карачая, Ахчая и Кудиалчая) узкие, а отдельные участки их представляют собой ущелья. Террасы имеют прерывистое распространение, а многие их поверхности нарушены оползнями. В долинах этих рек наблюдаются высокие, средние и низкие террасы относительной высотой от 0,5-1 до 280-300 м. Вниз по течению рек они веерообразно расширяются и в приморской части погружаются под новейшие отложения.

Обширные междуречья Кусарской наклонной равнины представляют собой аккумулятивные поверхности позднеапшеронского возраста, моноклиналино наклоненные и имеющие ступенчатое строение.

В районе вершин Келаку, Большой и Малый Сувал выделяется ряд ступеней. Так, на поверхности Мало-Сувальской равнины имеются три ступени (500, 800 и 1100 м), Больше-Сувальской — пять (400-500, 600-700, 800-900, 1100-1200 и 1500-1900 м), Келаканской — четыре ступени (450-500, 700-800, 1000 и 1300-1500 м). Образование крупных ступеней на наклонной равнине обусловлено, видимо, перемещением отдельных ее участков по молодым разломам.

Кусарская наклонная равнина сложена флювиогляциальными и аллювиально-пролювиальными позднеапшеронскими континентальными галечниками. Наличие морен, указанных ранее в долинах рек А.Л. Рейнгардом [1932, 19366] и другими авторами, не подтвердилось более поздними исследованиями [Думитрашко, Будагов, 1958; Будагов, 1957, 1965, 1967; Лиленберг, 1962].

На Кусарской наклонной равнине широко развиты оползни, особенно на склонах в междуречье рек Вельвеличая, Кудиалчая, на Малом и Большом Сувале, в бассейнах рек Усучая, Тагирджалчая и др. Оползни приурочены обычно к склонам северной экспозиции, и интенсивность их проявления увеличивается с востока на запад, что связано с увеличением количества атмосферных осадков и площади выходов глинистых отложений. Интенсивности оползневых процессов способствуют движения вдоль Казмакрызского надвига.

Глинистый псевдокарст на Кусарской наклонной равнине встречается крайне редко. Он наблюдается лишь на бровках речных террас в долине р. Самура,

восточнее Юхары-Зейжурской ГЭС, на восточной оконечности Келакинской наклонной равнины.

Бедленд развит на склонах южной экспозиции, преимущественно в глинах акчагылта и апшерона.

В долинах рек в районе Малый и Большой Сувал, Келаку наблюдаются небольшие селевые выносы, преимущественно грязевые.

## БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

### *Общая характеристика*

Большой Кавказ представляет собой горную систему линейно-вытянутых с северо-запада на юго-восток хребтов с отчетливой асимметрией всей структуры, благодаря которой ее орографическая ось приближена к югу. Центральные высокогорные хребты отличаются сводово-глыбовым и глыбовым строением и эрозионно-структурным рельефом, а периферические среднегорные и низкорные хребты - эрозионно-денудационные. Характерны узкие грабен-синклинальные и грабенообразные внутригорные впадины, преимущественно со структурно-денудационным рельефом.

По особенностям и амплитудам новейших поднятий, глубине и интенсивности расчленения, литолого-стратиграфическим комплексам, развитию наземного вулканизма, современным и древним климатическим условиям, связанным с различной степенью оледенения, Большой Кавказ разделяется на ряд областей, соответствующих его поперечным сегментам. К ним относятся: Северо-Западный Кавказ, Западный и Центральный Кавказ, Восточный Кавказ, Юго-Восточный Кавказ, Апшероно-Кобыстанские низкогорья.

Северо-Западный Кавказ отличается среднегорным и низкогорным эрозионно-денудационным рельефом, выработанным в породах доггера, меловом и нижнепалеогеновом флише. Его узкий и крутой южный склон обрывается краевой зоной Черноморской впадины и опущен по продольным и диагональным разломам.

Западный и Центральный Кавказ характеризуются наибольшей высотой и наиболее сложным рельефом.

Осевые хребты (Водораздельный, Передовой и Боковой) сложены породами палеозойского фундамента - гранитоидами, кристаллическими сланцами, гнейсами, метаморфическими и осадочными складчатыми толщами. Рельеф этих хребтов интенсивно расчленен глубокими долинами, современными ледниками и древнеледниковыми формами. Локально развиты относительно небольшие по площади, но высокие вулканические нагорья.

Для северного, широкого склона характерны среднегорные и низкогорные куэстовые хребты и структурно-денудационные депрессии, а для южного, более узкого и расчлененного - высокогорные и среднегорные блоковые и моноклиналильные хребты, нередко бронированные карбонатными породами. Высокогорная область Восточного Кавказа сложена ранне- и среднеюрскими песчаниками и сланцами в связи с погружением к востоку палеозойского фундамента. К зоне Транскавказского поднятия приурочены вулканические конусы [Казбек и др.], лавовые потоки и небольшое Кельское вулканическое нагорье. Полоса моноклиналильных хребтов северного склона характеризуется складчатыми и надвиговыми деформациями и замещается к юго-востоку обширной зоной среднегорного, преимущественно обращенного рельефа Известнякового Дагестана с коробчатыми складками, бронированными карбонатными породами. Южный склон очень узкий, сложен флишевыми толщами верхней юры и мела, с резко расчлененным эрозионно-денудационным рельефом.

Формы современного и древнего оледенения в осевой зоне Восточного Кавказа выражены менее отчетливо, чем на Западном и Центральном Кавказе, в связи с прогрессирующей к востоку континентальностью климата. Преобладают глубокие долины и ущелья, многочисленные осыпи, нередко селевые потоки.

Для Юго-Восточного Кавказа характерны новейшие поднятия и опускания большой амплитуды, с которыми связано значительное разнообразие его рельефа, начиная от высокогорного Водораздельного хребта и синклиналиных плато Бокового хребта (со следами древнего оледенения) до среднегорных и низкогорных периферических хребтов с отчетливо выраженными аридноденудационными формами рельефа. Абсолютные высоты Бокового хребта несколько превышают высоты Водораздельного, что связано, вероятно, с его сравнительной молодостью и перемещением Главного водораздела на структуры южного склона. Юго-восточная часть Бокового хребта (Тенгинско-Бешбармакский хребет) перемещена к северу Самурским разломом. Дифференцированные движения создали на склоне Юго-Восточного Кавказа ряд блоковых и моноклинальных хребтов и грабенообразных и грабен-синклиналиных котловин. Благодаря виргации складок на востоке территории речная сеть в этом районе имеет в плане радиальный рисунок.

Апшероно-Кобыстанские низкогорья сложены терригенными толщами палеогена, неогена и плейстоцена, смятыми в брахиморфные складки. Для них характерны как прямые, так и обращенные формы рельефа (синклиналиные плато, антиклиналиные котловины), а также аккумулятивные и абразионные морские террасы. Широко распространены грязевые вулканы, максимально распространенные на Кавказе в этом районе. Благодаря аридному климату поверхностный сток слабо развит, но имеются хорошо морфологически выраженные древние долины.

#### СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

Северо-Западный Кавказ в тектоническом отношении соответствует зоне погружения мегантиклинория Большого Кавказа. Существенной морфоструктурной особенностью Северо-Западного Кавказа служит отсутствие палеозойских тектонических структур, играющих важную роль в строении рельефа более восточных территорий, а также современных ледников и следов древнего оледенения.

Геоморфологические границы Северо-Западного Кавказа совпадают с линиями крупных тектонических нарушений. Анапский поперечный разлом отделяет его от Керченско-Таманской области, Пшехско-Адлерская зона поперечных разломов — от горных сооружений западной части Центрального Кавказа, Черноморский разлом — от впадины Черного моря. От Закубанской наклонной равнины он отделяется крупной флексурой.

Серией поперечных разломов Северо-Западный Кавказ отчетливо разделяется на несколько отрезков, отличающихся один от другого характером морфоструктур, средними высотами водоразделов и особенностями речных долин. В.Е. Хайным и В.М. Муратовым [1962] были выделены три основные поперечные орографические ступени — Новороссийская, Афи́ско-Дефановская и Гойтхская.

На крайнем западе Новороссийской ступени, вблизи Анапы, горы Северо-Западного Кавказа начинаются узкими цепочками невысоких холмов, относящимися к Маркотхскому и Коцехурскому хребтам. На восточной окраине ступени средние высоты водоразделов достигают 550–600 м. Новороссийская ступень характеризуется типичным низкогорным рельефом. Низкогорные гряды чередуются с обширными продольными литоскульптурными депрессиями, где преобладают пологие эрозионно-денудационные склоны типа гласисов, постепенно опускающиеся к северному днищу. Речные долины обычно широки и хорошо разработаны, но в большинстве случаев полностью лишены террас.

Афи́ско-Дефановская ступень отделяется от Новороссийской Геленджикским разломом. Она имеет преимущественно низкогорный рельеф с обширными литоскульптурными депрессиями; лишь на востоке появляются небольшие участки среднегорий. Высота водоразделов повышается до 800–900 м, увеличивается ширина горного сооружения. В речных долинах появляется сложный комплекс террас.

Гойтхская ступень отделена от предыдущей Туапсинским поперечным разломом. Для нее характерен среднегорный рельеф с высотами водоразделов до 1200–1400 м. В пределах ступени происходит дальнейшее расширение горной области со сложнопостроенной системой дробно ветвящихся хребтов. Литоскульптурные депрессии сужаются и играют в рельефе второстепенную роль. Наряду с меловыми отложениями, преобладающими в двух западных ступенях, в осевой зоне Гойтхской ступени значительно распространены породы юрского возраста, что приводит к усложнению рельефа.

В противоположность разрывным нарушениям складчатые структуры играют на Северо-Западном Кавказе преимущественно пассивную роль. Им соответствует план расположения структурно-литологических комплексов, определяющих характер рельефа. Наиболее высокие участки приурочены к выходам устойчивых пород, а депрессии связаны с легко размываемыми толщами [Муратов, 1960]. К наиболее устойчивым породам относятся массивные рифовые верхнеюрские известняки. Ими сложены небольшие массивы, доминирующие в рельефе на крайнем востоке области.

К литологическим комплексам средней устойчивости принадлежат все породы мезозойского возраста (за исключением песчано-глинистых нижнемеловых отложений), занимающие большую часть территории. На фоне легко размываемых отложений они образуют возвышенности, а в окружении устойчивых карбонатных пород слагают пониженные участки.

Нижне-среднеюрские глинистые сланцы и аргиллиты с горизонтами устойчивых вулканогенных пород распространены в осевой части Гойтхской ступени. В сланцах выработан неглубоко расчлененный рельеф с пологими склонами. С ним резко контрастируют причудливые остроугольные массивы и отдельные вершины, сложенные вулканогенными породами (горы Индюк, Шесси, Собор-Скала и др.). С выходами нижнемеловых отложений связаны внутригорные эрозионно-литоскульптурные котловины и депрессии. К палеогеновым отложениям приурочены расширения приморской равнины около Сочи и Туапсе.

В связи с увеличением амплитуд новейших поднятий к юго-востоку и к осевой зоне Большого Кавказа план расположения литологических комплексов обладает строго закономерным строением. Периклинально погружаясь к северо-западу, они последовательно сменяют друг друга, поэтому в периферических частях горного сооружения Северо-Западного Кавказа появляются все более и более молодые отложения.

Литологические комплексы разной устойчивости определяют возникновение прямого или инверсионного рельефа. Если устойчивыми являются наиболее древние породы, то они приурочены к ядрам антиклиналей, где возникает прямой рельеф. Примером такого рельефа служат Гойтхский антиклинорий, непосредственно выраженный в рельефе в виде главного водораздельного хребта. Самые молодые, устойчивые породы располагаются в осевых частях синклиналей; поэтому здесь возникает инверсионный, обращенный рельеф (горы Неueb, Большой и Малый Псеашко). В случае распространения устойчивых комплексов на крыльях структур возникают промежуточные варианты морфоструктурных соотношений, отвечающие различным типам смещенного рельефа.

На Северо-Западном Кавказе весьма отчетливо развиты поверхности выравнивания. В пределах Гойтхской ступени выделяются четыре основные поверхности выравнивания. Верхний водораздельный уровень (Грачевская поверхность) развит в осевой части Гойтхского антиклинория на высотах 1250–1400 м. Следующий уровень поверхностей выравнивания в восточной части ступени имеет внутридолинный характер, а к западу выходит на водоразделы второго порядка. На южном склоне высоты этого уровня достигают 1000 м (Бекишейская поверхность), а на северном – 800 м (Семашкинская поверхность). Два нижних уровня выравнивания распространены преимущественно на склонах речных долин. Верхний из них поднимается на южном склоне до 650 м (Пшенаская поверхность), а на северном достигает 550 м (Пишишская поверхность). Высота нижнего на южном склоне – 450 м (Туапсинская поверхность) на северном – 300 м (Елизаветинская поверхность). Эти поверх-

ности можно рассматривать как древние речные террасы, расширенные процессами последующей эрозии и денудации.

В Афиписко-Дефановской и Новороссийской ступенях число поверхностей выравнивания сокращается до трех. Наиболее древняя из них лучше всего выражена на водоразделах Коцекурского хребта. В пределах Афиписко-Дефановской ступени высота поверхности составляет 650-850 м; к западу она снижается до 650-450 м. Следующий уровень выравнивания в Афиписко-Дефановской ступени развит на высотах 450-550 м на плоских вершинах и выположенных гребнях второстепенных хребтов. Значительно полнее он представлен в Новороссийской ступени, где ему отвечают обширные поверхности низких предгорий. Высоты в восточной части ступени составляют 400-440 м, а к западу снижаются до 220-200 м. Нижний уровень поверхностей выравнивания в обеих ступенях распространен на высотах 200-300 м. На южном склоне он выражен преимущественно одновысотными перегибами склонов, а на северном - узкой полосой предгорной равнины. Местами здесь сохранились остатки покрова позднеплиоценовых красноцветных отложений. На обоих склонах Северо-Западного Кавказа отмечается одинаковое количество поверхностей выравнивания, что свидетельствует об общности основных этапов развития рельефа.

Извилистый рисунок границ между поверхностями несомненно свидетельствует об их эрозионном происхождении. Обусловленные дизъюнктивными нарушениями границы между поверхностями выравнивания встречаются только на отдельных участках и имеют небольшое протяжение. Исключением являются региональные поперечные разломы, разделяющие высотные ступени Северо-Западного Кавказа. С этими крупными поперечными разломами связано выклинивание верхней поверхности с запада на восток и скачкообразное изменение высот отдельных поверхностей.

Анализ данных о высотах поверхностей выравнивания различных ступеней показывает разные амплитуды блоковых перемещений: чем моложе уровень, тем меньшие по амплитуде перемещения он испытывает. Для каждой ступени отмечается наклон поверхностей к западу. Чем моложе поверхность, тем меньше угол ее наклона.

Очень сложной и еще недостаточно разработанной представляется проблема возраста поверхностей выравнивания. Вполне определенно устанавливается возраст лишь двух нижних поверхностей. На основании корреляции нижней поверхности выравнивания с рыхлыми толщами Закубанской равнины можно считать доказанным ее позднеплиоценовый возраст [Хаин, Муратов, 1962]. На южном склоне аналогами этой поверхности служат морские позднеплиоценовые абразионные уровни. Для следующей снизу поверхности установлен раннеплиоценовый возраст [Хаин, Муратов, 1962]. Менее ясен возраст остальных поверхностей. Можно предполагать на основании косвенных сопоставлений, что третья поверхность формировалась в течение сармата - мэотиса, а возраст четвертой следует датировать олигоцен-миоценом<sup>1</sup>. Не исключена возможность, что самая древняя поверхность начала формироваться еще раньше - может быть, в самом конце позднего мела.

В речных долинах обоих склонов Северо-Западного Кавказа устанавливается одинаковый пятичленный комплекс плейстоценовых террас. Кроме того, известны по крайней мере две более высокие, по-видимому плиоценовые, террасы. Общее количество речных террас в долинах северного и южного склонов Северо-Западного Кавказа и их высоты довольно близки. Причиной подобной согласованности, видимо, следует считать единый ритм климатических изменений в плейстоцене и голоцене.

В распространении террас на северном и южном склонах наблюдаются некоторые различия. В долинах рек северного склона выделяются три участка -

<sup>1</sup> По представлениям С.И. Дотдеева [19756], вследствие глубоко денудационного среза здесь не могли сохраниться доверхнемиоценовые поверхности выравнивания.

горный, предгорный и равнинный. В горных участках развиты только низкие эрозионные и цокольно-эрозионные террасы. В предгорных участках происходит постепенное сближение высот террас. Однако высокие террасы не погружаются под уровни более низких, образуя так называемые ножницы, а последовательно обрываются в сторону Кубани эрозионными уступами. Подобное строение террас отражает втягивание Закубанской равнины в общее сводово-глыбовое неотектоническое воздымание Большого Кавказа. Реки южного склона характеризуются двучленным строением долин. Здесь выделяются горные и предгорные (или приморские) участки, в образовании которых принимали участие морские ингрессии; равнинные участки здесь отсутствуют. Это различие отражает структурную асимметрию горного сооружения Большого Кавказа и связано с тем, что его южный склон оборван Черноморским разломом.

Разные по возрасту террасы различаются по морфологии. Повсеместно очень хорошо выражена третья терраса (шириной до 1 км) в крупных долинах северного склона; она перекрывается наиболее мощным чехлом склоновых отложений. Вторая терраса, напротив, развита плохо, в виде небольших разрозненных фрагментов. Характерный признак четвертой и пятой террас — перекрывающий их шлейф красно-бурых отложений, свидетельствующий о том, что во времена среднего и раннего плейстоцена климат был значительно теплее современного.

На Северо-Западном Кавказе установлено семь морских террас, датированных фаунистически как куюльническая, чаудинская, древнеэвксинская, узунларская, карангатская, сурожская, древнечерноморская [Островский, 1968]. Не исключена возможность, что в результате дальнейших исследований здесь удастся выделить и новые террасовые уровни. В последнее время при массовом бурении в речных долинах были получены интересные данные о позднплейстоценовых и голоценовых регрессиях [Островский, 1966а]. Низовья всех рек Кавказского побережья на протяжении нескольких километров от устья заполнены аллювиальными отложениями аномальной мощности. Мощность аллювия значительно колеблется в зависимости от водности реки и уменьшается в долинах малых рек.

Западнее Геленджика мощность аллювия составляет 15–20 м, между Геленджиком и Туапсе — 45–50 м, восточнее Туапсинского разлома — 55–75 м. Таким образом, распределение мощностей аллювия в переуглубленных участках долин отражает сложную картину сочетания общего эвстатического изменения уровня Черного моря с проявлением местных дифференцированных тектонических движений.

Большинство морских террас имеют свои аналоги в речных долинах. Расхождения в высотах морских и речных террас незначительны и, по-видимому, связаны с неточностью определения высот тыловых швов. Отсутствие в речных долинах аналога древнеэвксинской террасы, объясняется, очевидно, недостаточной детальностью исследований.

История формирования рельефа Северо-Западного Кавказа началась лишь в кайнозое. Начало развития его рельефа (не позднее эоцена — олигоцена) совпадает с возникновением суши [Хаин, Муратов, 1962]. Вполне вероятно, что в это время суша неоднократно заливалась морем.

В раннем плиоцене повсеместно усиливается темп восходящих движений. Для большей части территории его можно считать основным этапом рельефообразования. На северном склоне на протяжении этого этапа происходит постепенное расширение области поднятий, отступление водного бассейна из Закубанской равнины и удлинение рек, образующих конусы выноса, слившиеся в аллювиально-пролювиальную равнину. На этом этапе происходит формирование двух нижних уровней выравнивания, располагающихся по периферии поднимающегося горного сооружения и связанных с одним ритмом неотектонических движений всего региона.

Последний этап формирования рельефа начался в самом конце плиоцена — начале плейстоцена. Судя по характеру коррелятных отложений, на этом этапе продолжается усиление темпа неотектонических поднятий, так как состав

четвертичных аллювиальных и пролювиальных образований значительно грубее, чем состав более древних отложений. Вблизи сейсмоактивных разломов здесь установлены многочисленные палеосейсмогенные дислокации и палеосейсмогравитационные проявления позднеплейстоцен-голоценового возраста [Островский, 1970]. Вместе с тем суммарные амплитуды неотектонических поднятий сравнительно невелики — не более первых сотен метров, что объясняется сравнительно небольшой длительностью этого этапа, а также умеренной интенсивностью тектонических движений.

## ЗАПАДНЫЙ И ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ

### *Общая характеристика*

Западный и Центральный Кавказ расположены между меридианом горы Фишт на западе и долиной р. Ардона на востоке. Осевое положение занимает Водораздельный (или Главный Кавказский) хребет. К северу от него между истоками рек Кубани и Уруха расположен ряд отдельных горных массивов Бокового (Суганского) хребта с гигантскими вершинами Дыхтау, Коштантау и вулканическим конусом Эльбруса. Между реками Баксаном и Белой тянется цепь высокогорного Передового хребта. Севернее протягиваются Северо-Юрская депрессия и прилегающие к ней хребты Северо-Кавказской моноклинали. Блоковые структуры осевой зоны Западного и Центрального Кавказа имеют прямое отражение в современном рельефе в виде хребтов и разделяющих их продольных межгорных депрессий, в которых заложены продольные отрезки долин главных рек и их притоков.

С молодыми неотектоническими (или омоложенными древними) разломами связано проникновение кайнозойских эффузивов, образующих нагорья (Эльбрус и Верхнечегемское) на северном склоне Центрального Кавказа.

На южном склоне Западного и Центрального Кавказа приподнятым блокам соответствуют в рельефе субширотные хребты — Сванетский, Гагринский, Бзыбский, Кодорский, Рачинский и др. В относительно опущенных участках находятся продольные котловины в верховьях рек и их притоков.

В зависимости от особенностей рельефа и характера морфоструктур Западный и Центральный Кавказ разделяются на следующие подобласти: Кубанскую и Приэльбрусскую на северном склоне, Водораздельный и Передовой хребты и южный склон.

### **Прикубанские моноклиальные хребты и депрессии**

Кубанская подобласть занимает западную часть Северо-Кавказской моноклинали между реками Белой и Кубанью. На юге на высотах 800–1200 м она начинается широкой (до 15–20 км) полосой относительно пониженного рельефа Северо-Юрской депрессии. На севере сильно размытые гряды неогеновой куэсты примыкают к Восточно-Кубанской наклонной равнине. Северо-Юрскую депрессию слагают моноклиально залегающие глинистые сланцы и песчаники нижней и средней юры. Легко поддающиеся размыву сланцы способствуют развитию мягкого, холмистого рельефа. Песчаники и известняки средней юры местами образуют резкие формы рельефа столовых вершин и обрывистых склонов, но их отметки не превышают уровня поверхности междуречий, которая расчленена поперечными широко разработанными террасированными долинами главных рек.

Скалистый хребет бронирован карбонатными породами верхней юры, моноклиально падающими на северо-северо-восток под углом от 5–7 до 11–12°. Нижнемеловые песчаники, мергели, мергелистые известняки и глины образуют депрессию между Скалистым хребтом и Пастбищным, который сложен верхнемеловыми тонкослоистыми известняками. Северо-западнее р. Урупа в связи с сокращением мощности известняков и переходом их в мер-

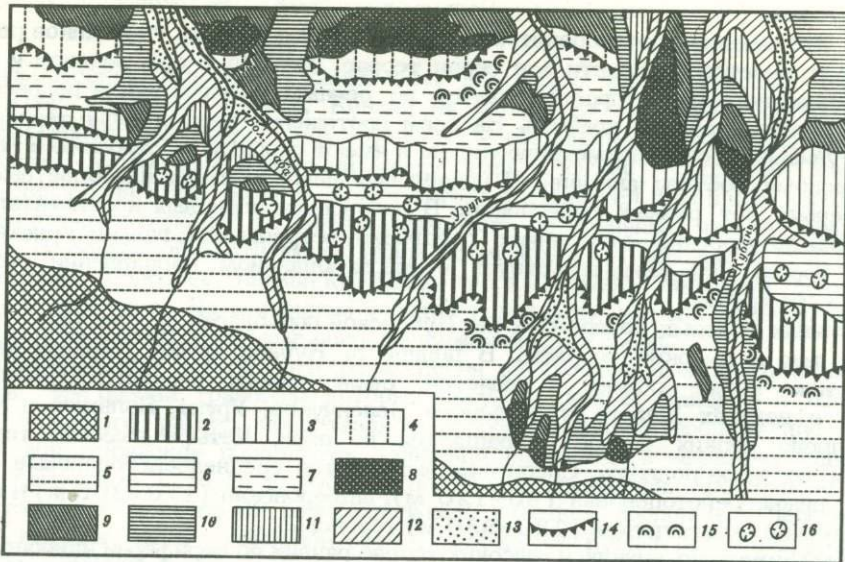


Рис. 7. Геоморфологическая схема куэст Северного Кавказа. Составил И.Н. Сафронов

1 - высокогорные горст-антиклинальные хребты (Передовой хребет). Среднегорные и низкогорные структурно-денудационные моноклиналиные куэстовые хребты: 2 - верхнеюрская куэста; 3 - верхнемеловая куэста; 4 - неогеновая куэста; 5 - структурно-денудационная межгорная депрессия; 6, 7 - эрозионно-денудационные межкуэстовые депрессии. Речные террасы: 8, 9 - верхнеплиоценовые; 10 - нижнеплейстоценовая; 11 - среднеплейстоценовая; 12 - верхнеплейстоценовые. Отдельные формы рельефа: 14 - денудационные уступы куэст; 15 - оползни; 16 - карстовые воронки

гелистые фации, Пастбищный хребет постепенно понижается и приобретает более мягкие формы.

Палеогеновые и неогеновые отложения занимают широкую полосу предгорий северного склона до границы с Восточно-Кубанской наклонной равниной. Над ее поверхностью возвышаются гряды наиболее северной неогеновой куэсты, сложенной среднемиоценовыми (чокракскими) песчаниками, известняками и конгломератами, их северные склоны расчленены глубокими балками (рис. 7).

Обрывистые южные склоны куэстовых хребтов осложнены уступами и сопровождаются крупными обвалами и осыпями; в нижних частях склонов развиты оползни. Для северных склонов Скалистого и Пастбищного хребтов характерно широкое развитие карстовых форм рельефа в карбонатных породах (карров, воронок, котловин, нищ, пещер и др.). Поперечные долины главных рек, глубиной до 700-900 м, образующие каньоны в куэстовых хребтах, сужены. На их склонах находятся структурные уступы, фрагменты позднеплиоценовых уровней и плейстоценовых террас.

Междукуэстовые литоскульптурные депрессии (узкая нижнемеловая и более широкая палеогеновая) также расчленены широкими долинами главных рек с хорошо выраженными террасами и балками.

Сочетание новейшего поднятия моноклинали и продольных структурно-литологических зон обусловило развитие колчатообразного рисунка речной сети, подчеркнутого поперечным (субмеридиональным) направлением главных рек и продольным (субширотным) направлением их притоков, широко разработанных в депрессиях, где долины сильно расширены и террасированы. Морфология речных долин в депрессиях послужила основанием относить продольные долины к древней широтной речной сети, впоследствии перехваченной меридиональ-

ными руслами [Кузнецов, 1950; Великовская, 1958; Великовская, Израилев, 1960]. Это мнение противоречит распространению и составу галечников речных террас. В куэстовой области вся серия террас, начиная с современной и кончая позднеплиоценовой, прослеживается по речным долинам как в депрессиях, так и в местах прорыва хребтов. На всем протяжении речных долин террасы не только увязываются гипсометрически, но и имеют сходный по строению и петрографическому составу аллювий. В продольных депрессиях на наиболее высоких междуречьях нет речных галечников. В допозднеплиоценовых континентальных и прибрежно-морских отложениях предгорий встречаются гальки кристаллических пород, что свидетельствует о меридиональном направлении стока с Кавказского хребта.

В долинах главных поперечных рек Кубанской подобласти прослеживаются как низкие, так и высокие террасы. В долине р. Кубани между Карачаевском и Черкесском кроме поймы выделяется семь низких верхнеплейстоценовых террас; в долинах Малого и Большого Зеленчуков, Урупа, Большой и Малой Лабы число низких террас сокращается до пяти. Четыре высокие террасы развиты во всех долинах. Среди них выделяются среднеплейстоценовые (35-45 м), нижнеплейстоценовая (90-120 м), апшеронская (170-200 м) и предположительно акчагальская (280-350 м) террасы.

Полный комплекс низких и высоких террас развит по периферии наиболее молодых куэст, на границе с Восточно-Кубанской наклонной равниной, в межкуэстовых депрессиях и в Северо-Юрской депрессии. Кроме первой, аккумулятивной террасы, все остальные террасы цокольные. Только в Северо-Юрской депрессии почти по всем рекам аккумулятивной является и вторая терраса. Плейстоценовые террасы - внутридолинные; лишь нижнеплейстоценовая терраса в молодой наложенной Зеленчукской впадине [Милановский, 1968б] образует наиболее низкие плоские междуречья рек Кубани, Малого и Большого Зеленчуков.

Высокие террасы развиты во всех речных долинах. Среди них выделяются среднеплейстоценовая (35-45 м), нижнеплейстоценовая (90-120 м), апшеронская (170-200 м) и предположительно акчагальская (250-350 м), которые, по данным А.В. Кожевникова (1962) и С.И. Дотдueva (1975а), местами сопровождаются дополнительными уровнями. Гребни и бронированные известняками поверхности северных склонов Скалистого и Пастбищного хребтов не приурочены к определенному уровню рельефа, как это считают некоторые авторы [Лебедева, 1956; Дотдув, 1975а], но представляют собой структурные образования, отпрепарированные денудацией в позднеплейстоценовое время.

Выравнивание Северо-Юрской депрессии происходило как путем снижения водоразделов в процессе их эрозионного расчленения, так и путем параллельного отступления к северу южного эскарпа Скалистого хребта с образованием педимента у его подножия. В результате этого процесса оказались подрезанными верховья некоторых рек, истоки которых находились в Северо-Юрской депрессии или на Скалистом хребте; следы их сохранились на его гребне в виде висячих эрозионных седловин.

На крутых, местами отвесных южных склонах Скалистого и Пастбищного хребтов проявляются мощные гравитационные процессы. Многочисленные тектонические трещины в верхнеюрских и верхнемеловых известняках, расширенные благодаря прибортовым отседаниям, являются причиной образования крупных обвалов и осыпей. У подножия хребтов наряду со свежими срывами глыб известняков и крупнообломочных осыпей наблюдаются древние, ныне разрушающиеся или закрепленные растительностью обвалы и шлейфы осыпей. Гравитационные процессы проявились наиболее интенсивно во время позднеплиоценовых и плейстоценовых оледенений, когда перигляциальная зона охватывала обширные области Кавказа.

В зонах развития нижнеюрских сланцев (Северо-Юрская депрессия у южного подножия Скалистого хребта), альбских глин (южный склон Пастбищного хребта) и глинистых пород палеогена широко распространены оползни, образующие характерный мелкобугристый рельеф на склонах долин и куэст.

## Приэльбрусские моноклиальные хребты и депрессии

Приэльбрусская подобласть охватывает восточную часть северного склона Центрального Кавказа — от р. Кубани на западе до р. Ардона на востоке. На севере тянется несколько асимметричных моноклиальных куэстовых хребтов и продольных эрозионных депрессий между ними, а южнее — обширная Северо-Юрская депрессия. Эти зоны в Приэльбрусье отличаются большими абсолютными высотами и большей глубиной эрозионного расчленения, чем на Западном Кавказе. В восточной части моноклинали более крутая и осложнена складками и разрывами. Наиболее низкая куэстовая гряда сложена породами верхнего миоцена и плиоцена. На восточном участке подобласти широко развиты позднеплиоценовые и плейстоценовые покровы вулканических пород.

По особенностям поперечного расчленения моноклиальных хребтов можно выделить три района, границами которых служат долины Баксана и Черека. Рельеф западного района представляет непосредственное продолжение продольных зон Кубанской подобласти. Особенно четко здесь выражена Северо-Юрская депрессия, которая к востоку постепенно сужается. Абсолютные высоты куэстовых хребтов и водораздельных участков продольных депрессий, а также глубина вреза эрозионной сети к востоку от Кубани резко возрастают. Неогеновые куэсты в этом районе отсутствуют. В его южной части появляются отдельные формы вулканического и ледникового происхождения.

В среднем районе мезокайнозойский комплекс более сложно деформирован. Северо-Юрская депрессия крайне сужается и слабо выражена; в северной части района, на границе с Кабардинской наклонной равниной, появляются неогеновые гряды. В бассейнах Баксана и Чегема куэстовый рельеф замаскирован мощными позднеплиоценовыми вулканическими покровами, слагающими ряд сильно расчлененных останцовых плато. В восточном районе все три куэстовые гряды достигают максимальных абсолютных высот и еще более сужаются и сближаются.

Северо-Юрская депрессия в Приэльбрусской подобласти представляет собой высокое денудационное плато с пологохолмистым рельефом, выработанным в легко размываемых песчано-глинистых породах нижней и средней юры. Наибольшей шириной и слабым расчленением отличается междуречье Малки и Кубани — Бечасынское плато. Поверхность его почти горизонтальна или очень слабо наклонена к северу и срезает по острым углом пологомоноклиальную структуру юрских отложений, образуя в песчаниках площадки, небольшие куэсты и карнизы на склонах долин и оврагов. В северо-западной части Бечасынского плато на склонах долин Кубани, Мары, Подкумка, Эшкакона эрозией отпрепарированы причудливые формы нижнеюрских субвулканических тел. Поверхность плато выработана эрозионно-денудационными процессами в результате врезания крупных древних поперечных консеквентных рек, а также постепенного параллельного отступления Скалистого хребта. Этот процесс имел важное значение для формирования поверхностей Северо-Юрской депрессии, представляющих собой сложный педимент. Сохранились реликты древних поверхностей выравнивания с остатками средне- и позднеплиоценовых аллювиальных и вулканических образований, а также плиоценовых ледниковых отложений. Пологохолмистая, местами террасированная поверхность плато впоследствии была расчленена глубокими (800–1200 м) долинами главных транзитных рек с крутыми нижними частями склонов, особенно долин, врезанных в метаморфические породы протерозоя-нижнего палеозоя и палеозойские граниты. На междуречье Малки и Баксана в южной, приподнятой до 3000–3500 м части Северо-Юрской депрессии, на хр. Шаукамны-сырт обнажается древний метаморфический субстрат. На склонах северной экспозиции здесь имеются современные снежники и солифлюкционные формы.

Скалистый куэстовый хребет рассечен каньонами поперечных рек на ряд разобщенных массивов, особенно к западу от Баксана, где хребет очень широк и разделен на ряд далеко выдающихся к югу полуостанцов (горы Бер-

мамьт, Кинжал, Инал и др.). К востоку от р. Баксана по мере падения слоев куэста становится более узкой и крутой. Поперечные долины превращаются в каньонообразные ущелья со ступенчатыми, а ниже — отвесными склонами шириной у дниц до нескольких десятков метров (на Чегеме до 10–20 м). Нижняя, относительно пологая (20–35°) часть уступа Скалистого хребта обычно покрыта обвальными-осыпными и оползневными шлейфами из глыб и обломков верхнеюрских известняков нескольких генераций. Особенно мощные гравитационные и оползневые накопления располагаются у входа сквозных долин в зону Скалистого хребта и отвечают эпохам плейстоценовых оледенений, во время которых перед фронтом Скалистого хребта во многих долинах создавались высокие (до 200–250 м) естественные плотины, а выше их — глубокие приледниковые озера.

Гребневую зону Скалистого хребта местами пересекают сравнительно неглубокие древние висячие долины, на днищах которых уцелели остатки позднеплиоценового аллювия, свидетельствующие о перестройке древней речной сети. Между Баксаном и Черком Безингийским на северном склоне Скалистого хребта сохранились останцы верхнеплиоценовых (акчагальских) вулканических покровов и морен позднеплиоценового (апшеронского) оледенения, а также кары и морены четвертичных оледенений<sup>1</sup>.

На известняковых и гипсоносных породах, слагающих пологий северный склон Скалистого хребта, развиты формы карстового рельефа (карры, колодцы, воронки, пещеры, карстовые озера и др.):

Продольная депрессия между куэстами Скалистого и Мелового хребтов характеризуется структурно-денудационным рельефом. Поверхность ее сложена терригенными породами нижнего мела, в которых выработано несколько миниатюрных куэстовых гряд. Главные поперечные долины в депрессии расширяются, и в них появляется серия докольных четвертичных террас. Меловая куэста в западной части представляет более или менее монолитный Пастбищный хребет; восточнее она выражена менее четко и разделена многочисленными поперечными долинами на ряд коротких сегментов.

Восточнее р. Баксана расположена предгорная куэстовая гряда, сложенная ракушниками и песчаниками сармата, а также мзотис-понтическими и позднеплиоценовыми конгломератами, которые образуют резкий обрывистый уступ и бронируют ее пологий северный склон. К юго-востоку от г. Налчика и западнее г. Алагира неогеновая куэста образует изгибы, связанные с разломами. В бассейнах Баксана и Чегема, от Скалистого хребта до Кабардинской наклонной равнины, сохранились реликты мощного (до 300–400 м) покрова раннеакчагальских игнимбритов, которые перекрыли уже существовавший в то время расчлененный куэстовый рельеф, образовав обширное вулканическое плато. Впоследствии оно было разрезано глубокими долинами на ряд останцов с крутыми, местами почти отвесными склонами. В результате поднятия Большого Кавказа вулканическое плато полого (до 5°) наклонено к северо-востоку и погружается под плейстоценовые террасы. Между с. Заюковым и пос. Баксаном в долину р. Баксача, откопанную после главной (раннеакчагальской?) фазы игнимбритовых извержений, вложена более молодая слоистая туфогенно-обломочная апшеронская толща, перекрытая аллювием нижнеплейстоценовой террасы.

В долинах Баксана, Гунделена, Чегема и других рек имеется несколько небольших туфоигнимбритовых позднеплиоценовых покровов, расчлененных эрозией.

Южнее, на междуречье Чегема и Черка Безингийского, на поверхности Скалистого хребта сохранились остатки сильно разрушенных среднеплиоценовых (?) андезито-базальтовых стратовулканов (горы Сурх и Карандух) и их лавовых потоков, более древних, чем покров игнимбритов.

К северо-западу от долины р. Баксана формы насаженного вулканического рельефа играют незначительную роль и сохранились в виде позднеплиоценовых

<sup>1</sup> По представлениям С.И. Дотдueva [1975а], морен здесь нет.

и плейстоценовых лавовых потоков в долинах рек Тызыла, Худеса и Малки, где длина лавового языка доходит до 25 км.

Для гидросети Приэльбрусской подобласти характерны многочисленные поперечные консеквентные долины. Некоторые из них, несомненно, заложены по зонам крупных поперечных тектонических нарушений (Кубань, Малка, Чегем, Черек Безингийский и др.). Отдельные отрезки крупных долин и их притоков имеют диагональное или даже продольное направление (субсеквентные долины), что придает им коленчатую форму. Сток на запад и на восток по продольным долинам (или продольным отрезкам) связан с Транскавказским поперечным поднятием. Широтное колено долины р. Череха, Безингийского обусловлено новейшими надразломными деформациями мезозойского чехла, а широтное колено р. Ардона — с препарировкой складчато-разрывных продольных структур палеозойского фундамента и юры.

В долинах крупных рек имеются фрагменты высоких цокольных раннеплейстоценовых и среднеплейстоценовых террас, а в большинстве долин прослеживается серия низких позднеплиоценовых террас. Относительные высоты всех террас, особенно средне- и раннеплейстоценовых, сильно изменяются: возрастают вверх по течению рек, уменьшаются к их выходу из гор и погружаются под уровень позднечетвертичных аккумулятивных террас Кабардинской и Осетинской наклонных предгорных равнин. В отдельных долинах, например между Черekom и Урухом, наблюдаются местные резкие деформации террас и одновременно изменение состава их аккумулятивного покрова, вызванные локальными неотектоническими движениями. С ними были связаны, по-видимому, и изменения речной сети в долинах рек Лескена и Хазнидона. По составу аллювия террас р. Лескена и остатку ее древнего русла можно предполагать, что в раннем, среднем и позднем плейстоцене р. Лескен принадлежала к бассейну р. пра-Хазнидона, которая была перехвачена левым притоком Уруха и превратилась в современную р. Лескен. В долинах рек Хазнидона и Уруха имеются следы грандиозного селевого потока, оставившего на своем пути (свыше 50 км) хаотические нагромождения угловатых глыб верхнеюрских известняков размером до 5–8 м, выступающие из-под поверхности поздневерхнеплейстоценовых террас. Причиной селя явился, по-видимому, прорыв обвально-оползневой запруды, возникшей к югу от входа р. Хазнидона в каньон в Скалистом хребте, и внезапный спуск приледникового озера выше этого завала.

Ледниковые процессы играли существенную роль в моделировке рельефа лишь в самой южной части Приэльбрусской подобласти. Морены верхнеплиоценового (апшеронского) оледенения сравнительно хорошо сохранились лишь вдоль Северо-Юрской депрессии, на междуречье Чегема и Череха Безингийского. На склонах долин Кубани, Баксана, Чегема, Черекон имеются разрозненные остатки размытых ранне- и среднеплейстоценовых морен, а также реликты одновозрастных троговых днищ. Позднеплейстоценовые ледники достигали в первую максимальную фазу оледенения южного края Скалистого хребта, а в долину рек Череха Безингийского и Череха, возможно, проникали через ущелье в Скалистом хребте. Сохранившиеся у с. Советского (Кашкатау) мощные грубообломочные валунные накопления, возможно, представляют собой остатки конечно-моренного вала, хотя не исключен и их селевой генезис.

### Водораздельный и Передовой хребты

Водораздельный Кавказский и Передовой высокогорные хребты составляют осевую, наиболее приподнятую часть Центрального Кавказа. Водораздельный хребет расчленен многочисленными поперечными долинами и представляет собой систему кулисообразно расположенных горных хребтов. Он состоит из нескольких горст-антиклинорий второго порядка, между которыми заняты небольшие полосы нижнеюрских сланцев, местами синклинального строения. От Передового хребта Водораздельный хребет отделяется Архизо-

Загеданской продольной грабен-синклинальной депрессией, сложенной нижнеюрскими глинистыми сланцами и ограниченной продольными разломами.

Горст-антиклинории Водораздельного и Бокового (Суганского) хребтов образованы главным образом гранитоидами. В бассейне Уруха они погружаются под нижнеюрские отложения; восточнее, по рекам Ардону и Фиагдону, древние палеозойские граниты выступают лишь в ядрах брахиантиклиналей. Морфология Главного и Передового хребтов и разделяющих их продольных депрессий отражает сложную складчато-глыбовую структуру новейших разрывных нарушений, наследовавших более древние разломы. С ними связаны максимальное поднятие палеозойских структур и главный надвиг Кавказского хребта, проходящий в верхней части его южного склона. Для Водораздельного, Бокового и Передового хребтов характерен высокогорный эрозионно-структурный тектонический прямой рельеф с широким развитием древнеледниковых форм и мощным современным оледенением. На Передовом хребте формы древнего оледенения выражены не так отчетливо, как на Водораздельном, и сильно переработаны эрозионными и денудационными процессами.

Высокогорный и среднегорный рельеф межгорных продольных эрозионно-тектонических депрессий характеризуется сложным эрозионным расчленением с элементами гляциального рельефа. Наиболее расширенные котловины заняты террасированными участками продольных долин поперечных рек и долинами их продольных притоков. Основная роль в формировании продольных депрессий принадлежит субсеквентным притокам главных рек, которые разрабатывали широкие долины в неустойчивых породах, а также по продольным разломам. Иногда продольными являются и отдельные участки долин главных рек (р. Лаба в районе пос. Загедана, Большой Зеленчук у пос. Архыза). На таких участках развит полный комплекс низких террас и местами сохраняются остатки высоких террас. Главные консеквентные реки образуют глубокие эпигенетические долины. Глубинная эрозия способствовала дальнейшему поперечному расчленению структур. Главные поперечные долины в высокогорных хребтах начинаются в огромных ледниковых цирках, расширены ледниковой экзарацией и превращены в трогои. На отдельных участках поперечных и продольных речных долин склоны ступенчатые ввиду сохранения древних эрозионных дниц.

Наиболее древние из них в поперечных долинах гипсометрически увязываются с выровненными перевальными участками и выположенными площадками на бортах продольных депрессий (Архызо-Загеданской, Штулинской), расположенных на абсолютных высотах от 2000 до 3000-3500 м. Этот древнейший внутридолинный уровень выравнивания в осевой высокогорной части Центрального Кавказа, по-видимому, соответствует позднеплиоценовым акчагыльским галечникам предгорий. Следующий эрозионный уровень рельефа намечается по уплощению склонов как в поперечных, так и в продольных долинах на высоте 600-700 м над руслами рек в бассейне Кубани и на высоте 800-900 м - в бассейне Терека. Он соответствует выровненной поверхности наиболее низких (1700-1800 м над ур. м.) междуречий Северо-Юрской продольной депрессии и апшеронским галечникам предгорий. Плейстоценовые ступени рельефа речных долин имеют различное происхождение. В трогох, обычно хорошо выраженных в кристаллических породах, уступы склонов часто являются границами сглаживания древних ледников. За пределами границ позднеплейстоценового оледенения ступени коренных склонов имеют эрозионное происхождение. Большое значение в формировании рельефа высокогорных хребтов Центрального Кавказа имели древние позднеплиоценовые и плейстоценовые оледенения. Образование форм гляциального рельефа разделено перерывами, которые повсеместно выражены глубиной эрозией рек, происходившей в межледниковое время.

Позднеплиоценовые оледенения Кавказа развивались в условиях высокогорного, но менее расчлененного, чем современный, рельефа; границы этих оледенений с достоверностью еще не установлены. Следы плейстоценовых оледенений в высокогорной части Центрального Кавказа морфологически выражены в виде вложенных трогов и конечных и боковых морен, которые в

долинах увязываются (или непосредственно примыкают) с хорошо сохранившимися и стратиграфически расчлененными плейстоценовыми речными террасами. Морены нижнеплейстоценового оледенения плохо сохранились и встречаются очень редко. Лучше сохранились среднеплейстоценовые и особенно позднеплейстоценовые морены, распространенные внутри ясно выраженных трогов, на дне которых широко развиты флювиогляциальные террасы. Особенности климатических условий (большое количество атмосферных осадков, отрицательная среднегодовая температура) и резкое расчленение рельефа в сочетании с большой интенсивностью поднятий определяют господство в высокогорьях современных гляциальных, нивальных и гравитационных процессов. Скальные стены горных гребней, остроконечные пики и карлинги, чередующиеся с карами, нивальными впадинами и глубокими ущельями, являются характерной чертой ледниково-нивальнoй области Центрального Кавказа.

Центральный Кавказ, особенно северный его склон, характеризуется мощным современным оледенением. Процесс отступления ледников, наблюдающийся с конца прошлого столетия, сопровождается образованием гляциальных аккумулятивных элементов рельефа — конечных, боковых и донных морен, обнажением поверхности ледниковой экзарации у краев отмирающих ледников и усилением гравитационных процессов (обвальных и осыпных перемещений обломочного материала). Крупные гравитационные перемещения обломочного материала — обвалы нередко связаны с обрушением концов ледников. С явлениями гравитации связано возникновение обвальных форм и многочисленных коррозийных безрусельных ложбин (горных деллей) и камнепадных лотков. Таяние ледников является одним из факторов возникновения мощных гляциальных селевых потоков в ледниково-нивальнoй области (хотя более часты сели ливневого генезиса).

Распространение фирново-снежных полей и снежников в углублениях склонов создает благоприятные условия для развития процессов нивации с характерными для нее формами рельефа — нивальными впадинами. При благоприятных условиях залегания снежников низальная впадина может превратиться в кар. Со снежниками связаны и аккумулятивные формы рельефа, так называемые снежные морены. Чаще всего они возникают в результате накопления обломков, скатившихся по снежному полю с верхней, скальной части склона.

Образование снежных лавин в высокогорной области Центрального Кавказа оказывает влияние на ее практическое освоение. Снежные лавины играют очень большую роль в формировании рельефа ледниково-нивальнoй зоны [Тушинский, 1957].

Для гляциально-нивальнoй области Центрального Кавказа характерны формы микрорельефа, связанные с процессами морозной сортировки продуктов выветривания. Они представлены обычно каменными многоугольниками и каменными полосами. Процессы морозной сортировки материала и морозной деформации грунтов (криотурбации) наиболее широко развиты на плоских или слабонаклонных поверхностях на высоте более 2500 м.

Характерной особенностью рельефа Центрального Кавказа являются вулканические массивы. Верхнечегемское нагорье занимает водораздел между левым истоком р. Чегема и правым притоком р. Баксана — р. Костанты. Оно сложено очень мощной (до 1,5–2 км) толщей верхнеплиоценовых липаритовых туфов и игнимбритов, лежащих на юрских отложениях или кристаллических породах палеозоя и выполняющих пологую вулкано-тектоническую впадину. Толща перекрыта покровной мореной апшеронского оледенения, на которой располагаются остатки двух небольших позднеапшеронских андезитодацитовых вулканов — Кюген-Кая и Кум-Тёбе. Верхнечегемское нагорье, первоначально представлявшее собой более или менее ровное вулканическое плато с насаженными на него несколькими вулканами, подверглось чрезвычайно резкому и глубокому (до 1500–2000 м) эрозионному и отчасти гляциальному расчленению. Ущелья притоков Чегема и р. Костанты расщели его поверхность на ряд останцов и узких водораздельных гребней, переходящих книзу в крутые или отвесные склоны, сложенные туфолавами. В глубокой долине

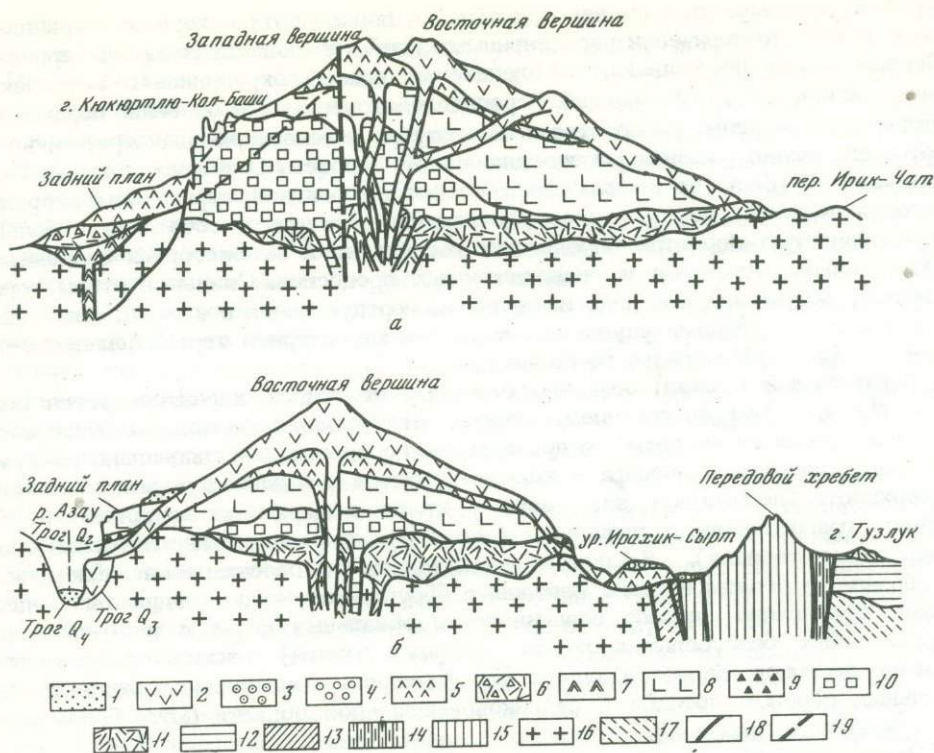


Рис. 8. Схема строения вулкана Эльбрус в широтном (а) и меридиональном (б) сечениях [по Мигановскому и Короновскому, 1960]

Голоцен: 1 – морены стадии XIX–XX вв.; 2 – андезито-дацитовые лавы. Верхний плейстоцен: 3 – морены стадий отступления последнего оледенения; 4 – морены максимальных стадий последнего оледенения; 5 – андезито-дацитовые лавы; 6 – пирокластическая толща; 7 – дацитовые и липарито-дацитовые туфолавы. Средний плейстоцен: 8 – андезито-дацитовые лавы; 9 – морены. Нижний плейстоцен (?) – верхний плиоцен: 10 – дацитовые и липарито-дацитовые лавы и пирокластолилы. Верхний плиоцен: 11 – липаритовые лавы и туфы. Фундамент вулкана: 12 – нижняя юра; 13 – пермь; 14 – верхний и средний карбон; 15 – нижний карбон и девон; 16 – метаморфические породы нижнего палеозоя – протерозоя, прорванные палеозойскими гранитоидными интрузиями; 17 – метаморфические породы нижнего палеозоя – протерозоя; 18 – разрывы установленные; 19 – разрывы предполагаемые

р. Чегема прослеживаются фрагменты трех трогов, врезанных один в другой, с относительными высотами дниц около 400, 200 и 0 м. На дне одного из трогов имеется валобразная перемычка, которая, по-видимому, представляет собой ригель, выработанный в липаритах. Другой вал сложен из несцементированных глыб и, скорее всего, образовался в результате недавнего обвала.

Эльбрус представляет собой крупный полигенный стратовулкан с диаметром основания 15–18 км, расположенный на высоте 3000–3500 м между истоками Кубани, Малки и Баксана на палеозойском кристаллическом фундаменте (рис. 8). Извержения Эльбруса продолжались с позднего (или с конца среднего) плиоцена, в течение среднего, позднего плейстоцена и голоцена, создав огромный конической формы массив с относительной высотой 2000–2500 м. Склоны вулкана в нижней и средней частях относительно пологие, а выше достигают 20–30°; на западе местами они обрываются к истокам Кубани крутыми, почти отвесными стенками.

До высоты 5100–5200 м Эльбрус представляет собой единый усеченный конус, а выше расположены два небольших равновеликих вулканических конуса, высотой 350–400 м каждый. Восточный конус, созданный голоценовыми извержениями, отличается прекрасной сохранностью первичного вулканического рельефа и имеет почти округлую кратерную чашу диаметром около 250 м и глубиной 40–125 м, окруженную кольцевым валом. От него радиально расходятся голоценовые лавовые потоки, прикрытые несплошным фирновым покровом. На отдельных участках восточного конуса наблюдаются современные фумаролы. Западный конус, образованный позднеплейстоценовыми (?) извержениями, имеет менее правильные очертания, меньшую глубину кратерного углубления, а его западный склон представляет собой крутой обрыв, по-видимому связанный с молодым сбросом.

Большая часть склонов Эльбруса начиная от вершин покрыта почти сплошной ледяной "шапкой" толщиной до многих десятков, а местами более сотни метров, из-под которой лишь кое-где выступают отдельные гребни и скалы (нунатаки) лав и отчасти кристаллических пород.

По периферии Эльбруса наблюдаются разновозрастные лавовые покровы и потоки. Позднеплейстоценовый поток андезито-дацитовых лав спустился к северу от Эльбруса по долине р. Малки более чем на 15 км, а впоследствии был перекрыт долинным ледником, оставившим при своем отступлении моренные накопления. На северном подножии Эльбруса кое-где прослеживается также микрорельеф типа бедленда с живописными башнями, пирамидами и т.д., выработанный в верхнеплейстоценовых туфах и туфобрекчиях. Самые молодые, голоценовые лавовые потоки выступают из-под ледников Эльбруса на его южном и северо-восточном склонах, где они спускаются в долины рек Азау и Малки. Эти потоки по большей части сохранили свой свежий бугристый микрорельеф и лишь частично затронуты следами самой последней стадии осцилляции ледников XVIII–XIX вв.

### Южный склон Западного и Центрального Кавказа

Хребты южного склона Центрального Кавказа – Гагринский, Бзыбский, Кодорский, Сванетский, Шьда-Кедельский, Лечхумский, Рачинский и другие, являющиеся его основными морфоструктурными элементами, протягиваются в основном параллельно Водораздельному хребту или под острыми углами к нему. Они отличаются весьма четким прямым или обратным выражением структур в рельефе (например, Сванетский антиклинорный хребет, Шьда-Кедельский синклинорный хребет). В некоторых хребтах оси поднятий соответствуют гребневым зонам, но орографические элементы не совпадают со структурными (Кодорско-Лечхумский и Рачинский хребты). Рельеф южного склона Центрального Кавказа высокогорный, особенно в Верхней Сванетии, а в нижней части – среднегорный.

Для южного склона Центрального Кавказа характерно сочетание поперечного и продольного расчленения морфоструктур.

Верховья и верхние притоки крупных рек (Бзыби, Чхалты, Кодори) и котловины (Верхнесванетская, Нижнесванетская, Нижнерачинская) заложены продольно по отношению к Водораздельному и южным боковым хребтам. Среднее и нижнее течение этих рек, а также верховья Гумисты, Галидзги, Хоби, Техури, Квирилы и др. ориентированы поперечно хребтам. Для южного склона Западного Кавказа характерна сложная мозаичная структура шовных зон, образующих блоковую структуру хребтов и относительно опущенных котловин.

Осевая зона Водораздельного хребта образована древним (нижнепалеозойским) кристаллическим комплексом – гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами. С юга к ней прилегает зона нижнеюрских глинистых сланцев. Далее к югу расположена полоса среднеюрской вулканогенной (порфиритовой) свиты. Периферическая часть южного склона образована меловыми известняковыми

толщами, слагающими карстовые массивы Арабика, Бзыбский, Охачкуэ, Квира, Мигариа, Асхи, Хвамли и Рачинский. Верхняя юра в карбонатной фации слагает узкую, расширяющуюся к востоку полосу среди более древних (нижне- и среднеюрских) отложений. В бассейне верхнего течения Риони (выше г. Они) проходит довольно широкая полоса нижнемелового терригенного флиша. В Абхазии среди юрских отложений имеются неинтрузии, образующие ряд крупных и мелких гранитоидных массивов. В Верхней и Нижней Сванетии обнажаются изолированные полосы верхнепалеозойских и триасовых метаморфизированных толщ, окруженных нижнеюрскими отложениями. Выходы этих метаморфических пород тянутся от северной части Кодорского до Лечхумского хребта.

Роль новейшей тектоники сказывается также в ориентировке крупных морфоструктур — продольных боковых хребтов, долин и котловин. Соотношение этих форм со складчатостью большей частью носит сложный, вторичный характер: гребневые линии хребтов и тальвеги долин смещены по отношению к осям антиклиналей или наискось пересекают их. Значительно яснее связь с дифференцированными перемещениями глыб по плоскостям надвигов, сбросов и взбросов. Крупные продольные долины и котловины (Чхалатская, Верхне-рионская, Верхнесванетская и Нижнесванетская) являются участками относительного погружения между зонами интенсивных блоковых поднятий. Рача-Лечхумский грабен-синклинорий выражен в рельефе обширной котловиной с осью общекавказского простирания и выполнен третичными отложениями (до сармата включительно); его крылья сложены меловыми известняками. Ряд морфоструктур, бронированных известняками, имеют прямую связь с тектоническим строением. К ним относятся антиклинальный хребет Лабечина в западной части Рача-Лечхумской котловины, антиклинальные гряды Асхского массива и синклинальные "поля" Квибиа, Турчу и Мигариа. Для некарбонатных толщ такие формы не характерны.

Литологические различия стратиграфических комплексов южного склона Центрального Кавказа в сочетании с воздействием экзогенных процессов обуславливают специфические черты мезо- и микрорельефа. Зона древнепалеозойского кристаллического комплекса Водораздельного хребта и его отрогов характеризуется наиболее высокогорным, резко расчлененным скалистым рельефом в сочетании с современным оледенением. В формировании морфоструктур большую роль сыграли не только интенсивные поднятия, морозное выветривание и экзарация, но и литологические свойства пород — гранитов, гнейсов и др. В зоне распространения нижнеюрских сланцев и песчаников, развитых в межгорных котловинах (Чхалтской, Верхнекодорской, Верхнесванетской, Нижнесванетской) и на отдельных участках Бзыбского, Кодорского, Сванетского и Лечхумского хребтов, небольшая денудационная устойчивость этих толщ обуславливает сравнительно мягкий, сглаженный рельеф. Среднеюрская порфиритовая свита, состоящая из разнородных пород (порфиритов, туфобрекчий, туфов и туфопесчаников), слагающая значительные части Бзыбского, Чхалтского, Кодорского и Одишского хребтов, определяет образование резкого, контрастного рельефа скалистых массивов, зубчатых гребней и глубоких ущелий. Зона меловых, верхнеюрских и нижнепалеогеновых известняков, образующая периферию склона, характеризуется хорошей сохранностью бронированных известняками поверхностей и развитием куэстовых гряд, антиклинальных хребтов, синклинальных впадин, а также карстовыми формами. Зона пересечена ущельями транзитных рек, разделяющими ее на отдельные массивы. Полосе верхнеюрского карбонатного флиша свойственны слабые проявления карста. Неинтрузии центральной части Абхазии характеризуются относительно сглаженным рельефом, так как едва достигают нивального пояса.

В размещении форм нивального, древнеледникового и эрозионного рельефа наблюдается высотная поясность. Гипсометрическое положение поясов в различных частях территории изменяется в зависимости от уровня климатической снеговой границы и высоты гор. Современные ледники располагаются ниже всего в Верхней Сванетии (до 1800–1900 м абсолютной высоты), а в позднем

плейстоцене они спускались наиболее низко в Чалтинской долине в Абхазии (до 700–1000 м).

Преобладает эрозионное расчленение; морфология долин варьирует в зависимости от литологии, структуры и неотектонических движений. Наиболее широкие поперечные профили имеют продольные долины, разработанные по простиранию мягких осадочных толщ. Продольные долины иногда асимметричны, со склонами различной высоты и крутизны. Теснины формировались преимущественно на поперечных отрезках рек (в нижнем и среднем течении) и структурно отвечают зонам поперечных поднятий. Особенно узкие ущелья выработаны в известняках верхней юры, палеозойских и триасовых метаморфических породах, а также в среднеюрских порфиритах (в долинах Ингури, Хоби, в верхнем течении Голидзги). Аккумуляция в речных долинах слабо развита вследствие молодых поднятий и глубинной эрозии. Наиболее крупный участок развития аккумулятивных террас расположен на дне котловины Псху в среднем течении р. Бзыби. Аналогичные участки аллювиальных террас имеются в долинах рек Риони (ниже г. Они) и Ненскры. Более или менее широкие поймы развиты по рекам Цхенис-цхали (в пределах Цагерской котловины), Риони (в районе с. Чиора), Ладжанури (в Орбельской котловине и выше). Аккумулятивно-эрозионные докольные речные террасы встречаются во многих долинах; наиболее типично они выражены в Рача-Лечхумской грабен-синклинальной котловине, особенно в ее западной части (Цагерская котловина), и близки к предгорным сериям террас.

Древнее позднеплейстоценовое оледенение значительно превосходило площадь современного оледенения и охватывало районы, в которых современные ледники полностью или почти полностью отсутствуют (массивы Арабика и Бзыбский, хребты Панавский, Одишский, Лечхумский, Рачинский). Оледенение носило горно-долинный характер, и лишь в отдельных местах ледники переползли по перевалам через водоразделы. В широких продольных долинах (р. Мулхуты и др.) трюги плохо выражены. Озерные котловины наиболее характерны для порфиритовой свиты байоса (Чхалтский, Панавский, Одишский хребты).

Карстовые формы рельефа встречаются на абсолютных высотах от 2700 м и выше. Они выражены более или менее обширными "полями", преимущественно карстово-тектонического происхождения (на массивах Охечкуэ, Мигариа, Аси, Рачинском), воронками, шахтами, колодцами, пропастями, карровыми поверхностями, горизонтальными пещерами. На массивах Арабика и Бзыбском, переживших плейстоценовое оледенение, в карстовых формах сохраняются подземный лед и снег.

Денудационные поверхности выравнивания на южном склоне Центрального Кавказа пока недостаточно изучены, они плохо сохранились из-за длительного дифференцированного поднятия и значительного расчленения. Д.Д. Табидзе (1966) отмечает миоценовую поверхность панацции в бассейне р. Кодори. Вероятно, к этому же времени относятся верхние платообразные поверхности на известняковых массивах, где эрозионное расчленение отсутствует в связи с развитием карста. В позднем плиоцене вследствие значительных прерывистых поднятий имело место неполное выравнивание, следы которого сохранились в виде внутридолинных уровней или выпуклых переломов склонов на различных высотах над днищами долин.

## ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ

### *Общая характеристика*

Восточный Кавказ расположен между долинами рек Ардона и Большой Лиахвы на западе и низовьями р. Самура на востоке. Обе его поперечные границы приурочены к крупнейшим "сквозным" зонам разломов Кавказа, пересекающим как собственно орогенные сооружения, так и прилегающие к ним платформенные равнины. Наиболее резкие изменения связаны с Казбек-Цхин-

вальским глубинным разломом, по которому выходящее на поверхность в Центральном Кавказе кристаллическое ядро крутыми ступенями погружается сначала на 2-3, а затем на 5-6 км. Благодаря этому вся осевая зона Восточного Кавказа сложена мощной песчано-сланцевой толщей юры.

В морфоструктурном отношении Восточный Кавказ представляет собой одну из наиболее специфических частей горного сооружения Большого Кавказа. Это ступенчатое сводово-блоковое поднятие по своим абсолютным высотам (3500-4500 м) мало уступает соседнему Центральному Кавказу. Однако оно выделяется максимальной для Кавказа асимметрией рельефа: его северный склон расширяется до 150-160 км, а южный сокращается до 15-30 км. В связи с этим градиенты изменения высот на южном склоне достигают 1-2 км на 10 км, тогда как на северном склоне они колеблются от 0,3 до 0,7 км на 10 км. С позиций плитовой тектоники это можно рассматривать как результат сопряжения под прямым углом двух крупных блоков в зоне конвергенции.

От Юго-Восточного Кавказа Восточный Кавказ отделен поперечным Самурским разломом.

Осевую зону Восточного Кавказа образуют два унаследованных от раннеальпийских структур горст-антиклинория - Бокового хребта и Водораздельного хребта, разделенные узкой грабен-синклиальной Бежитинской депрессией. Первый составляет продолжение наиболее южного блока горст-антиклинория Водораздельного хребта Центрального Кавказа, второй, возможно, является продолжением Сванетского антиклинория. В ядрах обоих антиклинориев наблюдаются сильно сжатые прямые складки. По некоторым геофизическим данным Боковой и Главной хребты, возможно, соответствуют не нормальным горст-антиклинориям, а представляют собой фронтальные зоны двух крупных покровных пластин, надвинутых с севера по поверхности фундамента.

Осевая зона Восточного Кавказа за неотектонический этап испытала максимальные поднятия, достигшие 4-5 км [Лиленберг, 1961; Милановский, 1968]. Важное значение в развитии неотектонических структур имеют крупные продольные унаследованные и обновленные разломы, ограничивающие Водораздельный и Боковой хребты и Бежитинскую депрессию. Они во многом определили блоковое, складчато-глыбовое строение морфоструктур Восточного Кавказа.

Севернее осевой зоны Восточного Кавказа выделяется так называемый Дагестанский клин, образование которого обусловлено поперечным поднятием морфоструктуры Большого Кавказа. В пределах Дагестанского клина четко выделяются две среднегорные (2000-2500 м) ступени - Известнякового и Песчано-Сланцевого Дагестана.

Вдоль южного крыла Восточного Кавказа протягивается Чиауро-Дибарский синклиорий, выполненный верхнеюрско-нижнепалеогеновым флишем, смятым в сложную серию изоклинальных складок, нарушенных чешуйчатыми надвигами. Во всей этой зоне господствовало движение масс к югу, а местами (в горной Кахетии и др.) формировались даже небольшие тектонические покровы [Вассоевич, 1940].

Расположенный южнее Кахетино-Вандамский антиклинорий сложен флишевыми меловыми породами, вулканогенными отложениями средней юры и рифовыми верхнеюрскими известняками. Его юго-восточная часть совпадает с Кахетинским хребтом, а северо-восточная погружена и образует фундамент молодой Алазано-Агрчайской впадины, ограничивающей на востоке южный склон Большого Кавказа.

Поверхности выравнивания в горной части Восточного Кавказа развиты широко, но сохранились в рельефе лишь фрагментарно. В высокогорном Дагестане преобладают плиоценовые и апшеронские поверхности выравнивания [Лиленберг, 1958, 1961]. Д.М. Ибрагимов (1962) отмечает также локальное развитие мзотических уровней, расположенных между более высокими миоценовыми и более низкими позднеплиоценовыми поверхностями выравнивания.

Речная сеть имеет в основном северо-восточное направление, продольный характер сохраняют лишь боковые притоки, совпадающие с синклиналями и зонами разломов. В осевых хребтах, расположенных в высокогорном поясе, долины рек отличаются большими глубинами. Боковой хребет и продольные боковые хребты Дагестана пересекаются глубокими узкими ущельями, большей частью лишенными террас, и имеют черты приспособления к литолого-структурным условиям.

Для отдельных вершин Восточного Кавказа характерны небольшие современные ледники. Полоса их распространения образует нивально-скальную зону, где развиты нивальные и солифлюкционные, а также гравитационные (лавины, обвалы, осыпи) морфоскульптуры. К высокогорному поясу приурочены каровые и долинно-каровые экзарационные и аккумулятивные древнеледниковые морфоскульптуры. Древнее оледенение во многом определило характер современного рельефообразования в высокогорном и среднегорном поясах. В Известняковом Дагестане широко развит карст семиаридного типа. В ряде его районов описаны карстовые шахты, воронки, поля, колодцы, озера, останцы, карровые поверхности и другие карстовые формы [Лилиенберг, 1959].

### Приказбекская и Чечено-Ингушская подобласть

Приказбекская и Чечено-Ингушская подобласть лежит на восточном продолжении зоны куэст северного склона Большого Кавказа и охватывает систему среднегорных и низкогорных хребтов, сложенных мезозойскими и кайнозойскими отложениями, между реками Ардоном и Аргуном. На юге она начинается продольной Северо-Юрской депрессией, отделяющей среднегорья от высокогорного Бокового хребта. На севере низкогорные хребты подобласти четко ограничены плоскими террасированными равнинами Осетинской и Чеченской предгорных впадин.

В пределах описываемой подобласти выделяется ряд параллельно вытянутых в широтном направлении асимметричных хребтов, разделенных продольными депрессиями, состоящими из отдельных небольших межгорных котловин. Южный, Скалистый хребет, сложенный известняками и доломитами верхней юры и валанжина, является наиболее высоким; его средние абсолютные высоты по гребню достигают 2800-3000 м (гора Джерлама - 2867 м, гора Столовая - 2993 м, гора Кюнхох - 3420 м). Хребет резко асимметричен: северный склон его относительно пологий, а южный образует крутой, местами отвесный высокий обрыв, поднимающийся над днищами котловин Северо-Юрской депрессии на 1000-1500 м. Севернее Скалистого хребта располагается Пастбищный хребет, также сложенный верхнеюрскими и нижнемеловыми известняками (хребты Ушкортский, Фехтуз, останцовая возвышенность с вершиной горой Известковой). По высоте он уступает предыдущему, его отдельные вершины имеют абсолютные отметки порядка 1200-1500 м, редко более (гора Фехтуз - 1745 м). Далее к северу от Пастбищного располагаются еще два крупных хребта. Южный из них, Лесистый (или Черногорский), сложен верхнемеловыми известняками и представляет собой куэсту высотой до 1200-1700 м (гора Тарская - 1240 м, гора Сурх - 1471 м). Между Ардоном и Тереком, а также в бассейне Аргуна параллельно Лесистому хребту, отделяясь от него продольной долиной, тянется более низкий Предгорный хребет, сложенный толщей крепко сцементированных конгломератов верхнеплиоценового возраста.

Все указанные хребты расчленены глубокими (до 1000-1500 м в Скалистом хребте) долинами главных поперечных (консеквентных) рек северного склона Восточного Кавказа - Ардона, Фиагдона, Гизельдона, Терека, Камбилеевки, Сунжи, Ассы, Фартанги, Гехи и Аргуна - на обособленные горные массивы. В пределах депрессий, разделяющих хребты, заложены продольные (субсеквентные) долины притоков главных поперечных рек.

Основные черты рельефа описываемой подобласти сильно зависят от особенностей залегания и литологического состава мезокайнозойских пород. В от-

личие от области с относительно пологим залеганием пород в центральной и западной частях северного склона Кавказа (Приэльбрусская и Кубанская куэстовые подобласти), здесь значительно суженная (до 20–30 км) зона развития мезокайнозойских толщ подверглась довольно интенсивным складчато-надвиговым деформациям. Общее более крутое падение пород к северу осложняется несколькими запрокинутыми к югу широтными антиклинальными складками. Их крылья срезаются системой довольно пологих надвигов с общим смещением масс к югу, от Терского краевого прогиба в сторону поднятия Большого Кавказа, придавая всей структуре чешуйчатый характер [Милановский, 1968]. Все надвиги затухают к западу от Ардона и на востоке, в левобережье р. Аргуна, где быстро расширяется зона мезокайнозойских отложений и складчатых структуры широтного простираения сменяются "общекавказскими". Моноклинальные и складчатые структуры, сложенные породами разного литологического состава, образуют ряд узких широтных зон, с которыми генетически связаны основные формы рельефа – горные хребты и разделяющие их продольные депрессии, состоящие из небольших межгорных котловин.

С зоной развития нижне- и среднеюрских сланцевых толщ, характеризующейся сложным складчатым строением, связана Северо-Юрская продольная депрессия. Поперечными эрозионными хребтами она разделяется на ряд обособленных котловин (Армки-Джераховская на Тереке, Даргавская на р. Гизельдоне, Лацкая, на р. Фиэгдоне и др.), днища которых лежат на абсолютных высотах от 800 до 1000 м. Легко поддающиеся выветриванию и размыву сланцы обуславливают распространение здесь сравнительно пологих склонов, почти повсеместно несущих на себе покров рыхлого обломочного материала.

В полосе развития верхнеюрских и меловых пород хребты и разделяющие их депрессии связаны с одними и теми же породами. Такое строение рельефа наиболее отчетливо выражено по рекам Тереку и Ассе, где с плотными верхнеюрскими известняками связаны мощная куэста Скалистого хребта и антиклинальные хребты Фетхуз и Ушкортский, входящие в систему Пастбищного хребта, а с нижнемеловыми песчаниками и гипсами – два продольных понижения рельефа, которые соответствуют приразломным синклиналям (на Тереке – балтийской и редантской).

Во внешней моноклинали Черных гор отчетливо выражены верхнемеловая куэста (Лесистый хребет) и Передовой хребет, расположенный в полосе третичных предгорий и сложенный туфогенно-обломочными континентальными образованиями (конгломератами) верхнеплиоценовой свиты рухс-дзуар. Эти хребты разделяются продольной долиной, выраженной в мягких песчано-глинистых отложениях олигоцена и миоцена.

Интенсивные новейшие поднятия северного склона Восточного Кавказа с возрастающей амплитудой в сторону осевой части горной системы и наличие в пределах описываемой подобласти расположенных на разной высоте продольных структурно-литологических зон обусловили образование основных форм горного рельефа – моноклинальных и антиклинальных хребтов и разделяющих их депрессий.

Развитие речной сети также происходило под воздействием неотектонического поднятия и наличия продольных структурно-литологических зон. Под влиянием этих факторов происходило формирование коленчатого рисунка речной сети с ярко выраженным поперечным (меридиональным и субмеридиональным) направлением главных рек и продольным (субширотным) направлением их притоков, характерным для всей зоны мезокайнозойской моноклинали северного склона Кавказа.

Моноклинальные (куэстовые) и антиклинальные хребты выделены эрозией продольных (субсеквентных) притоков главных (консеквентных) рек по простиранию легко размываемых пород и резко выделяются в рельефе благодаря бронированию их поверхности более стойкими породами (верхнеюрскими и меловыми известняками) дифференцированным движением по продольным разломам. Продольные долины в пределах депрессионных зон широко разработаны.

Обособлению хребтов способствовала также боковая эрозия главных поречных рек, заложенных вкrest простирания продольных структурно-литологических зон. Долины этих рек в продольных депрессиях сильно расширены и террасированы и образуют здесь системы межгорных котловин, тогда как в прорывах хребтов они выражены глубокими ущельями и каньонами.

В долинах главных рек, главным образом в их расширениях, приуроченных к межгорным депрессиям, развита серия четвертичных террас. В долине р. Терека и его левобережных притоков (Гизельдона, Фиагдона, Ардона) на участках, прорезающих Северо-Юрскую депрессию, В.В. Агибалова (1969) выделяет четыре главных уровня четвертичных террас: нижнеплейстоценовый (600-700 м), среднеплейстоценовый (250-300 м), верхнеплейстоценовый (45-60 м) и голоценовый (1,5-6 м). Каждому из этих уровней подчинены дополнительные террасы (до одной-двух террас, а верхнеплейстоценовому и более). Вниз по течению рек высоты террас резко снижаются, и в предгорьях они не превышают соответственно 120-150 м, 40-60, 10-25 и 0,8-2 м. В пределах Осетинской котловины ниже- и среднеплейстоценовый и даже высокий уровень верхнеплейстоценовой террасы последовательно погружаются под уровень более молодых террас.

Четвертичные террасы хорошо выражены и в долинах рек восточной части подобласти - Камбилеевки (Терская котловина), Ассы, Сунжи и Аргуна (Шатойская котловина), где их высоты также снижаются вниз по течению рек. По выходе р. Аргуна из гор в Чеченскую котловину ниже- и среднеплейстоценовые террасы погружаются под уровень верхнеплейстоценовой террасы, слагающей поверхность этой котловины.

На общем фоне снижения высот террас над уровнем рек в сторону предгорий наблюдаются их сложные локальные деформации, связанные с дифференцированными движениями по продольным разломам. Такие деформации наиболее ярко выражены по долинам рек Терека, Гизельдона и Камбилеевки, которые пересекают Балтинский и другие разломы. Так, на северном крыле одного из разломов поверхность ранневерхнеплейстоценовых террас поднимается до 50-90 м, а южнее опускается до 10-20 м над уровнем рек. Антиклинальный изгиб здесь испытывают и поздневерхнеплейстоценовые террасы [Милановский, 1968б].

Ниже- и среднеплейстоценовые террасы системы Терека, а также Сунжи, Ассы и Аргуна докольные, а верхнеплейстоценовые - аккумулятивные. Ранневерхнеплейстоценовые террасы этих рек на всю высоту сложены крупными галечниками. На отдельных участках основание этой мощной аллювиальной толщи (на Тереке - "редантской") на несколько метров погружается под уровень рек. В эту аккумулятивную толщу вложена серия более молодых террас. Этим отличаются террасы речных долин северного склона Восточного Кавказа от террас куэстовой Кубанской подобласти, где вся серия верхнеплейстоценовых террас характеризуется докольным строением. Формирование аккумулятивных террас на Тереке и смежных с ним реках связано с подпруживающим влиянием четвертичных трансгрессий Каспия, особенно наиболее крупной из них - раннехвалынской.

Вопрос о существовании более древних уровней рельефа в описываемой подобиласти является дискуссионным. Е.Е. Милановский (1968) предполагает, что здесь помимо верхнеплейстоценовой поверхности сохранился миоценовый уровень рельефа, фиксируемый вершинами Скалистого хребта. С другой стороны, В.А. Растворова (1973) считает, что мезоформы горного рельефа Приказбекского района связаны с молодыми гляциальными и нивальными процессами и имеют верхнеплейстоценовый возраст. С этой крайней точкой зрения согласиться нельзя, так как к югу от Скалистого хребта междуречья Северо-Юрской депрессии могут рассматриваться как денудационная поверхность выравнивания верхнеплиоценового (акчагыльского?) возраста. С этой поверхностью гипсометрически увязываются древние сквозные, ныне висячие эрозионные долины Скалистого хребта. Одна из таких долин с аллювиальными

галечниками образует Ходский перевал в Скалистом хребте, к северу от Садона, на абсолютной высоте 2600 м.\*

Высокогорные участки Скалистого хребта в Приказбекском районе были охвачены древним, вероятно, позднеплейстоценовым (терским) оледенением. На северном склоне хребта местами сохранились реликтовые карры, иногда даже короткие троговые долины со следами морен и осадочных озер.

К зоне Скалистого хребта приурочено распространение форм рельефа, связанных с гравитационными процессами (обвалами, оползнями). Крупные обвалы на южном склоне хребта создали мощную толщу брекчиевидных карбонатных отложений у его основания. Эти явления в большом масштабе происходили здесь в течение всего плейстоцена, когда ледники в бассейне Терека доходили до Скалистого хребта. В начале позднего плейстоцена на участках сужения речных долин, перед входом их в ущелья Скалистого хребта, в результате оползания огромных блоков и обвалов глыб верхнеюрских известняков произошло подпруживание рек (Терека, Геналдона, Гизельдона) с образованием крупных приледниковых озер, в которых накапливались ленточные алевритоглинистые осадки [Милановский, 1966]. Крупные обвалы в Скалистом хребте нередко вызываются сильными землетрясениями.

В той же зоне широкое развитие получают крупные структурные оползни, которые приурочены, так же как и обвалы, к линиям тектонических разломов и интенсивной трещиноватости горных пород. На крутом южном склоне Скалистого хребта современные и гораздо более крупные плейстоценовые оползневые обвалы связаны с выходами глинистых сланцев, по которым сползают оторвавшиеся блоки верхнеюрских известняков. Размеры сместившихся блоков известняков нередко достигают в поперечнике более 1 км [Сафронов, Хрисанов, 1974]. Обвально-оползневые гряды располагаются параллельно склону, создавая местами участки своеобразного холмисто-западного оползневого ландшафта.

Мощным фактором преобразования первичного тектонического рельефа являются водная эрозия и аккумуляция. С интенсивной эрозией рек связано образование глубоких каньонов в прорывах Скалистого и Пастбищного хребтов (каньоны Терека, Геналдона, Гизельдона, Фиагдона, Аргуна и других рек) и сильно расширенных участков долин (котловин) в продольных депрессиях. Переуглубленные участки речных долин заполнены мощной (на Тереке у сел Редант и Балта до 100 м, а в Тарской впадине на р. Камбилеевке — до 170–180 м) толщей аллювиальных отложений [Растворова, 1973]. К поверхности позднеплейстоценовых террас и современным днищам долин главных рек привязаны многочисленные конусы выноса притоков, которые в большинстве случаев имеют селевое происхождение. Процессы водной эрозии и аккумуляции с большой активностью проявляются и в современную эпоху.

Характерной особенностью описываемой подобласти является широкое развитие карстовых явлений, связанных с выходом на поверхность карбонатных пород верхней юры и нижнего мела. На северных склонах Скалистого и Пастбищного хребтов, сложенных трещиноватыми известняками, наблюдаются разнообразные формы карста: воронки, западины, колодцы, пещеры, а вдоль южного эскарпа хребтов и в обрывах каньонов — закарстованные трещины, пещеры, ниши и навесы [Лилиенберг, 1961; Еременко, 1969]. Наиболее распространенной формой карста являются воронки поверхностного выщелачивания и провального типа. Преобладают воронки от 3–7 до 15–25 м в диаметре при глубине до 5–7 м, реже их диаметр достигает 50–80 м, а глубина — 10–15 м. Более крупные провальные воронки наблюдаются на Скалистом хребте в бассейне рек Ардона и Чанты-Аргуна. Подземный карст представлен главным образом пещерами. Наиболее крупные пещеры отмечены в Скалистом хребте на горе Столовой ("Сталактитовая"), на Пастбищном хребте в долине р. Фиагдона ("Пещера рисунков") и в ущелье р. Шаро-Аргуна ("Северная пещера").

\* По данным С.И. Дотдуева [1975а], здесь имеются два останца грубообломочных отложений, залегающих на абсолютных высотах 2700 и 2800 м.

В описываемой подобласти в зависимости от структурно-литологических условий и интенсивности эрозионно-денудационных процессов обычно выделяют два типа рельефа - структурно-денудационные хребты и структурно-эрозионные депрессии [Ибрагимов, 1962; Агибалова, 1969, и др.]. Господствующим типом рельефа являются структурно-денудационные хребты. Чередование в мезокайнозойской толще денудационно-стойких пачек (известняков, доломитов и плотных песчаников) с малоустойчивыми породами (глинистыми сланцами, глинами и песками) способствовало проявлению в рельефе элементов моноклиальной (Скалистый хребет) и складчатой (Пастбищный и Лесистый хребты) структуры. Эрозионно-денудационное расчленение происходило избирательно в соответствии с литолого-структурными условиями. Характерной особенностью данного типа рельефа является продольная ориентированность горных хребтов соответственно простиранию слагающих их пород и отчетливая выраженность тектонических элементов в формах структурно-денудационного рельефа. Наряду с господствующими формами эрозионного расчленения хребтов (глубокими каньонами) здесь широко представлены гравитационные (обвальные и оползневые) и карстовые формы рельефа.

Структурно-эрозионные депрессии, разделяющие хребты и местами ограниченные продольными разломами, связаны с зонами развития сланцевых толщ нижней и средней юры и песчано-глинистых пород нижнего мела. К ним приурочена система межгорных котловин, образовавшихся на месте слияния наиболее крупных (поперечных) рек с их продольными притоками. В пределах сильно расширенных и переуглубленных участков долин развиты плейстоценовые террасы. Склоны котловин пологие и почти повсеместно несут на себе покров рыхлого делювиального материала. Поверхность междуречий в Северо-Юрской депрессии срезает складчатые структуры и потому может рассматриваться как более древний, верхнеплиоценовый денудационный уровень рельефа.

Формирование современного рельефа описываемой подобласти началось еще в доплиоценовое время и было связано с новейшим дифференцированным поднятием Большого Кавказа. В позднем плиоцене были полностью выделены разрывом куэстовые и складчатые хребты. Куэста Скалистого хребта возвышалась над прилегающей Северо-Юрской депрессией, по-видимому, не менее чем на 500-600 м. Выравнивание рельефа продольных депрессий, в частности Северо-Юрской депрессии, происходило одновременно как путем снижения водоразделов в процессе их эрозионного расчленения, так и путем отступления к северу южного, крутого склона Скалистого хребта с образованием педимента у его подножия. Этот процесс значительно усилился в плейстоцене в связи с развитием оледенения в высокогорной области Центрального и Восточного Кавказа, частично охватившего прибрежные участки Скалистого хребта (вероятно, в позднем плейстоцене). В это время в условиях более континентального климата интенсивнее проявлялись гравитационные процессы - обвалы, оседания и осыпания склонов, оползни и другие явления.

Речная сеть северного склона Восточного Кавказа развивалась унаследованно. В позднем плиоцене главное направление рек было меридиональным или субмеридиональным, т.е. соответствовало направлению современных рек. В плейстоцене в расширенных речных долинах происходило накопление мощных толщ аллювиальных отложений и формирование террас. В начале позднего плейстоцена многие речные долины (Терека, Геналдона, Гизелдона) перед входом их в ущелья Скалистого хребта были подпружены крупными обвалами и оползнями. В образовавшихся здесь приледниковых озерах происходило накопление ленточных алевроито-глинистых осадков. В это же время на поверхности известняковых массивов, покрытых снежниками, усилился процесс закарстовывания пород.

Эрозионные и гравитационные процессы, особенно в зоне Скалистого и Пастбищного хребтов, с большой интенсивностью проявляются и в современную эпоху. Этому способствуют не только климатические условия, но и большие скорости современных вертикальных движений, до +6 мм/год в зоне Скалистого хребта [Литиенберг и др., 1969], и повышенная сейсмичность Прикавказского района.

В отличие от предыдущей подобласти, обладающей моноклиально-складчатой морфоструктурой, подобласть среднегорного Дагестана характеризуется складчато-блоковой морфоструктурой с преобладанием альпинотипного петроморфного рельефа, выраженного в более классических формах, чем в самих Альпах. По характеру рельефа здесь можно выделить два резко отличных района — Центрального, или Известнякового Дагестана и Южного, или Песчано-Сланцевого Дагестана.

Район Центрального, или Известнякового Дагестана занимает наиболее широкую часть полосы позднемезозойской складчатости, расположенную к востоку от упомянутой Чижгинской антиклинальной возвышенности. На юго-востоке граница района проходит по р. Гамриозень и вдоль обрывистых эскарпов Лесистого хребта и в общем совпадает с направлением флексурного уступа, связанного с Центрально-Дагестанским глубинным разломом северо-восточного простирания. С юга район ограничивается Боковым хребтом, резко поднятым по разломам над среднегорным поясом. Северная граница резко очерчивается моноклиальными известняковыми хребтами, круто понижающимися к третичным предгорьям северной части Дагестана. В пределах отмеченных выше границ Известняковый Дагестан выделяется в качестве самостоятельного района как при тектоническом районировании северо-восточного склона Кавказа [Успенская, 1931; Голубятников, 1974; Брод и др., 1958, 1960], так и при физико-географическом и геоморфологическом районировании [Шукин, 1926; Добрынин, 1937; Гвоздецкий, 1954; Лилиенберг, 1957, 1961; Ибрагимов, 1962].

В структурно-геоморфологическом отношении Известняковый Дагестан представляет собой район классического развития альпинотипных крупноскладчатых структурно-денудационных гор [Ибрагимов, 1962; Лилиенберг, 1961]. В его пределах наибольшее распространение имеют три категории этого типа рельефа: плоскосводчатые хребты, асимметричные моноклиальные хребты с острым гребнем (куэсты) и высокие плато.

Плоскосводчатые хребты занимают преимущественно центральную часть района. Они имеют очень широкие и плоские своды и крутые склоны, в структурном отношении соответствуют коробчатым антиклинальным складкам.

Моноклиальные куэстовые хребты с острыми гребнями приурочены к крыльям антиклинальных складок и хорошо их подчеркивают. Сложены хребты преимущественно известняками нижнего и верхнего мела. Они или окаймляют с обеих сторон плоскосводчатые хребты, обращая к ним свой более крутой склон и отделяясь от них продольными моноклиальными долинами (хребты Марадамеэр, Болдуш, Бахгаох, Ихгох и др.), или же оконтуривают своды антиклинальных поднятий, выраженных в рельефе глубокими котловинами. Хребты последнего типа приурочены главным образом к крыльям складок северной внешней антиклинальной зоны.

Обособленные столовые плато с синклинальным строением составляют характерную особенность пограничной зоны между Известняковым Дагестаном и высокогорной сланцевой областью. Примерами могут служить плато Гунибское, Кегерское, Тлилимеэр и др. Поверхность этих плато бронирована известняками и доломитами нижнего мела и верхней юры. Однако наибольших размеров достигают синклинальные плато, сложенные известняками верхнего мела и отвечающие в структурном отношении прогибам в своде антиклинальных зон. Таковы Бетлинское, Цилительское и Ансальтинское плато.

Гидрографическую сеть района образуют Аварское Койсу, Андийское Койсу, Казикумухское Койсу, Кара-Койсу и их притоки. Все четыре реки начинаются на склонах Главного хребта или на его отрогах. В Известняковом Дагестане долины их приобретают черты приспособления к литолого-структурным условиям района. Реки то пересекают хребты вкрест простирания, образуя антиклинальные котловины и ущелья, то обтекают хребты и текут по продольным долинам до ближайшего понижения шарнира антиклинальной складки.

В строении рельефа Известнякового Дагестана резко преобладают структурные поверхности и формы, отражающие литолого-структурные особенности [Лилиенберг, 1961; Ибрагимов, 1962]. Благодаря этому тектонические зоны района и составляющие их отдельные структурные элементы хорошо прослеживаются на местности по формам современного рельефа и характеру гидрографической сети.

Крайний западный элемент *внешней антиклинальной зоны* — Варандинская антиклиналь представлена в рельефе субшироко ориентированным пологосводчатым хребтом, бронированным мощной пачкой известняков неокома. Сводовые части следующих к востоку антиклинальных поднятий — Салатауского, Гимринского, Ирганайского и Кадарского, приуроченных к той же антиклинальной зоне, вскрыты эрозией и выражены в рельефе глубокими антиклинальными котловинами, сложенными песчаниками и сланцами средней юры. Далее, на юго-восточном окончании Кадарской антиклинали возникла периклинальная возвышенность, пологий склон которой обращен к р. Герга. В месте пересечения рекой упомянутая возвышенность сочленяется с другой, более крупной возвышенностью, которая отбегает северо-западному периклинальному окончанию Мургинской антиклинали [Ибрагимов, 1962].

Тлохское, Аракемезское, Кулимеэское антиклинальные поднятия, являющиеся элементами более погруженного южного крыла внешней антиклинальной зоны, образуют в рельефе хребты с очень пологими сводами и крупными, местами почти отвесными склонами. Лишь Араканская антиклиналь, занимающая наиболее высокое положение в цепи поднятий этой зоны, представлена в рельефе антиклинальной котловиной.

Прогибы, осложняющие сводовую часть внешней антиклинальной зоны, как уже отмечалось выше, также хорошо выражены в формах структурно-денудационного рельефа. Ансальтинский, Цилитльский и Ботлихский прогибы выражены крупными платообразными возвышенностями, представляющими наиболее крупные орографические элементы района. Урминский прогиб в своде восточной части внешней антиклинальной зоны образует в рельефе обширную замкнутую котловину.

*Внешняя синклиальная зона* хорошо прослеживается в рельефе на всем протяжении. Западная часть зоны (Буцринская синклиаль) занята глубокими синклиальными долинами рек Рухутляр, Цечетляр и Казикумухского Койсу. Восточная часть внешней синклиальной зоны выражена Хаджалмахинским синклиальным хребтом.

*Центральная антиклинальная зона*, шарниры складок которой занимают примерно такое же гипсометрическое положение, как и шарниры складок южного крыла внешней антиклинальной зоны, протягивается в рельефе в виде пологосводчатых хребтов, отвечающих Хунзахской, Гергебилской и Айлигемахинской коробчатым антиклиналям.

Прогиб свода западной части Хунзахской антиклинали образует пологое и широкое понижение, центральную часть которого занимают р. Тобот и ее притоки.

Мурудино-Акушинская синклиальная зона, разделяя центральную и внутреннюю антиклинальные зоны, почти на протяжении 80 км прослеживается в рельефе в виде узкой синклиальной впадины, ограниченной с севера и юга моноклинальными хребтами.

Особенности тектоники и геоморфологии *внутренней синклиальной зоны Известнякового Дагестана* обусловлены близостью к области интенсивных поднятий Большого Кавказа. Эта зона, так же как и отделяющая ее от Центральной складчатой области Большого Кавказа Гунибская синклиальная зона, испытала интенсивное эрозионное расчленение и характеризуется обратным соотношением тектоники с рельефом. Хиндахская и Уллучаринская антиклинали, составляющие внутреннюю антиклинальную зону, выражены в рельефе полосой глубоких депрессий, приуроченных к сводовым частям складок и сложенных породами средней юры.

Гунибская синклиналиальная зона отмечена в рельефе рядом плоских и изолированных синклиналиальных плато (Тлелимеевское, Гунибское, Турьдагское и Шунудагское).

Для морфоскульптуры Известнякового Дагестана характерно широкое развитие обвально-осыпных явлений. Крупные обвалы имеют сейсмогенную природу и в ряде случаев приводят к подпруживанию речных долин (Акуша и др.) с образованием озерных водоемов, постепенно спускающихся при прорывах. У подножия крутых обрывов накапливается крупноглыбовый коллювий. Часто возникают сели с преобразованием грязекаменных потоков в зонах развития песчано-сланцевых отложений и водокаменных потоков в зонах развития известняков. Карстовые формы имеют "угнетенный" характер, широко представлен голый карст, менее развиты глубинные формы.

Район Южного, или Песчано-Сланцевого, Дагестана занимает часть среднегорного пояса между р. Гамриозень и эскарпами Леситого хребта на севере и р. Самура на юго-востоке. Ему соответствует крупный блок фундамента, четко ограниченный разломами северо-западного и северо-восточного простираний.

Район характеризуется почти сплошным развитием на поверхности однообразных песчано-сланцевых толщ нижней и средней юры. В северо-восточной части эти породы смяты в крупные складки, являющиеся продолжением складчатых зон Известнякового Дагестана. По мере продвижения к юго-востоку интенсивность складчатости и число складок возрастают, складки приобретают узкие изоклиналиальные формы. Значительная часть рассматриваемого района благодаря литологической однородности слагающих ее пород характеризуется широким развитием эрозионно-денудационных форм рельефа. Резкое различие в строении рельефа Песчано-Сланцевого и Известнякового Дагестана объясняется прежде всего различной высотой поднятия в ходе тектонических движений. Как указывалось выше, данные районы разделены между собой крупным флексуорообразным уступом, связанным с Центральным-Дагестанским разломом северо-восточного направления. По этому разлому Песчано-Сланцевый Дагестан был приподнят над Известняковым Дагестаном, что привело к неодинаковому результату денудационного среза на этих площадях. В районе Песчано-Сланцевого Дагестана, испытавшего по сравнению с Известняковым Дагестаном значительно большее поднятие, отложения верхней юры и мела были почти полностью смыты. На поверхность была выведена однообразная легкоразмываемая песчано-сланцевая толща средней и нижней юры, в которой происходило формирование преимущественно эрозионно-денудационного рельефа, представленного системой разноориентированных хребтов и плато, разделенных относительно широкими долинами рек.

По характеру рельефа район Песчано-Сланцевого Дагестана делится на три вытянутые с северо-запада на юго-восток части: юго-западную, центральную и северо-восточную.

Юго-западная часть, в целом отвечающая зоне Бейбулагского синклиналиа, в значительной мере сложена байос-батскими отложениями, в разрезе которых существенную роль играют плотные пачки алевролитов и песчаников. При выходе на поверхность эти пачки играют бронирующую роль, благодаря чему большое значение приобретают здесь структурно-денудационные формы рельефа.

В целом эта часть выражена в рельефе в виде крупного высоко поднятого плато с пологоволнистой поверхностью. Антиклиналиальные складки выделяются в виде вытянутых увалов, а разделяющие их широкие синклинали заняты долинами небольших продольных рек. Последние являются притоками крупных рек, пересекающих район вкрест простирания, — Уллучая, Чирахчая и Курахчая.

Центральная зона занимает большую и самую высокую часть Песчано-Сланцевого Дагестана, сложенную главным образом толщей глинистых сланцев нижней юры. В тектоническом отношении эта зона совпадает с Уллучайским (Джунудагским) антиклиналиием. Существенно отличается рассматриваемая часть от юго-западного участка и по всей морфологии.

Долинами рек она расчленена на целый ряд различно ориентированных эрозионно-денудационных водораздельных хребтов. Таковы хребты Вархатау, Джуфудагский, Цилик и др.

Северо-восточная часть занимает относительно погруженный в тектоническом отношении участок Песчано-Сланцевого Дагестана, испытавший нивелирующее влияние акчагыльской трансгрессии. Эта часть характеризуется преимущественным развитием аккумулятивно-эрозионных и денудационных плато, которые в современном виде были оформлены уже после акчагыльской трансгрессии — в апшерон-четвертичное время.

### Боковой и Водораздельный хребты

Боковой и Водораздельный хребты образуют осевую, центральную часть Восточного Кавказа, в пределах которого высота вершин и гребневых частей хребтов колеблется от 3,5 до 4 тыс. м. Общее морфологическое строение и направление хребтов определяются главным образом их горстовыми морфоструктурами, а также ограничивающими их крупными продольными и поперечными разломами.

Наиболее крупным орографическим элементом является Боковой хребет, соответствующий одноименному горст-антиклинорию. Начинаясь на западе, за пределами рассматриваемой области, этот хребет отчетливо прослеживается до р. Самура. На северо-востоке он ограничен Пуйским разломом, а на юго-западе — Адайком-Казбекским. Последний отделяет его от Бежитинского грабен-синклинория. По геоморфологическим условиям Боковой хребет в пределах Восточного Кавказа может быть разделен на две части — западную и восточную. Западная часть (между Терекком и Аварским Койсу) представляет собой горстовое поднятие; сложенное аспидными сланцами и кварцитовидными песчаниками нижнего и среднего лейаса, осложненными веерообразно расположенными сжатыми изоклинальными (опрокинутыми к югу) складками, вследствие чего рельеф здесь интенсивно расчленен. Восточная часть сложена отложениями тоара и аалена, собранными в более широкие и спокойные складки, что отражается в меньшем (хотя и довольно интенсивном) расчленении рельефа. К юго-востоку от массива Дюльтыдаг Боковой хребет разветвляется на два продольных хребта — Самурский и Фалфанский. Последний отделяется от Главного Водораздельного хребта долиной р. Ахтычая; Фалфанский и Самурский хребты также ограничены крупными разломами и, по-видимому, представляют собой взброшенные и надвинутые к юго-востоку блоки, перекрывающие на этом участке Бежитинскую депрессию.

Ядро горст-антиклинория Водораздельного хребта сложено метаморфизованными терригенными породами нижней и средней юры. Юго-восточнее р. Андийского Койсу происходит глубокое погружение палеозойского фундамента под осадочный чехол, и здесь антиклинорий представляет северное крыло веерообразной антиклинальной структуры, срезанной в ядре Главным Кавказским разломом. В пределах антиклинория широко развиты изоклинальные складки, опрокинутые к югу.

В пределах Бокового и Главного Водораздельного хребтов выделяются три поперечных поднятия — Аргунское, Дагестанский клин и поднятие, прослеживаемое по брахиантиклинальным складкам северо-западнее р. Самура.

Формирование вторичных форм рельефа, наложенных на тектонически построенные формы, связано с древним, преимущественно верхнечетвертичным оледенением и эрозионно-денудационными процессами. Формы древнегляциального рельефа (троги, кары), выработанные в малостойчивых в процессах денудации глинистых сланцах, подверглись интенсивному разрушению. Господствуют формы продольного и поперечного эрозионного расчленения. Важную роль в формировании современного рельефа играют процессы механического выветривания горных пород и плоскостная денудация.

Смыв продуктов выветривания со склонов во время ливней приводит (в нижних течениях рек) к возникновению разрушительных грязекаменных потоков (селей). На Главном и Боковом хребтах преобладает поперечное долинное расчленение. Долины характеризуются (особенно на Боковом хребте) значительной глубиной, имеют преимущественно V-образную форму и большей частью узкие. Исключения составляют редкие троговые долины. Продольные долины боковых хребтов, главным образом в пределах Бежитинской депрессии, широкие, плоскородные; на их днищах и склонах сохранились низкие аккумулятивные, а также средние и высокие эрозионные террасы. В террасах местами наблюдаются флювиогляциальные галечники, покрывающие цоколь коренных пород.

Современные экзогенные процессы развиты чрезвычайно интенсивно; это определяется тектоническими, структурно-литологическими и климатическими факторами. Новейшие и современные тектонические движения являются наиболее активным фактором рельефообразования. Их роль сказывается в преобладании эрозионной деятельности рек (глубинной эрозии) на Главном и Боковом хребтах, испытывающих наиболее интенсивные поднятия. В пределах Бежитинской депрессии — области относительного опускания — локально развиты процессы аккумуляции. Элементы трещинной тектоники способствуют локализации действия гравитационного перемещения материала и эрозионных процессов по определенным линиям.

На Боковом и Главном хребтах создаются благоприятные условия для широкого развития снежной эрозии (нивазии) и образования крупных снежных лавин. С лавинами связана аккумуляция больших масс обломочного материала в днищах горных долин. Некоторые из небольших каров образованы снежной эрозией.

В результате активно протекающих нивально-ледниковых и гравитационных процессов происходит накопление громадных масс обломочного материала в горных долинах, нередко вызывающее подпруживание рек с образованием временных озер. Наибольшая скорость эрозии имеет место в бассейнах рек Самура и Сулака, характеризующихся большими значениями величин твердого стока.

### Южный склон Восточного Кавказа

Южный склон Восточного Кавказа протягивается от р. Большой Лиахви на западе до верхнего поперечного отрезка Алазани на востоке. На междуречье Арагви с Иори и Алазани к юго-востоку отходят два узких хребта — Карталинский и Кахетинский. В северной части подобласти, прилегающей к Водораздельному хребту, рельеф высокогорный, в южной части — среднегорный.

Описываемый склон соответствует Чауру-Дибрарскому синклинию и прилегающему с юга Дзау-Кахетинскому антиклинию [Милановский, 1968б]. В синклинии развиты интенсивно складчатые, запрокинутые к югу изоклиналильные структуры в однообразном флишевом комплексе средне- и позднеэоценовых глинистых сланцев и песчаников, среднеюрских, позднеюрских, меловых и палеоэоценово-раннеэоценовых отложений.

В верховьях Пшавской Арагви и Алазани структуры южного склона Восточного Кавказа испытывают поперечное поднятие, с которым связаны останцовые массивы Чаухи, Шавиклде и другие, сложенные плотными денудационно-устойчивыми магматическими породами. Здесь развиты реликты средне-позднемиоценовой поверхности выравнивания с волнистым рельефом и небольшими (200–400 м) колебаниями высот [Милановский, 1968б]. В структуре южного склона Восточного Кавказа важное значение имеют продольные и поперечные разломы. Продольные разломы, отделяющие этот склон от Верхнекартлийской впадины, соответствуют Кахетино-Лечхумской шовной зоне. На ее юго-восточном продолжении расположено узкое приразломное антиклинальное поднятие Кахетинского хребта, сложенного в основном меловым и палеогеновым флишем, перекрытым миоценовыми, плиоценовыми и позднеплиоценовыми молассами. Среди поперечных разломов наиболее крупным является Казбегско-Цхинваль-

ский глубинный разлом. Он выражен в рельефе флексуорообразным уступом до 500 м высотой, отличается значительной сейсмичностью и связан с вулканическими извержениями Кельского лавового нагорья и плейстоценовыми излияниями лав в Джавском районе [Милановский, 1968]. В ряде долин (Бритатиден в бассейне Большой Лиахви, Гудамакарское ущелье Черной Арагви, долина Илто и др.) карбонатные источники, сопровождающие разломы, создают разнообразные натечные формы травертинов.

Рельеф южного склона Восточного Кавказа эрозионно-денудационный, с глубоким поперечным долинным расчленением, с наложенными вулканическими морфоструктурами, а также с современными и древними ледниковыми формами. Характерной чертой орографического плана является резкое преобладание поперечных горных хребтов, долин и котловин. На Водораздельном хребте и его отрогах имеются незначительные современные ледники. Древнее, плейстоценовое оледенение занимало значительно большую площадь. В западной части склона в позднем плейстоцене долинные ледники спускались до абсолютных высот 1800-1900 м. Троги, сохранившиеся в верховьях долин, имеют длину 6-8 км.

На водораздельных гребнях между поперечными долинами распространены реликты поверхностей выравнивания, миоценовых на севере и плиоценовых (главным образом позднеплиоценовых) на юге. На участке, прилегающем к Верхнекартлийской впадине, наблюдается плавное понижение поверхностей выравнивания к югу. Поверхность выравнивания, хорошо сохранившаяся в водораздельной области Кахетинского хребта, по Л.И. Маруашвили [1966], мезозойская, откопанная из-под покрова миоценовых и плиоценовых отложений.

По характеру рельефа подобласть можно разделить на две части: западную, где расположены Кельское вулканическое нагорье и другие эффузивные морфоструктуры, и восточную, где вулканогенных форм нет. Кельское вулканическое нагорье расположено в верховьях рек Белой Арагви, Ксани, Большой и Малой Лиахви. Это область сплошного развития средне(?)-, позднеплейстоценовых и голоценовых лав, заполнивших древние долины Белой Арагви и Большой Лиахви в результате излияний центрального типа. Средне(?)-позднеплейстоценовые лавы сильно расчленены эрозией и затронуты ледниковой экзарацией, а позднеголоценовые потоки и вулканические конусы сохранили первичный рельеф, особенно на Кельском плато и Магандорском потоке. Нагорье делится на две части: восточную - Кельское плато и западную - Магран-Двалетское плато.

Восточная часть представляет собой тектоно-вулканическую впадину, где в результате опорожнения близповерхностного магматического очага произошло опускание на несколько сотен метров [Милановский, 1968]. Рельеф Кельского нагорья довольно сложный. Здесь имеются вулканическая цепь Мепис-Кало и отдельные центральные вулканы (Нарван-хох, Большой и Малый Хорисар и др.), а также подпруженные лавами впадины, занятые озерами или же созданные в результате ледникового выпахивания. Поверхность плато завалена глыбовыми продуктами морозного распада лав, а местами покрыта моренным материалом. Древнее оледенение охватывало нагорье в виде сплошной ледяной шапки, от которой отходили языки, переползавшие через седловины хребтов. По всему нагорью широко распространены перигляциальные образования: глыбовые россыпи, мерзлотные бугры - туфуры, отсортированные мерзлотные многоугольники.

Магран-Двалетское плато заканчивается лавовым потоком, залившим верхнюю часть продольной древней долины Большой Лиахви. Поверхность потока ступенеобразно понижается от 3000-3100 до 1700 м. Восточная, возвышенная его часть прорезана трогами и покрыта позднеплейстоценовыми моренами и продуктами морозной дезинтеграции лав, мерзлотными полигонами и небольшими озерами.

Долина р. Большой Лиахви имеет характер поперечного эрозионного ущелья, проходящего в верховьях по контакту лав и пород верхнеюрского флиша, и расширяется лишь в двух продольных участках. В верховьях Большой Лиахви и ряда ее притоков имеются трюги до 8 км длиной. В верхнем, про-

дольном участке долины р. Ксани также расположен лавовый поток и сохранились отложения, принесенные ледником, спускавшимся с Кельского нагорья. Нижний участок р. Ксани имеет характер поперечного эрозионного ущелья. На водораздельных гребнях и верхней части склонов имеются реликты доплейстоценовых (по-видимому, плиоценовых и миоценовых) поверхностей выравнивания.

Ущелье верхнего течения Белой Арагви врезано в основном вдоль контакта лав Кельского нагорья с осадочными свитами. На ее левобережье протягивается андезитово-базальтовый поток, по которому проходит Млетский спуск Военно-Грузинской дороги. Верхняя часть потока покрыта позднеплейстоценовыми моренами. Между Млети и Пасанаури на правобережье развиты активные селевые выносы, наносящие ущерб Военно-Грузинской дороге.

В восточной части подбласти, расположенной к востоку от Казбежско-Цхинвальского разлома, где вулканические формы отсутствуют, генезис рельефа связан с оледенением, эрозионно-денудационными, гравитационными и различными склоновыми процессами. Современное и древнее оледенения наиболее ясно выражены в районе скалистого диабазового массива Чаухи.

Следы карово-долинного позднеплейстоценового оледенения сохранились в северной части Картлийского хребта, у вершины Читге-Мта. В верховьях Арагви, Абделаури и других рек имеются трогги до 7-10 км длиной. Абделаурский среднеплейстоценовый ледник спускался до 1600-1700 м над ур. м.

Южный склон Водораздельного хребта в бассейне Арагви прорезан многочисленными поперечными долинами с притоками и расчленен на ряд отрогов, направленных вкост простирания юрских и меловых пород. Продольный характер имеет долина верхнего течения Иори между Кахетинским и Карталинским хребтами. На простирании Алазанской впадины она осложнена небольшой Тианетской котловиной, заполненной мощным аллювием, образующим нижние и средние поздне- и среднеплейстоценовые террасы. Эта наложенная депрессия свидетельствует о расширении к западу Алазанской впадины во второй половине плейстоцена [Милюновский, 1968б].

### Юго-восточный склон Восточного Кавказа

Южный склон Восточного Кавказа между верховьями рек Алазани и Гирдыманчая ограничен с юга наложенной впадиной. Он соответствует узкому южному крылу сводово-глыбовой морфоструктуры Юго-Восточного Кавказа - Тфанскому антиклинорию, Закатало-Ковдагскому синклинорию и Нуха-Вандамскому антиклинорию, сложенным глинистыми сланцами, песчаниками, известняками юры и мела, а в периферической части - отложениями палеогена и неогена. Юрские и меловые отложения собраны в изоклинальные складки с опрокидыванием к югу и разорваны многочисленными разломами, которые вместе с выходами плотных песчаников, пересекаемых реками вкост простирания, создают крутые, а часто и отвесные склоны. Этот крупнейший сбросовый склон является неотектоническим. Он образован в зоне дробления, которая связана, вероятно, с глубинным разломом, погружением и разрастанием Алазано-Агрчайской впадины. Абсолютные высоты южного склона на расстоянии 10-16 км изменяются от 3500 м до 800 м.

На южном склоне проходят Кахетинско-Лечхумская шовная зона, надвиг Большого Кавказа, Малкамудский надвиг, Мычых-Илисуийский разрыв, Камирван-Гумбашский надвиг и др. Эти надвиги и разломы создают глыбовую структуру, способствуют поднятию одних блоков и опусканию других.

На южном склоне выделяются Белоканское, Курмухчайское, Вандам-Шахдагское поперечные поднятия [Хаин, 1950; Султанов, 1959; Будагов, 1969]. Активные новейшие тектонические движения обусловили деформацию речных террас, перестройку древней гидрографической сети, увеличение глубины врезов речных долин, деформации поверхностей выравнивания и конусов выноса, рост поперечных поднятий и т.д.

Современные тектонические движения, унаследованные от новейших, ярко выражаются в активной сейсмичности (7–8 баллов), появлении современных гравитационно–тектонических, отчасти сейсмогенных нарушений и т.д.

На южном склоне Восточного Кавказа выделяются шесть поверхностей выравнивания: Шахдагская, Салаватская, Ковдаг–Дибрарская, Тахтайлагская, Чухурюртская и Шемахинская. Наиболее широко они развиты на водоразделах боковых хребтов и во внутренних частях долин. Шахдагская поверхность выравнивания развита между горами Базардюзю и Тфан. Она сохранилась в рельефе в виде отдельных вершинных уровней и имеет 4000–4200 м абсолютной высоты. Салаватская поверхность (3000–3800 м) развита вдоль водораздела Главного Кавказского хребта между Диндидагским и Агтагайским перевалами (в районе оз. Халакель и др.). Ковдаг–Дибрарская поверхность выравнивания (2000–2200 м) хорошо сохранилась на хребтах Ковдагском и Ниалдагском, на северных участках южных отрогов Главного Кавказского хребта. Тахтайлагская поверхность выравнивания помимо водоразделов развита также и как внутриводораздельная на реках Кишчае, Мухахчае и др. Тахтайлагская и Ковдагская поверхности выравнивания отделены одна от другой хорошо выраженным в рельефе уступом по разлому.

Чухурюртская и Шемахинская поверхности выравнивания имеют ограниченное распространение и приурочены к нижним участкам средних гор и низкогорьям. Все поверхности выравнивания имеют эрозионно–денудационное происхождение.

Поверхности выравнивания на южном склоне Главного Кавказского хребта отчетливо деформированы и понижаются в южном направлении. Ковдаг–Дибрарская поверхность выравнивания подверглась отчетливой деформации, отражающей сводовый характер поднятия в районах своего развития (Водораздельный хребет, Ковдагский хребет и др.). Салаватская поверхность выравнивания в верховьях р. Курмухчая на расстоянии 1,5 км понижается от 3500 до 3000 м, а в пределах Кямского участка – на 200 м.

Наиболее интенсивные новейшие поднятия приурочены к осевой линии Тфанского антиклинория. В верхнем течении рек Гирдыманчая, Кишчая и Мухахчая происходили дифференциальные движения – поднятия в горах, опускания в межгорных котловинах.

В пределах южного склона Водораздельного хребта развиты Чухадурмазская (бассейн р. Кишчая), Кюнгутская (бассейн одноименной реки) и Дашагильская (бассейн одноименной реки) внутриводораздельные котловины. Днища их заполнены аллювиально–пролювиальными отложениями.

Для низкогорий характерна мощная аккумуляция в низовьях долин рек, особенно в верхней части конусов выноса, где отмечается наиболее крупный материал селевых потоков. На склонах низкогорий довольно интенсивно происходят эрозия и селективная денудация.

В высокогорном поясе господствуют гравитационные и нивально–денудационные процессы – оползни, россыпи, обвалы, хорошо сохранились экзарационные формы древнего оледенения (троги, цирки, кары).

Речные долины в верховьях носят характер ущелий, в среднем течении имеют V–образную форму, а в нижнем они широкодонные и ящикообразные. Реки заложены вкрест простирания структур, вдоль поперечных тектонических трещин и разломов. Притоки главных рек частью выработаны в легко размываемых глинистых сланцах юры, частью определяются зонами надвигов и разломов.

В долинах рек выделяется до шестнадцати уровней речных террас (0,5–2, 6–8, 10–15, 20–25, 30–35, 40–45, 50–55, 60–70, 75–80, 90–115, 120–125, 135–145, 150–175, 190–200, 210–220, 240–250 м). Первые семь террас (0,5–2 – 50–55 м) прослеживаются почти во всех долинах рек, и являются преимущественно аккумулятивными. Террасы высотой от 65–70 до 135–140 м в основном эрозионно–аккумулятивные и имеют прерывистое распространение. Высокие террасы (от 150 до 250 м) – эрозионные. По сопоставлению со следами оледенения и региональными данными по Юго–Восточному Кавказу первые две террасы имеют новокаспийский, третья – седьмая –

хвалынский, восьмая — четырнадцатая — хазарский, пятнадцатая и шестнадцатая — верхнебакинский возраст.

В зонах Вандамо-Шахдагского и Белоканского поперечных поднятий деформации поверхностей выравнивания также выражены довольно отчетливо.

В высокогорной части южного склона имеются следы двух оледенений — наиболее древнего позднеплиоценового и последнего, наиболее молодого, плейстоценового оледенения. Троговые долины занимают верховья рек Тиканлычая, Дамирапаранчая, Бумчая и др. Имеются многочисленные кары и цирки, хорошо сохранившиеся в верховьях рек Лагодехора, Белоканчая, Мухачая, Шинчая, Тиканлычая и др. Морены на дне каров, цирков и троговых долин относятся к плейстоценовому оледенению. Морена Кям (бассейн р. Кишчая), расположенная на абсолютной высоте 2600—2700 м, по Б.А. Будагову [1965, 1968], имеет позднеплиоценовый возраст.

Оползни развиты в основном в среднегорье и приурочены к склонам северной экспозиции (бассейны рек Чельты, Лагдехора, Белоканчая, Катехчая, Курмухчая, Геокчая и др.). Оползням способствуют гравитационно-тектонические трещины в мощных толщах коренных пород, особенно в приводораздельной части Главного Кавказского хребта. В восточной части помимо площадных оползней в меловых и палеогеновых флишевых отложениях наблюдаются также линейно-вытянутые оползнево-селевые потоки (ишгыны), имеющие амфитеатр, русло и конус выноса.

Осыпи широко развиты в высокогорье, особенно на высотах более 3500 м, где повсеместно распространены обнаженные глинистые сланцы и песчаники. Обширные осыпи наблюдаются в бассейнах рек Кишчая, Шинчая, Курмухчая и др.

Обвалы на южном склоне Восточного Кавказа имеют ограниченное распространение (в бассейнах рек Курмухчая, Бумчая и др.). Они встречаются в районах энергичного подмыва реками и вдоль гравитационных и тектонических трещин.

Южный склон Главного Кавказского хребта — один из наиболее селеопасных районов не только на Кавказе, но и во всем Советском Союзе. Катастрофические селевые паводки характерны почти для всех рек Южного склона, но особенно они интенсивны на реках Кишчае, Шинчае, Курмухчае, Талачае и др. Интенсивные процессы выветривания и накопление мощных толщ обломочного материала на склонах обуславливают формирование селевых очагов, питающих селевые паводки во время летних ливневых дождей.

### ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ

Юго-Восточный Кавказ является наиболее молодым участком морфоструктуры Большого Кавказа с интенсивным проявлением новейших тектонических движений и наиболее четким их отражением в современном рельефе. Основным структурным элементом Юго-Восточного Кавказа является мегантиклинорий Большого Кавказа, осложненный тектоническими элементами более низкого порядка. Осевой Водораздельный хребет соответствует Тфанскому антиклинорию, составляющему восточное продолжение мегантиклинория Большого Кавказа, юрское ядро которого прослеживается от горы Базардюзю до долины р. Джимичая, где оно перекрывается меловыми отложениями.

К северу от Тфанского антиклинория в пределах северного среднегорного (а частью высокогорного) склона Юго-Восточного Кавказа простирается Шахдаг-Хизинский синклинорий, сложенный отложениями титона, неокома, сенона и др. Севернее выделяется узкий Тенгинско-Бешбармакский антиклинорийный хребет, сложенный меловыми, частью юрскими глинами, известняками, конгломератами. Широко распространены породы миоцена и плиоцена в Кусаро-Дивичинском синклинории, соответствующем Кусарской наклонной равнине, глубоко вдающейся в горное сооружение Юго-Восточного Кавказа и втянутой в моноклинальное поднятие. Восточнее р. Гирдыманчая антиклинорий Главного Кавказского хребта расчленяется на Дибраро-Яшминский

синклиорий и Алтыгач-Куркачидагский антиклинорий, образующие веерообразную систему линейных складок субширотного, общекавказского простирания, особенно четко выраженного на востоке. В целом структура юго-восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа имеет зональное строение; осевую зону его в западной части выполняют юрские отложения; крылья образованы мелом и палеогеном, слагающими преимущественно синклинальные зоны; на периферии распространены породы миоцена и плиоцена.

В формировании морфоструктур существенную роль играли расчленяющие их глубинные разломы, по которым происходили поднятия хребтов и относительное опускание котловин. Морфоструктуры Юго-Восточного Кавказа, созданные новейшими движениями, в большинстве случаев унаследованы от раннеальпийских и среднеальпийских структур и в меньшей степени представляют собой новообразования.

От раннеальпийских структур унаследована центральная осевая зона сводового поднятия Водораздельного хребта. Морфоструктуры, унаследованные от среднеальпийского этапа, в значительной степени переработаны новейшими движениями и приурочены к склонам Юго-Восточного Кавказа. Новообразованные морфоструктуры расположены в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа и в прилегающих депрессионных зонах. Они относятся к полосе молодой плиоцен-плейстоценовой инверсионной складчатости и имеют линейное и прерывисто-линейное простирание, частично являясь брахиморфными.

Новейшими тектоническими движениями осевые зоны антиклинорий Бокового и Водораздельного хребтов преобразованы в сводово-глыбовые поднятия по омоложенным древним или возникшим в неотектоническом этапе разломам. На крыльях сводово-глыбовой структуры Большого Кавказа южные Ковдагский и Ниалдагский горстовые хребты, Ленгебизский антиклинорий хребет и северные Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, Ерфинский моноклиналиный и Кайтар-Коджинский хребты разделены синклинальными и грабен-синклинальными унаследованными (Гильгильчайская и Лагичская) или новообразованными (Халтанская) котловинами.

Прямое соотношение рельефа и тектонических структур усиливается от древних к более молодым формам. Однако в целом весь юго-восточный сегмент Большого Кавказа отличается преобладанием прямых неотектонических морфоструктур. Исключение составляют лишь обширные синклинальные зоны на его крыльях, где соотношения среднеальпийских структур и рельефа различны и во многом определяются литологией пород. Основное значение в рельефе имеют сводово-глыбовые, горст-антиклинорийные, грабен-синклинорийные, синклинорийные и моноклиналиные структуры, выраженные в виде горных массивов, хребтов, гряд и котловин. Возраст их различен - от позднего плиоцена в западной части Водораздельного хребта до раннего и среднего плиоцена в восточной части Водораздельного и Бокового хребтов и на их склонах; возраст морфоструктур среднегорной и низкогорной зон - позднеплиоценово-раннеплейстоценовый.

К обращенным морфоструктурам относится синклинальное Дибрарское плато, расположенное на орографическом продолжении Водораздельного хребта с его прямой сводово-глыбовой структурой, а также Маразинское, Хизинское, Кушчинское плато, имеющие соответственно плиоценовый и позднеплиоценово-плейстоценовый возраст. Их высокое положение в современном рельефе, особенно Дибрарского, обязано поднятиям на неотектоническом этапе.

В строении и развитии современного рельефа Юго-Восточного Кавказа большое значение имеют глубинные разломы, надвиги и разрывы поперечного и особенно продольного направления. Они значительно отклоняются к югу, принимая восточное и юго-восточное простирание, обусловленное, с одной стороны, интенсивным погружением Среднекаспийской впадины, а с другой - разломами, оконтуривающими погружение Тальш-Вандамского поднятия, которому соответствует расширенный восточный участок Нижнекуринской впадины. С последней Юго-Восточный Кавказ граничит по Адждидере-Алятскому

разлому, а на севере он отделен от Кусаро-Дивичинского передового прогиба Сиазанским разломом и Казмакрызским надвигом.

Неотектонический этап охватывает отрезок времени от позднего миоцена — раннего плиоцена до плейстоцена и голоцена включительно. Еще в позднем сармате значительная часть Юго-Восточного Кавказа, за исключением современной полосы Водораздельного хребта, расположенной к западу от вершин Кызылкая и Тфан, находилась ниже уровня моря. В это время абсолютные высоты названных вершин не превышали 800–600 м, а современное их высокое положение обязано новейшим тектоническим движениям. Возраст поднятий морфоструктур западной части Водораздельного хребта в пределах Юго-Восточного Кавказа определяется как поздний миоцен. На Юго-Восточном Кавказе выделяется Вандам-Шахдагское поперечное поднятие, к которому приурочены наибольшие величины воздыманий (до 4000 м), наиболее глубокие врезы речных долин (1500–2200 м) и высокая сейсмичность (до 8 баллов) [Будагов, 1969].

Общая амплитуда неотектонических движений на Юго-Восточном Кавказе и в прилегающих к нему депрессионных зонах изменялась во времени и пространстве и определяется значительной величиной — более 10 км. Наиболее интенсивные и контрастные современные тектонические движения, сопровождаемые сейсмичностью, характерны для продольных и поперечных разломов, особенно для участков их пересечений. На границе южного склона Юго-Восточного Кавказа и Куринской впадины расположено наиболее интенсивный Шемахинский очаг с землетрясениями до 8–9 баллов.

Интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов развивается в соответствии с высотной поясностью рельефа.

С нивальными процессами, господствующими выше современной снеговой границы (3700 м), связаны явления солифлюкции, гравитационные процессы, сопровождающиеся в горах снежными лавинами, обвалами, осыпями, россыпями и т.д.

Мощным фактором рельефообразования являются эрозионные процессы, которым принадлежит основная роль в формировании расчлененного горного рельефа. Глубина расчленения в пределах низких гор достигает 1250 м, средних — 2000 м, высоких — до 2700 м [Пириев, 1964]. Одним из основных показателей интенсивности развития эрозионных процессов является степень крутизны склонов, которая в пределах южного склона Водораздельного хребта и в центральноосевой части Юго-Восточного Кавказа нередко достигает 60–70°.

Процессы современной аккумуляции и созданные ею формы рельефа свойственны значительной части территории. На равнинах, склонах гор, в межгорных котловинах отлагаются аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиальные, делювиальные и другие отложения.

Морские террасы на побережье Каспийского моря, изученные П.В. Федоровым [1958], Н.В. Думитрашко, Д.А. Лилиенбергом, Б.А. Будаговым [1961] и др., пользуются широким распространением и развитием. Они образуют 14 уровней — от бакинских до новокаспийских.

Современные речные долины заложены преимущественно в отрицательных морфоструктурах и в зонах интенсивного дробления горных пород. Положительные морфоструктуры пересекаются реками вкrest их простирания, что особенно характерно для рек северного склона Юго-Восточного Кавказа (за исключением р. Гильгильчай в ее среднем течении). На этих участках долины рек имеют форму глубоких ущелий и каньонов. Продольные участки долин ящикообразной формы отвечают, как правило, отрицательным морфоструктурам.

Сохранность речных террас в долинах рек различна. В высокогорном поясе сохранились преимущественно низкие террасы. В среднегорном поясе сохранность речных террас значительно лучше, особенно в долинах таких рек, как Гильгильчай, Пирсагатчай, в Халтанской и других котловинах. В antecedentных участках долин рек, пересекающих интенсивно воздымающиеся морфоструктуры (Боковой хребет и др.), где глубинная эрозия преобладает, террасы отсутствуют. В низкогорном поясе, где интенсивность поднятий менее значительна, террасы имеют наилучшую сохранность (долины рек Пирсагатчай,

Атачая, Тьхчая и др.). На дне котловин (Чугдажукской, Тьхчайской, Амбизлярской, Джейранкечмазской и др.) поверхности речных террас образуют обширные слабоаклонные равнины.

В долинах рек Юго-Восточного Кавказа развиты террасы на относительных высотах: I - 0,5-2 м, II - 4-6 м, III - 8-10 м, IV - 15-20 м, V - 25-30 м, VI - 35-45 м, VII - 50-65 м, VIII - 80-85 м, IX - 100-110 м, X - 120-130 м, XI - 150-180 м, XII - 190-210 м, XIII - 230 м и XIV - 280-300 м [Будагов, 1969, 1973].

Низкие (I-V) позднплейстоценовые террасы развиты в долинах почти всех рек. Преимущественно они аккумулятивные. Средние террасы (VI-X), имея прерывистое простирание, лучше всего сохранились в долинах рек Самура и Кусарчая. Они имеют казарский возраст и преимущественно эрозионно-аккумулятивное строение. Высокие террасы (XI-XIV), в основном эрозионные, сохранились фрагментарно. Плохая их сохранность объясняется возрастом (нижне-четвертные) и длительным размывом.

Современная гидрографическая сеть Юго-Восточного Кавказа унаследована от древней [Думитрашко, Будагов, 1968; Будагов, Лилиенберг, Ширинов, 1959, 1960]. В рельефе выражены плиоцен-четвертные палео-Гильгильчай, палео-Дивичай-Атачай, палео-Чикилчай, палео-Сумгаитчай, палео-Пирсагатчай и т.д. Они имели в основном продольное направление течения и были заложены в отрицательных морфоструктурах. Перестройка древней речной сети с широтной (продольной) на субмеридиональную (поперечную) началась в плиоцен-плейстоценовое время в связи с ростом сводового поднятия Большого Кавказа и прогибанием Каспийской впадины.

В пределах Юго-Восточного Кавказа широко распространены поверхности выравнивания. Здесь выделены Шахдагская (4000-4200 м), Шахордская (3500-3600 м), Салаватская (2800-3000 м), Ковдаг-Дибарская (2000-2400 м), Тахтайлагская (1500-1600 м), Чухурюртская (1200-1300 м), Шемахинская (600-800 м) и Кобыстанская (300-350 м) поверхности.

Первые две, Шахдагская и Шахордская, поверхности выравнивания имеют ограниченное распространение в районах гор Шахдаг, Бабадаг и Базардюзю. Салаватская поверхность развита на склонах гор и водоразделах Главного Кавказского и отчасти Бокового хребта, Ковдаг-Дибарская и Тахтайлагская поверхности выравнивания широко развиты в среднегорном поясе. Чухурюртская, Шемахинская и Кобыстанская поверхности выравнивания развиты в низкогорном поясе как на северном, так и на южном склоне Юго-Восточного Кавказа и в Кобыстане. Поверхности выравнивания интенсивно расчленены; глубина вреза речных долин в пределах их распространения колеблется от 1500 до 250-300 м. Вследствие интенсивных сводовых, дифференцированных поднятий поверхности выравнивания деформированы.

По происхождению поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа денудационные, эрозионные и абразионные. По возрасту они различны. Шахдагская и Шахордская поверхности выравнивания - досарматские, Салаватская, Ковдаг-Дибарская, Тахтайлагская и Чухурюртская - плиоценовые, Шемахинская - позднплиоценово-раннплейстоценовая, Кобыстанская - раннплейстоценовая [Хаин, 1950; Шихалибейли, 1953; Думитрашко, Лилиенберг, Будагов, 1961].

Высокогорные участки хребтов Юго-Восточного Кавказа дважды подверглись оледенениям, названным Кусарским и Шахнабадским, соответственно позднплиоценового и средне- и позднплейстоценового возраста. Кусарское (позднплиоценово-апшеронское) оледенение устанавливается по наличию мощных грубообломочных молассовых отложений в полосе предгорий и наличию в бассейне р. Кишчая (Яйлаг Кям) мощной (100 м) морены, залегающей на абсолютной высоте 2600-2700 м и на высоте 700 м над урезом долины р. Дамарчика [Будагов, 1962, 1963а]. Шахнабадское оледенение характеризуется моренными отложениями.

Деятельность ледников кусарского и шахнабадского оледенений выражена троговыми долинами, многочисленными карами и цирками. Оледенения имели гор-

но-долинный характер, за исключением районов Шахдагского и Кызылкашинского плато, где ледники покрывали их плоские вершины.

Нижняя граница древних оледенений не опускалась ниже 2400–2600 м. На некоторых перевалах Главного Кавказского хребта ледники на небольшое расстояние спускались на южный склон, на котором площадь древнего оледенения была в 2–3 раза меньше, чем на северном.

Современные ледники играют значительную роль в формировании рельефа. С ними связаны образование небольших каров, аккумуляция моренного материала и др.

Перигляциальные образования развиты в высокогорном и в верхней части среднегорного пояса; они представлены позднеплейстоценовыми осыпями и россыпями, образование которых связано с последним оледенением.

На северном склоне Юго-Восточного Кавказа широко распространены оползни, особенно в бассейнах рек Гирдыманчая, Пирсагатчая, Сумгайтчая, Атачая, Вельвеличая и других рек, в юрских, меловых, третичных глинах, сланцах, склоновых отложениях. Преобладание оползней на северном склоне обусловлено его экспозицией и большим количеством осадков. Максимальное развитие оползней наблюдается в районах, где неотектонические движения проявляются с большей интенсивностью, где годовое количество осадков достигает иногда 800–1000 мм (бассейны рек Гирдыманчая и Вельвеличая). Поперечный разлом, пересекающий Юго-Восточный Кавказ по долинам рек Гирдыманчая и Джимичая, способствует усилению развития оползней. В долинах этих рек известны наиболее крупные оползни – потоки – Химранский, Дворианский, Ерфинский, Атучайский. Оползни развиты вдоль продольных Зангинского, Гермиянского, Сиазанского, Казмакрызского разломов [Будагов, 1973].

На Юго-Восточном Кавказе широко распространены карстующиеся породы – известняки верхней юры и нижнего мела, верхнего мела, сармата, ачкагыла, апшерона. В среднегорном поясе в меловых и палеоген-миоценовых известняках сформировались Кюле-Хашинская и Халтан-Хашинская группы пещер глубиной до 10 м. В низкогорном поясе пещеры встречаются редко. Сравнительное развитие карстовых явлений на Юго-Восточном Кавказе по сравнению с Северо-Западным Кавказом связано, видимо, с климатическими (более континентальными) условиями и более древними и плотными карстующимися породами. Часть карстовых форм имеет плиоценовый возраст, но большинство из них – плейстоценовые, так как они приурочены главным образом к молодым участкам речных долин. Аридно-денудационные формы рельефа – бедленд и глинистый карст – интенсивно развиты на склонах южной экспозиции почти всех хребтов, на плато и возвышенностях, на склонах долин и т.д.

Глинистый карст развит в бассейнах Гильгильчая, Тыхчая, Атачая и других рек, на правом склоне долины р. Самура (к северо-востоку от с. Зейхур) и в других районах.

Развитие аридно-денудационных процессов обусловлено семиаридным климатом, отсутствием сплошного растительного покрова, значительной трещиноватостью и пористостью пород, преимущественно алевроитовым их составом и характером расчленения рельефа.

На Юго-Восточном Кавказе селевые явления наблюдаются во многих речных бассейнах. Наиболее селеносны бассейны Дивичичая и Джейранкечмаза. Водокаменные сели характерны для бассейнов рек Пирсагатчая, Козлучай, Шабранчай, Вельвеличая, Карачай, Агчай, Кудиалчай и Кусарчай. Грязевые сели проходят преимущественно по рекам Джейранкечмаз, Аджидере, Тудар, Сигалчай, Тыхчай, Кешчай, по левым притокам р. Гильгильчая и др. В бассейнах ряда рек (Дивичичая и др.) наблюдаются грязевые и водокаменные сели. Структурные сели проходят редко; по составу отложений к ним относятся некоторые овражные выносы.

На Юго-Восточном Кавказе имеются грязевые вулканы, распространение которых охватывает в основном юго-западный склон в районах, прилегающих с юго-востока и северо-востока к г. Шемаха. На северном склоне в долине р. Тахтакерпи имеется лишь один небольшой грязевый вулкан Кайнардна.

Апшероно-Кобыстанские низкогорья занимают юго-восточную периферию Большого Кавказа. На востоке низкогорья омываются Каспийским морем, на севере простираются до Кемчи-Кабандагского хребта – восточного окончания Главного хребта. Юго-западная и западная границы проводятся условно вдоль долин р. Пирсагатчая и его левого притока р. Аджидере.

Низкогорья соответствуют периклинальному погружению мегантиклинория Большого Кавказа, испытавшего в третичный период интенсивное прогибание. Они расположены в полосе сочленения горного сооружения Большого Кавказа, имеющего в общем северо-западно – юго-восточное направление простирания, и меридиональной впадины Каспийского моря. В сторону моря наблюдается отклонение оротектонических элементов от общекавказского направления простирания. Антиклинальные структуры испытывают сужения за счет расширения синклинальных. Наблюдается изгиб складок, разветвление и ундуляция их шарниров. Появляются кольцевые антиклинали и чашеобразные синклинальные мульды. Нередко антиклинали оказываются опрокинуты на юг и разорваны разломами, по которым северные их крылья надвинуты на южные.

Для низкогорий характерны дифференцированные движения различного знака и амплитуды, благодаря которым развит преимущественно прямой тектонический рельеф. Широко представлен грязевой вулканизм и соответствующий ему рельеф.

Апшероно-Кобыстанские низкогорья сложены палеогеновым флишем (на северо-западе), миоценовыми глинистыми отложениями с прослоями брекчиевидных известняков и доломитов и преимущественно песчано-глинистыми отложениями плиоцена и плейстоцена. В юго-восточной части в отложениях плиоцена часто встречаются детритусовые песчаники, известняки-ракушники и конгломераты, слагающие обширные синклинальные плато.

В описываемой области преобладает аридный климат с небольшим количеством атмосферных осадков (200–400 мм/год), их неравномерным распределением как в пространстве, так и во времени и большой величиной (1200–1400 мм) испаряемости<sup>1</sup>, что играет существенную роль в моделировке рельефа, формировании морфоскульптур и развитии аридно-денудационных процессов. Основные водные артерии имеют транзитный характер. Эрозионная сеть представлена долинами, балками и оврагами временных потоков.

Приведенные выше особенности геологического строения и рельефа являются общими как для Апшеронского полуострова, так и для Кобыстана, что позволяет их объединить в одну область. Несмотря на подобную общность, прослеживаются и некоторые различия в деталях геологического строения и рельефа, характере проявления новейших и современных движений, экзогенных процессов, что дает основание выделить в пределах подобласти Апшерон-Кобыстанских низкогорий два района – Кобыстан и Апшеронский полуостров [Лилиенберг, 1957, 1962; Ширинов, 1965]. Граница между ними проводится условно по Ясамальской долине и вдоль западного борта Джейранбатанской котловины.

**К о б ы с т а н.** Характеризуется преимущественно прямым тектоническим рельефом, где антиклинальным складкам соответствуют хребты и гряды с абсолютными высотами до 800–1000 м, а синклинальным – котловины и долины [Лилиенберг, 1962].

Местами прослеживаются элементы инверсионного рельефа. В крайней западной части района широко развиты позднеплиоценовые поверхности выравнивания. В восточном направлении происходит усиление дифференциации новейших движений, которые находят свое отражение в складчатости и рельефе. Наблюдается общее погружение морфоструктур и понижение высот рельефа. Усиливается деятельность грязевых вулканов, которые местами образуют основной фон ландшафта.

<sup>1</sup> По данным климатических карт Э.М. Шиклинского [Атлас Азербайджанской ССР, 1963].

Благодаря литоструктурным особенностям и тектонике широко развит инверсионный рельеф. Аридно-денудационные процессы и созданные ими формы рельефа получают широкое развитие.

Наиболее северная часть Кобыстана — Агдара-Перекишкюльская зона характеризуется интенсивно расчлененным и выработанным рельефом. Здесь преобладают синклинальные плато и возвышенности (Шахандаг, Маяш), а также моноклиальные хребты и гряды (Сиякидач, Кублядаг, Ильхидаг и др.). Прямой тектонический рельеф сохранился значительно меньше (горы Тува, Нефтик и др.). Широко развиты террасированные денудационно-аккумулятивные равнины и обширные долины, которые являются фрагментами древних долин палео-Чикилчая, палео-Туадар-Кенда [Ширинов, Лилиенберг; 1961; Лилиенберг, 1962]. На южных склонах ряда положительных морфоструктур (Шахандаг, Тува, Сиякидач, Ильхидаг и др.) широко развит бедленд. Грязевулканическая деятельность ограничивается наличием небольших слабо действующих грифонов.

В северо-западной части Кобыстана на высоте 800-1000 м прослеживаются ступенчато расположенные *Сундинское, Набурское и Маразинское синклиналильные плато*, представляющие собой частично наложенные морфоструктуры. В их пределах на размытой поверхности сложнодислоцированных песчано-глинистых отложений майкопской свиты горизонтально залегают понтические (на севере) и акчагыльские (на юге) известняки и песчаники. На этом основании одни исследователи [Ширинов, 1965] считают их конседиментационными ранне- и позднеплиоценовыми поверхностями выравнивания абразионно-аккумулятивного происхождения, другие же [Лилиенберг, 1958, 1962] — денудационными позднеплиоценовыми поверхностями. Ступенчатость плато объясняется дифференцированными движениями вдоль погребенного разлома, местами (вблизи с. Мараза) образующего флексуорообразный изгиб.

К востоку от плато в субширотном направлении простирается *Шайблар-Учтапинская зона* с прямым, но сильно измененным тектоническим рельефом. Зона состоит из двух параллельно вытянутых линий антиклинальных и моноклиальных возвышенностей, гряд и хребтов: 1) Шайблар-Кайбларский моноклиальный хребет, антиклинальные увалы Таштыджа, Достыбозы; 2) Атьяльская антиклинальная гряда, возвышенности Сунгурдач, Бояната. На юго-востоке расположены Коунская и Кясмали-Учтапинская моноклиальные гряды. Последние посредством поперечного тектонического разрыва в районе грязевого вулкана Перекишкюль смещены к югу. Грязевые вулканы в целом развиты слабо и представлены преимущественно сопочными полями, отдельно расположенными сопками, грифонами и сользлами.

Указанные морфоструктуры сложены главным образом олигоцен-миоценовыми (на западе) и среднеплиоценовыми (на востоке) песчано-глинистыми отложениями. Миоценовые брекчиевидные известняки и доломиты местами (Шайблардаг, Кайблардаг, Ать-ял) венчают в виде грив водораздельную часть хребтов и гряд.

Описываемая зона на западе начинается с абсолютных высот 1000-1100 м и понижается в восточном направлении до 250 м, образуя отчетливо выраженную ступенчатость в районе с. Дженги и с. Перекишкюль. Линии положительных морфоструктур отделяются обширными террасированными долинами и равнинами, которые являются фрагментами позднеплиоценово-раннеплейстоценовых древних долин палео-Дженгичая и палео-Чикилчая. Придельстовые (субазральные) отложения этих древних долин в виде покрова суглинисто-галечниковых и песчано-гравелитовых образований сохранились на выровненных поверхностях Коунской, Кясмалинской и Карабадской гряд и возвышенностей и коррелируются с раннеплейстоценовыми (бакинскими) морскими террасами. На южных склонах хребтов и гряд развит бедленд.

Центральную часть Кобыстана занимает обширная *Джейранкечмазская наложенная синклиналильная депрессия*. Она выполнена мощной толщей средне- и верхнеплиоценовых песчано-глинистых отложений, в юго-восточной части перекрытой мощными пластами апшеронских известняков.

Приосевая часть депрессии представляет собой обширную равнину аллювиально-пролювиального (на северо-западе) и абразионно-аккумулятивного (на юго-востоке) происхождения. Равнинный рельеф местами нарушается брахиантиклинальными увалами, грядами и литолого-скульптурными останцовыми возвышенностями, склоны их расчленены густой овражной сетью типа бедленд. Широко развиты грязевые вулканы, которые образуют огромные конусы относительной высотой до 250–300 м. Крупнейшие грязевые вулканы Азербайджана и всего мира (Тоурагай, Большой Кянизадаг, Малый Кянизадаг, Отманбоздаг и др.) расположены именно в Джейранкечмазской депрессии.

В юго-восточной части мульды, выполненной апшеронскими известняками, сформировался инверсионный рельеф – обширные плато (Кафтарандагское, Чувагдагское, Гюздекское) и возвышенности (Беюкдаг, Кичикдаг, Джингирдаг). Склоны их покрыты глыбовыми осыпями.

На юго-западе к Джейранкечмазской депрессии примыкают Алятская гряда и низкогорья, расположенные между Алятской грядой, средним течением р. Пирсагатчая и моноклиальной грядой Гиджакидаг.

Алятская гряда в тектоническом отношении соответствует одноименной антиклинальной зоне, сложенной сильно дислоцированными средне- и верхнеплиоценовыми песками, глинами и известняками. Четвертичные отложения слагают морские террасы, врезанные в склоны гряды. Гряда разорвана Аджичай-Алятским глубинным разломом, амплитуда перемещения по которому достигает 1650–1700 м [Ахмедов, 1975]. К разлому приурочены крупные грязевые вулканы, которые образуют в рельефе резко выраженные конусы и сопочные поля, сливающиеся в водораздельные пространства.

Максимальную высоту (500 м) гряда имеет на северо-западе, понижаясь к юго-востоку до 200 м. К востоку от грязевого вулкана Котурдаг антиклинальная зона, составляющая структурную основу гряды, разделяется на две ветви посредством наложенной синклинали в районе Алят-Пристань. Южная ветвь простирается в субмеридиональном направлении и выходит к берегам Каспия у мыса Пирсагат, заканчиваясь конусом грязевого вулкана Хамамдаг. Свод антиклинали размыт и сохранился лишь в виде останцовых возвышенностей и гряд. Северная ветвь также размыта, и направление ее простирания прослеживается в субширотном направлении в виде небольшого вздутия поверхности и конусов грязевых вулканов с выходом к морю у мыса Алят.

Алятская гряда в плане имеет дугообразную форму, обращенную своей выпуклостью на северо-восток, что обусловлено глубоким прогибанием Навагинской синклинали котловины, расположенной южнее. Гряда асимметрична, чем определяется направление и характер развития процессов экзогенного рельефообразования. Южные склоны, обращенные в сторону Навагинской котловины, крутые и интенсивно расчленены бедлендом и глинистым карстом. Северные склоны пологи и расчленены балочной сетью.

Центральный Кобыстан, расположенный между Алятской грядой и южной частью Маразинского плато (Гиджакидаг), характеризуется мелкогорьем, состоящим из моноклиальных и антиклинальных гряд и хребтов, протягивающихся в субширотном направлении. Среди них можно выделить (с севера на юг) Нардаранскую, Кечикаинскую, Загиртаинскую, Умбакинскую, Календертапинскую гряды и Хашамадинский хребет, юго-восточные оконечности которых проникают в пределы Джейранкечмазской депрессии. Вершины и гребни сложены миоценовыми брекчиевидными известняками и доломитами и верхнеплиоценовыми детритусовыми песчаниками. Высоты их колеблются в пределах 500–700 м. Вершины имеют асимметричное строение – крутые южные и пологие северные склоны.

Своды антиклиналей, которые сложены менее устойчивыми песчано-глинистыми породами, в основном размыты. На их месте выработаны долины, котловины и равнины, рельеф которых осложняется грязевыми вулканами. Наиболее крупным грязевым вулканом является сопочное поле Кодькыран (около 20 км<sup>2</sup>). На южных склонах гряд и хребтов широко развит бедленд.

Апшеронский полуостров. В тектоническом отношении является юго-восточным продолжением мегантиклинория Большого Кавказа. Сложен комплексом осадочных третичных и четвертичных отложений мощностью до 8–10 км. Песчано-глинистые отложения среднего плиоцена (продуктивная толща) составляют около половины мощности (до 3–4 км) этого комплекса. Подстилающие их породы нижнего плиоцена, миоцена и палеогена достигают 2,5–3 км мощности и обнажаются в ядрах антиклинальных складок западной и центральной частей полуострова. Продуктивная толща покрывается отложениями верхнего плиоцена (глины, пески, песчаники, известняки) и плейстоцена (конгломераты, галечники, пески, глины), мощностью 1,5–2 км.

В геологическом строении полуострова прослеживаются два структурных яруса — нижний, палеоген-миоценовый, и верхний, плиоцен-плейстоценовый [Григорьянц, Хаин и др., 1955]. Нижний ярус, объединяющий Апшеронский полуостров с Юго-Восточным Кавказом, погребен на значительную глубину и прослеживается в субширотном направлении. Структуры верхнего яруса простираются в основном в меридиональном и субмеридиональном направлениях и создают морфоструктурную основу современного рельефа. Перестройка структурного плана, вызванная заложением в палеогене Каспийской меридиональной впадины [Шарданов и др., 1955], распространилась на Апшеронский полуостров в конце миоцена и начале плиоцена [Григорьянц, 1962].

Апшеронский полуостров характеризуется прямым тектоническим рельефом, что является следствием молодости тектонических структур, а следовательно, и молодости самого рельефа [Ширинов, 1965; Лиленберг, 1962]. Кроме того, для полуострова характерна незначительная высота над базисом эрозии — Каспийским морем, которая является основным фактором, регулирующим процессы эрозии и расчленения поверхности.

Линейно и кулисообразно расположенным антиклинальным структурам соответствуют уваловидные хребты и гряды с мягкими сглаженными очертаниями рельефа. Положительные формы в виде конусообразных возвышенностей различной высоты создают также грязевые вулканы. Синклинальным структурам в рельефе соответствуют долины и обширные неглубокие плоскodonные котловины.

Исключением в этом плане является юго-западная часть полуострова, где развит инверсионный (обращенный) рельеф. Положительными формами рельефа здесь являются моноклинальные гребни и обширное Бакинское синклинальное плато, которое отделяется от смежных элементов рельефа долинами и равнинами, выработанными на размытых крыльях антиклинальных структур.

Благодаря семиаридному климату Апшеронского полуострова экзогенные рельефообразующие процессы и созданные ими формы рельефа имеют четко выделяющиеся специфические особенности. Это выражается прежде всего в широком развитии аридно-денудационных, солончаково-дефляционных и эоловых форм рельефа.

Четвертичные трансгрессии и регрессии Каспийского моря способствовали выработке ступенчатого, террасированного рельефа. Морская абразия совместно с другими экзогенными факторами активно участвовала в формировании ныне бессточных котловин и долин, которыми изобилует рельеф Апшеронского полуострова.

В западной части Апшерона, где нефтегазоносные отложения обнажаются непосредственно на поверхности или залегают на небольшой глубине, широко развиты грязевые конусовидные вулканы. Восточная же часть полуострова, характеризующаяся исключительно молодым (позднечетвертичным) рельефом, сильно отличается от остальной части Апшерона. Тут развиты слегка всхолмленные равнины, генетически представляющие собой хазарские абразионные платформы, местами переходящие в хазарские и хвалынские аккумулятивные морские равнины (Пиршагинская, Гоусанская, Гюрджанская). Лишь некоторые антиклинальные складки (Калинская и др.) образуют пологие увалы и возвышенности. Поверхность равнины почти не расчленена, что объясняется молодостью рельефа и отсутствием проточных вод. Здесь широко развиты эоловый рельеф и солончаково-дефляционные плоскodonные понижения.

## ЗАКАВКАЗСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ДЕПРЕССИЯ

### Общая характеристика

Закавказская депрессия представляет собой систему аккумулятивных равнин, котловин, гряд, плато, низких и средних гор. Тектонические границы Закавказской депрессии секут различные структуры Большого и Малого Кавказа, вследствие чего она может быть охарактеризована как наложенный межгорный прогиб.

В основании Закавказской депрессии залегает срединный массив, сложенный палеозойскими и мезозойскими кристаллическими и метаморфическими породами с довольно сложным рельефом, раздробленный продольными, диагональными и поперечными глубинными разломами и флексурами глубокого заложения. Отдельные блоки характеризуются различным тектоническим режимом и разными мощностями осадочного чехла, накопленного в процессе погружения разной амплитуды и испытавшего в западной и особенно восточной частях депрессии интенсивную молодую складчатость. В неогене в общем погружение вовлекались кордильеры, существовавшие вдоль северного борта депрессии до конца эоцена [Мамедов, 1970]. Процесс инверсии, благодаря которому формировались сравнительно небольшие морфоструктуры, продолжался с конца миоцена, в плиоцене и плейстоцене.

В средней части депрессии Дзирульский кристаллический массив медленно поднимался в течение всего кайнозоя и являлся областью денудации. Крайние западные и восточные части консолидированного основания (Грузинская глыба и Нижнекуринский срединный массив) в неоген-четвертичное время были охвачены абсолютным погружением с аккумуляцией морских и континентальных рыхлых грубообломочных осадков большой мощности (нижних и верхних моласс). Областям унаследованных абсолютных погружений отвечают наиболее низко расположенные Колхидская и Кура-Араксинская низменности.

Рельеф низменностей в крупном плане отражает преобладающее в процессе их развития прогибание и аккумуляцию рыхлых образований и морфологически представлен аллювиальными и аллювиально-пролювиальными наклонными равнинами, осложненными крупными конусами выноса.

Локальные структуры, погребенные под более молодыми отложениями, на поверхности низменности не выражены и выявляются лишь в результате детального геоморфологического анализа и интерпретации геофизических данных [Ширинов, Троцок, 1963, 1966; Ширинов, 1962а; Троцок, 1967]. Существует довольно большое различие между отчетливо выраженными в мезозойских отложениях глубинными структурами и современным рельефом. В Среднекуринской и отчасти Верхнекуринской впадинах, наоборот, благодаря интенсивно складчатой новейшей тектонике структуры в рельефе выражены отчетливо. Обширная зона молодой складчатости в Среднекуринской впадине отделена от горных сооружений Большого и Малого Кавказа наложенными синклинальными прогибами — Алазано-Агричайским на севере и Караязи-Гянджинским на юге. Основные новейшие инверсионные морфоструктуры Среднекуринской впадины образуют антиклинальные и моноклинальные низкие ассиметричные хребты и гряды, синклинальные котловины, частью вовлеченные в дифференцированные поднятия и более крупные зоны прогибаний, где отлагались молодые морские и континентальные — аллювиальные, пролювиальные и озерные — отложения большой мощности (Алазано-Агричайский и Караязи-Евлахский прогибы, Аджиноурская, Мингечаурская котловины).

Благодаря резкой смене климатических условий с запада на восток в сторону аридизации в разных частях Закавказской депрессии формировались различные морфоструктуры. Особенно отличаются влажная рионская и аридная куринская части депрессии. Ярко выраженной границей между ними является Лихский хребет, образующий крупный климатораздел, к западу от которого расположены влажные, а к востоку — сухие субтропики. На склонах Рионской впадины развиты гумидные морфоскульптуры (густая сеть террасированных

речных долин), а в Куринской впадине широко распространены аридные морфоскульптуры — прекрасно выраженный на крутых южных склонах гор и гряд беденд в сочетании с глинистым карстом.

В Закавказской межгорной депрессии выделяются следующие области: 1) Рионская впадина, 2) Лихский хребет и Верхнеимеретское плато, 3) Куринская впадина.

#### РИОНСКАЯ ВПАДИНА

Морфоструктура Рионской впадины является сложным гетерогенным образованием. В ней выделяются: 1) аллювиальная и аллювиально-морская, частично заболоченная Колхидская низменность; 2) приподнятая слабонаклонная аллювиально-морская равнина; 3) холмисто-грядовые террасированные предгорья; 4) Мегрельское (Одишское) наклонное плато.

Колхидская низменность имеет почти идеально ровную поверхность. Уровень пересекающих ее рек выше этой поверхности, а так как их русла обвалованы, местами имеются неглубокие блюдцеобразные понижения с отрицательными отметками. Вдоль береговой линии прослеживаются песчаные валы и дюны высотой 5–6 м. В них найдены остатки культуры бронзового века. Перекрывая естественный дренаж, дюны способствуют заболачиванию низменности. Мощность четвертичных отложений возрастает к осевой части низменности и в сторону моря от 60 м в окрестностях Самтредиа до 400–500 м в районе Поти и Чаладици. К периферии низменности и ее холмисто-предгорному обрамлению мощность четвертичных морских и континентальных отложений сокращается до 5–8 м (в окрестностях г. Цхакая). Резкое различие в мощностях обусловлено глубинным разломом, проходящим вдоль северного склона Рионской впадины.

В осевой зоне низменности установлен полный разрез согласно залегающих пород от нижнечаудинских до новочерноморских включительно [Лалиев, 1957; Церетели, 1964; Цагарели, 1964; Астахов, 1967]. Наличие трех торфяных горизонтов на глубинах 36–40, 18–10,7 и 5–6 м (в районе Поти, Патара Поти и др.) в древнечерноморских отложениях указывает на частые колебания уровня Черного моря (трансгрессии и регрессии) в поздне- и послеледниковое время. В результате последней, лазской трансгрессии, начавшейся в конце первого тысячелетия н.э., были затоплены исторические памятники Диоскурии, Супсы и Малтаквы [Церетели, 1964].

Приподнятая слабонаклонная аллювиально-морская равнина представляет собой низкие первую и вторую террасы рек Риони, Хоби, Ингури и др. Она сложена галечниками и суглинками и слабо расчленена мелкими ручьями и оврагами.

Холмисто-грядовые террасированные предгорья Рионской впадины обрамляют наклонную равнину и низменность на северо-востоке и на юго-западе; они сложены олигоценовыми мергелями и глинами, миоцен-плиоценовыми конгломератами, глинами и песчаниками, частично перекрытыми плейстоценовыми морскими и континентальными отложениями, и имеют мягкий сглаженный рельеф. Низкие предгорья, сложенные миоцен-плиоценовыми и отчасти плейстоценовыми (чаудинскими) породами, отделены заметным уступом от более высоких, образованных преимущественно палеогеновым и верхнемеловым карбонатным комплексом, срезанным позднплиоценово-раннеплейстоценовой поверхностью выравнивания на высоте около 700–750 м. Между р. Абаша, г. Кутаиси и окрестностями Цхалтубо рельеф холмисто-бугристый; встречаются довольно широкие котловинообразные понижения, а также карстовые воронки, шахты и пещеры. На правобережье р. Квирилы, между Кутаиси и Зестафони, холмистые предгорья имеют характер низких плато, сложенных меловым и палеогеновым карбонатным комплексом с субгоризонтальным залеганием пород (Экларское плато) и окаймленных невысокими грядами; здесь развиты карстовые формы. Восточнее, до Зеста-

фони, протягивается зона погружения предгорий к Колхидской впадине, благодаря чему в долине р. Квирилы развиты плиоценовые и четвертичные галечники, слагающие плосковершинные холмы — реликты раннеплейстоценовых аллювиальных террас расчлененных плоскодонными долинами.

В предгорьях Колхидской равнины насчитывается четыре—пять речных террас: 1) по р. Ингури, после выхода реки на Колхидскую равнину — пять террас (на высотах 6—8, 15—20, 40—50, 75—80, 150—160 м); 2) на р. Риони, у г. Кутаиси — четыре террасы (2—4, 10—15, 60—80, 150—160 м); 3) в низовьях р. Квирилы — четыре террасы (2—3, 12—15, 60—70, 100—120 м). Высокие террасы (100—150 м) имеют чаудинский возраст, средние (60—80 м) — древнеэвксинский, низкие террасы (10—20 и 2—8 м) — карангатский и голоценовый.

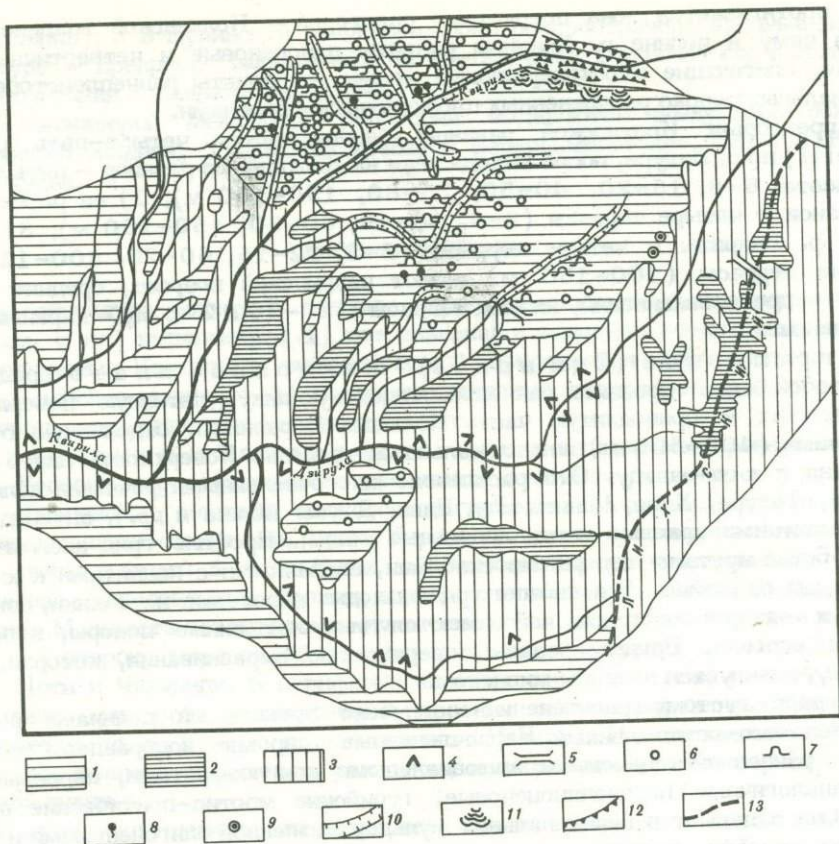
Мегрельское (Одишское) наклонное плато представляет собой более древнюю, раннеплейстоценовую аккумулятивную поверхность выравнивания — приподнятую часть Колхидской равнины, отделенную от нее невысокими (400—500 м) антиклинальными грядами. Поверхность плато слабо наклонена к юго—западу. Оно расчленено многочисленными речными долинами (Ингури, Техури, Хоби, Чанисцкали, Циви, Джуми Абаша и др.), antecedентно пропиливающими краевые антиклинальные гряды. Профиль гряд ассиметричный, с более крутыми северными склонами, связанными с надвигами к югу по продольным разломам. У подножия гряд выходят карстовые источники, поверхность их закарстована; на ней имеются многочисленные поноры, колодцы, поля и воронки. Гряды срезаны поверхностью выравнивания, которая, по-видимому, датируется поздним миоценом.

Благодаря густому расчленению неглубоко врезанными долинами рельеф плато волнисто-всхолмленный. Нерасчлененные широкие водоразделы обычно сложены раннеплейстоценовыми аллювиальными конгломератами, перекрывающими аналогичные позднеплиоценовые, гурийские мзотис-понтические отложения. Они залегают в синклинальной мульде, сложенной олигоценowymi и сарматскими глинами, галечниками и песчано-глинистыми отложениями. Верхние красновато-желтые слои конгломератов и глин, переработанные процессами латеритизации, — чаудинского возраста, а нижняя часть конгломератов — киммерийского [Джанелидзе, 1940; Девдариани, 1962; Вахания, 1936; Церетели, 1966].

В долинах рек Мегрельского плато (Хоби, Техури и Чанисцкали) насчитывается от трех до четырех террас высотой 5—8 м (голоценовые), 20—30 м (карангатские) и 40—50 м (узунларские). В районе прорыва Уртинской гряды в долине р. Хоби имеется до пяти террас. Наиболее высокая из них (60—70 м) — древнеэвксинская.

#### ЛИХСКИЙ ХРЕБЕТ И ВЕРХНЕИМЕРЕТСКОЕ ПЛАТО

Лихский хребет, соответствующий Дзирульскому кристаллическому массиву, располагается в среднем на отметках 1200—1500 м в восточной части и 700—800 м в западной, где находится глубоко расчлененное Верхнеимеретское плато. В грузинской литературе это название обычно распространяется на весь Дзирульский массив. Он сложен докембрийскими (байкальскими) и нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами, кембрийскими филлитами и мраморами, верхнепалеозойскими кварцевыми порфиридами, туффитами триаса и лейасовыми мраморами. В периферических частях массива эти породы прорваны многочисленными гранитоидными палеозойскими и батскими интрузиями, а также байосскими вулканогенными образованиями. Весь этот комплекс местами перекрыт субгоризонтально залегающими меловыми известняками и мергелями, а на северо-восточном крыле массива — горизонтальным маломощным чехлом глин, песчаников, ракушечников, мергелей и конгломератов (от олигоцена до среднего сармата включительно). На междуречье



Р и с. 9. Геоморфологическая схема Дзирульского массива. Составили Л.И. Маруашвили и Д.Д. Табидзе [1971]

1 - структурное плато, образованное мезокайнозойскими осадочными породами с карстовыми формами и каньонообразными ущельями; 2 - позднемеозойские поверхности на кристаллическом субстрате; 3 - среднегорный и холмистый эрозивный рельеф на кристаллическом субстрате; 4 - конусы выноса; 5 - древние долины; 6 - карстовые воронки; 7 - карстовые пещеры; 8 - вклюдзы; 9 - молодые вулканы (лакколито-экструзии); 10 - каньоны в известняках; 11 - оползни; 12 - речные террасы; 13 - Черноморско-Каспийский водораздел

Квирилы и Дзирулы на Верхнеимеретском плато имеются два небольших выхода базальтов, прорезающих миоценовые известняки.

Реки, дренирующие Дзирульский массив (Квирила, Дзирула, Чхеримела, Чератхеви, Проне и др.), имеют эпигенетические и антецедентные долины. Они образуют глубокие (до 600-800 м) V-образные ущелья и каньоны. Склоны долин крутые, с мощными делювиальными шлейфами в нижней части. С глубоким долинным среднегорным расчленением резко контрастируют платообразные водоразделы, где сохранились поверхности выравнивания (рис. 9). По Н.Е. Астахову [1957], они формировались с конца миоцена и в начале плицена. Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин [1963] считают эти поверхности абразионными, образовавшимися во время трансгрессий среднемиоценовых морей. К позднему миоцену они относят коры выветривания большой мощности (местами до 100 м), развитые на поверхностях, сложенных кристаллическими породами. Согласно представлениям Маруашвили [1967], эти поверхности формировались в мезозойское время (в поздней юре и раннем мелу) и были погребены верхнемеловыми отложениями, удаленными после эоценовой трансгрессии эрозивно-денудационными процессами.

Современное положение поверхностей выравнивания Дзирульского массива указывает на сводообразные неотектонические поднятия юго-западно - северо-восточного направления, унаследованные с палеозоя. Вместе с тем четко выраженные разломы на восточном склоне Дзирульского массива и вдоль Рионской впадины указывают на горстовый характер этой морфоструктуры. Высокая ступень, отделяющая Лихский хребет от Верхнеимеретского плато, также является, по-видимому, разломом, выраженным в рельефе. Поэтому в целом неотектонические поднятия Дзирульского массива являются сводово-блоковыми. Особенности этих поднятий хорошо отражены в ориентировке речных долин, которые на междуречье Квирилы и Дзирулы направлены с северо-востока на юго-запад; верхнее течение Дзирулы совпадает с осью сводового поднятия. Эти данные указывают на большую древность речной сети по сравнению со сводовым поднятием и на antecedentное врезание речных долин в это поднятие. В связи с новейшими тектоническими движениями речные долины испытали ряд перестроек и перехватов. Например, р. Проне-Имеретская была перехвачена левым притоком Квирилы - р. Садзалишеви, а приток р. Чератхеви - р. Дзирулой, образующей в настоящее время его продолжение в среднем и нижнем течении.

Рельеф обнаженного кристаллического фундамента Дзирульского массива и его субплатформенного мезозойского осадочного чехла глубоко различен. Фундамент отличается большей густотой расчленения, значительной площадью речных долин, преобладанием денудационных форм. Рельеф мезозойского осадочного чехла литоскульптурный, с меньшей густотой расчленения и господством пологоволнистых выровненных водоразделов. В олигоценовых и миоценовых глинистых отложениях образуются оползни, развитию которых способствует повышенное количество осадков в западной части Дзирульского массива. Одним из крупнейших является Махатеурский оползень в северо-восточной части Чиатурского плато. В карбонатных породах Верхнеимеретского плато, особенно в верхнемеловых известняках, в ряде пунктов развиты карстовые горизонтальные многоэтажные пещеры и воронки. В пещерах найдены остатки культуры верхнего и среднего палеолита, а в одной из них - зуб неандертальского человека. У с. Гюгозети имеется сеть карстовых колодцев, соединенных с расположенной ниже пещерой, а у с. Кацхи - башнеобразный известняковый останец до 40-60 м высотой.

## КУРИНСКАЯ ВПАДИНА

### *Общая характеристика*

Область Куринской впадины является самым крупным регионом Закавказской межгорной депрессии, простирающимся от Лихского хребта до Каспийского моря. Куринская впадина наложена на разновозрастный складчатый и кристаллический фундамент, и границы ее на севере и юге секут различные структурные элементы южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа и северного крыла мегантиклинория Малого Кавказа. Местами отдельные структурные элементы горных обрамлений продолжают впадину и затухают в ее средней полосе, в зоне молодой инверсионной складчатости.

В структуре впадины выделяются три поперечных сегмента - Верхнекуринский, Среднекуринский и Нижнекуринский, отличающиеся возрастом рельефа, историей его развития и характером проявления новейших тектонических движений (рис. 10 вкл.).

Периферические зоны Верхнекуринской и Нижнекуринской впадин в раннеорогенной стадии играли роль краевых прогибов, которые в позднеорогенной стадии подвергались складчатым движениям и слабым поднятиям. Их срединные части испытывали скорее относительное или даже слабое абсолютное поднятие и интенсивно погружались лишь в позднеорогенной стадии. Складчатость захватывала сперва прибортовые зоны, а затем распространялась в центральную часть впадины. Напротив, в средней части Среднекуринской

впадины в течение всего орогенного этапа происходило длительное и глубокое погружение. В конце позднеорогенной стадии возникла интенсивная складчатость и полная инверсия тектонического строения. В то же время краевые зоны первоначально были охвачены поднятием, а позднее погружались [Милюновский, 1968б].

Благодаря высоким темпам поднятий и погружений за относительно короткий срок в Куринской впадине обособились морфоструктуры с абсолютными высотами более 1000–1500 м (Гомборский хребет, Сагурамо–Ялно) и зоны интенсивных прогибаний и аккумуляции, которым соответствуют обширные низменные равнины (например, Кура–Араксинская). Большой сложностью и своеобразием отличается рельеф зоны молодой инверсионной складчатости, где происходило интенсивное прогибание, а затем напряженная складчатость, осложненная надвигами, и морфоструктурная дифференциация.

Южный борт Куринской впадины, прилегающий к предгорьям Малого Кавказа, по рельефу значительно отличается от северного, расположенного у подножия Большого Кавказа, и втянут в моноклинальное поднятие Малого Кавказа. Представлен он аллювиально–пролювиальными наклонными равнинами. Северный борт имеет подобный характер лишь в Картлийской впадине, а в остальной части отличается резким переходом от низменной аккумулятивной Кура–Араксинской равнины к низкогорьям и предгорным плато южного склона Большого Кавказа. В зоне позднеплиоценовой и раннечетвертичной аккумуляции преобладают аккумулятивно–денудационные наклонные равнины, а в полосе унаследованного интенсивного прогибания – плоские гривисто–чальные слабо–наклонные равнины. В Куринской впадине выделяются следующие подобласти: а) Верхнекартлийская впадины; б) Иорско–Аджиноурские низкогорья; в) Алазано–Агричайская депрессия; г) Караязы–Гянджинская депрессия; д) Кура–Араксинская низменность.

### Верхнекуринская (Верхнекартлийская) впадина<sup>1</sup>

Она расположена между Дзирульским массивом и стыком хребтов Тriaлетского и Сагурамо–Ялно; занята аккумулятивными террасами, в северной и центральной частях которых прекрасно выражены молодые тектонические понижения Горийской, Тирифонской и Мухранской равнин. Они отделены друг от друга плейстоценовыми террасированными антиклинальными грядами Руисского плато, а от Хашурской равнины, прилегающей с востока к Лихскому хребту, – Окамским поднятием и др.

Долина р. Куры между выходом из Тriaлетского хребта и р. Арагви отделяется от Горийской и Тирифоно–Мухранской равнин моноклинальными низкорослыми грядами Схалтба–Квернаки и Тохати. Северная часть Горийской наклонной аллювиально–флювиогляциальной равнины слабо расчленена оврагами и балками и занята довольно крупными конусами выноса; в южной части распространены низкие террасы рек Большой Лиахви и Куры.

Тирифоно–Мухранская равнина представляет собой синклиналию впадину на погруженной части Грузинской глыбы. В ее западной части мощность четвертичных (плейстоценовых) отложений достигает 40–60 м, а на Мухранской равнине, по данным буровых скважин, превышает 100 м. На севере Мухранская равнина ограничена по взбросу Базелетским синклиналием плато относительной высотой 350–400 м, сложенным миоцен–плиоценовыми конгломератами. Тирифонская равнина сложена плейстоценовыми аллювиальными галечниками (40–50 м) и глинисто–песчанистыми отложениями, залегающими на конгломератовой миоплиоценовой толще [Когошвили, Чихелидзе и др., 1954], перекрытыми лёссовидными суглинками с горизонтами погребенной почвы. Северный склон долины покрыт предгорным шлейфом конусов выноса.

<sup>1</sup> В грузинской геологической и геоморфологической литературе она известна под названием Внутренне–Картлийской равнины, или котловины; в русской литературе чаще употребляется название "Верхнекуринская впадина". (П р и м е р е д.)

В Верхнекартлийской впадине на обоих берегах р. Куры наблюдается 5-6 террас. На левобережье они хорошо прослеживаются между г. Хашури и р. Западный Проне, где распространены первая (2-5 м) и вторая (8-10 м) террасы. Третья (40-50 м), четвертая (100-120 м) и пятая (150-160 м) террасы выражены фрагментарно, но достаточно отчетливо. Большей частью на них сохранился аллювий, состоящий преимущественно из гальки палеогенового флиша. На правобережье, на склонах Триалетского хребта, в районе рек Тана и Кавтура, хорошо выражены высокие террасы. По долине Большой Лиахви на Горийской и Тирифонской равнинах развиты две аллювиальные террасы относительной высотой 2-3 и 10-12 м. Вторая терраса образует поверхности Тирифонской равнины. На склонах долины Большой Лиахви насчитывается до пяти плейстоценовых террас, из которых три нижние хорошо сохранились между г. Цхинвали и с. Курта.

Мухранская равнина отделяется от Тирифонской равнины низкой перемычкой Окамского поднятия и представляет собой слабо наклонную к востоку замкнутую котловину, сложенную плиоценовыми молассами. В ее северной части развиты многочисленные конусы выноса, придающие рельефу увалистый характер. Поверхность равнины соответствует первой и второй террасам рек Ксани, Переквави и Арагви. На северном склоне хр. Схалтба над Мухранской депрессией сохранились остатки более древних речных террас, а вдоль ее северного борта наблюдаются 2-3 террасовые ступени. Относительные высоты (120-125, 150-170 и 190-200 м над современным уровнем р. Куры) указывают на большую древность этих террас и значительные последующие поднятия.

Фрагменты высоких террас аналогичных уровней встречаются на обращенных к долине р. Куры склонах гряд Квернаки, Тохат и Схалтба, а ниже наблюдаются остатки двух средних террас (20-25 и 40-50 м). Вдоль долины р. Куры протягиваются низкие первая и вторая эрозионно-аккумулятивные террасы с цоколем из пород палеогенового флиша. Одновременно с поднятием низкогорных складчатых гряд Квернаки, Схалтба и др. происходило врезание в них antecedentных долин левых притоков р. Куры (Ксани и др.). На их склонах сохранились небольшие фрагменты высоких и средних террас, аналогичных куринским. Низкие первая - третья аллювиальные террасы этих долин испытывают слабые погружения к северу, по направлению к Тирифонской и Мухранской впадинам, что указывает на опускание этих депрессий в позднем плейстоцене. На гребнях низкогорных гряд сохранились остатки поверхности выравнивания, срезающей миоцен-плиоценовые галечники. Возраст поверхности выравнивания может быть средне- или позднеплиоценовым. На склонах гряд, обращенных к Куре и ее притокам, развит бедленд.

По-видимому, одновременно с грядами Схалтба-Квернаки и Тохати, а возможно и несколько ранее, на стыке складчатых систем Большого и Малого Кавказа поднимается и синклинальный хребет Сагурамо-Ялно, сложенный палеогеновыми песчаниками и сланцами, перекрытыми конгломератами свиты циви (алазанская серия). Поверхность выравнивания, фрагментарно сохранившаяся здесь на высотах 1400-1600 м, датируется как апшеронская или акчагальская. На отрогах хр. Сагурамо-Ялно прослеживается ряд древних эрозионных уровней относительной высотой 200-250 и 400-500 м [Кагошвили, 1954]. Две нижние ступени относятся, по-видимому к раннему плейстоцену, а возможно, и к позднему плиоцену. Верхняя поверхность, вероятно, позднеплиоценовая, апшеронская.

### Иорско-Аджиноурские низкогорья

Низкогорья занимают центральное положение в Куринской впадине и ограничены в западной части Алазано-Агричайским прогибом (на севере) и Караязи-Евлахским прогибом (на юге). Низкогорья сложены морскими и континентальными отложениями олигоцен-плейстоцена. Олигоцен-нижне-средне-миоценовые отложения представлены глинами с прослоями песков, а поздне-

миоценово-раннеплиоценовые - песчаниками и конгломератами, мощность которых увеличивается в северо-западном направлении, в сторону Кахетинского поднятия. Широко развиты позднеплиоценовые суглинки, пески, галечники и конгломераты алазанской серии. В таких же фациях в юго-восточной части низкогорий распространены четвертичные отложения. В районе Циви-Гомборского хребта на значительной площади выходят меловые, в основном карбонатные флишевые отложения. Восточнее, вдоль Красноколодской шовной зоны, в виде отдельных островков обнажаются юрские брекчиевидные органогенные известняки.

Для структур Иорско-Аджиноурских низкогорий характерны интенсивные складчатые дислокации с линейными брахиантиклинальными складками общекавказского простираения, разорванными тектоническими нарушениями. Местами происходит опрокидывание сводов или северных крыльев складок на юг, с образованием чешуйчатых структур и тектонических покровов, которые особенно характерны для междуречья Иори и Куры.

Рельеф Иорско-Аджиноурских низкогорий имеет прямые соотношения с тектоническими структурами, образован параллельными, субширотными, резко асимметричными грядами и хребтами, отвечающими узким, сильно сжатым и часто опрокинутым на юг и юго-запад антиклинальным поднятиям. Между ними расположены синклинальные плато, равнины и котловины.

Инверсионный рельеф имеет небольшое распространение и связан с литофациальными особенностями пород. Большинство гряд, наиболее четко выраженных в рельефе, бронированы мощными плотными позднемиоценовыми песчаниками и плиоценовыми конгломератами. Своды складок, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми отложениями, разбиты тектоническими трещинами, разрушены, и на их месте образовались отрицательные формы рельефа.

Среди Иорско-Аджиноурских низкогорий выделяется ряд морфоструктур, отличающихся характером проявления новейших движений и особенностями литологических комплексов. Крупнейшей из них - является наиболее приподнятый сводовый Гомборский хребет с характерным прямым тектоническим, интенсивно расчлененным рельефом. Он расположен на продолжении Кахетинского антиклинория и образован в позднем плиоцене и плейстоцене. В строении осевой зоны хребта участвует меловой флиш, а на периферии развиты миоцен-плиоценовые грубообломочные молассы мощностью до 3-4 км и более. Благодаря надвику меловых пород осевой зоны на позднеплиоценовые отложения Иорского прогиба хребет асимметричен, с пологим северным и крутым южным склонами [Милановский, 1968б].

На относительно засушливом южном склоне хребта развиты аридно-денудационные процессы и термическое выветривание. На северном склоне хребта, сложенном глинисто-мергелистыми породами, часты оползни. Выровненные водоразделы хребта (абсолютной высотой 1000-1300 м) Л.И. Маруашвили [1966] считает среднемиоценовый откопанной поверхностью выравнивания. Вдоль южного склона хребта довольно четко выражена более молодая (по видимому, позднеплиоценовая) поверхность выравнивания высотой 900-1000 м. Реки северного склона восточной части Гомборского хребта (Циви, Черемисхеви, Паприсхеви) перепилили водораздел и начинаются почти в 10 км от него на южном склоне. Верховья Черемисхеви являются древней продольной долиной, которая впадала раньше в котловину Лакбе, а затем была перехвачена речной системой северного склона Гомборского хребта. Причиной перестройки речной сети было опускание Алазано-Агричайской депрессии, а также интенсивный сток на северном склоне, связанный с его большим увлажнением. К востоку от горы Сигнахи Гомборский хребет резко погружается и прилегает к Гаре-Кахетинскому плато.

Гаре-Кахетинское плато соответствует Мирзаанскому прогибу; в формировании его рельефа большую роль сыграла литология ранне-среднеплиоценовой ширакской толщи и позднеплиоценовой алазанской серии отложений. Среди этих пород встречаются отдельные выходы верхнеюрских известняков. Северная часть Мирзаанского прогиба имеет слаборасчлененный холмисто-грядовой

рельеф, осложненный кулисными синклиналиными понижениями. В районе Цители — Цкаро прослеживается обширная денудационно-аккумулятивная позднеплиоценовая поверхность выравнивания, приподнятая до 800–1000 м, над которой возвышаются останцы юрских известняков (горы Тамара, Два Брата и др.), резко выделяющиеся в рельефе. В западном направлении (к Гомборскому хребту) плато понижается. Здесь в рельефе хорошо сохранились отдельные фрагменты поперечных долин — предполагаемые продолжения долин рек южного склона Большого Кавказа, существовавших до образования Алазано-Агричайской депрессии, а также отложения конусов выноса. Северный край Гаре-Кахетинского плато, где проходит погребенное продолжение Кахетинского поднятия, приподнят (до 1000 м) и круто (до 25°) опускается к Алазанской долине; здесь на склонах глубоких речных долин и оврагов развиты оползни.

Восточную часть Гаре-Кахетинского плато составляет вогнутое Ширакское синклиналиное плато, сложенное четвертичными пролювиальными и озерными отложениями до 200 м мощностью. Вдоль меридионального отрезка долины р. Алазани Ширакское плато сильно приподнято по крутой флекуре или разлому на 200–250 м над Дашюзским хребтом, который является его восточным продолжением [Милановский, 1968]. Река Алазани на этом участке antecedентно пересекает Кахетинско-Дашюзскую зону, состоящую из ряда антиклинальных и синклиналиных структур. В этой части долины развиты эрозионно-аккумулятивные голоценовые террасы на высотах 0,5–1, 2–3, 3–6 м, позднеплейстоценовые террасы — 8–9, 14–16, 19–36, 30–48, 41–58 м, среднеплейстоценовые террасы — 66–72, 73–87, 96–99 и 163 м. При пересечении долиной антиклинальных и синклиналиных структур террасы значительно деформированы. На юге Ширакское плато ограничено асимметричными антиклинальными грядами, сложенными суглинисто-галечниковыми отложениями ширакской толщи. В связи с разломом южные склоны гряд очень крутые, расчленены antecedентными оврагами и бедлендом.

*Иорская депрессия* объединяет синклиналиные котловины (Цицматинскую, Насмари, Тарибана и др.), четкообразно расположенные вдоль долины р. Иори.

В Иорской депрессии имеются как прямые, так и обращенные формы рельефа. По А.В. Мамедову [1968], прямые соотношения структуры и рельефа наблюдаются в районе хр. Катаркели. Обращенные структуры отмечены в пределах антиклиналей Тарибана и Швиндискали и синклиналией Хмелимта, Бурдосмта и Квадебис. Как правило, положительные формы рельефа бронированы плотными породами — ачкагельскими песчаниками и конгломератами, верхнесарматскими песчаниками, апшеронскими конгломератами [Мамедов, 1968].

Рельеф Иорской депрессии характеризуется значительной контрастностью и дифференциацией высот. Днища котловин располагаются на высотах 200–600 м. Относительные высоты превышают 200–300 м. Котловины выполнены песчано-галечниковыми позднеплиоценовыми и плейстоценовыми отложениями и отделены одна от другой узкими антиклинальными поднятиями, куэстообразными грядами или увалами на северо-восточных крыльях. Своды антиклиналей в большинстве случаев размыты и в рельефе образуют небольшие котловины и долины. На склонах антиклиналей развиты бедленд и глинистый карст.

Местами (Швиндискали) на размытых сводах антиклинальных структур наблюдаются следы слабого проявления грязевого вулканизма в виде небольших грязевых сопок.

Между котловинами, на участках, где река пересекает полосу молодых поднятий, сформировалась серия террас, в основном цокольных, перекрытых маломощной толщей галечникового аллювия. При выходе из Цицматинской котловины прослеживаются среднеплейстоценовые террасы с высотами около 40, 100, 140 и 200 м. Ниже antecedентной долины на Эл-дарюгском хребте прослеживаются поздне- и среднеплейстоценовые террасы высотой 3, 46, 70 и 120 м.

*Чатминский хребет*<sup>1</sup> отвечает крупному антиклинорию, сложенному майкопскими отложениями на западе и верхним сарматом на востоке. Он является наиболее древней и приподнятой морфоструктурой междуречья Иори и Курь, состоит из ряда параллельных хребтов и расположен на структурном продолжении Аджаро-Триалетской горной системы.

Чатминский хребет состоит из ряда хребтов более низкого порядка, разделенных синклиналиными котловинами, долинами или тектоническими нарушениями [Мусеилов, 1955]. Почти все хребты имеют асимметричное строение. У большинства хребтов крутые склоны — южные, а у некоторых (Катарского, Чобандагского и др.) более круты северные. Асимметрия склонов объясняется положением Чатминской морфоструктуры, ограниченной с севера и юга глубокими прогибами (Иорским и Караязи-Евлахским) и тектоническими разломами, осложненными надвигами в сторону Караязи-Евлахского прогиба. В связи с этим почти все хребты Чатминского антиклинория имеют моноклинальное строение, лишь некоторые (Палантекан и др.) имеют симметричное строение.

В связи с широким развитием надвигов и тектонических покровов приводораздельные пространства Чатминского хребта имеют ровную поверхность. На Ахтатапинском хребте средний сармат надвинут почти по горизонтальной поверхности на континентальные апшеронские отложения. Образование покрова с амплитудой смещения до 2,5–3 км происходило в плейстоцене [Агабеков, Мамедов, 1961]. Большую роль в моделировке рельефа играют устойчивые сарматские песчаники и известняки, которые бронируют положительные формы и выражены в рельефе резкими гривами, карнизами и уступами. Синклиналильные прогибы, выполненные этими отложениями, образуют плато и вершины хребтов — Габахтапа, Саждаг, Малый Удаббо и др. [Мусеилов, 1975].

В приводораздельной полосе Чобандагского и других хребтов прослеживаются остатки позднеплиоценовой поверхности выравнивания. Высота ее в среднем близка к 300 м и колеблется в довольно больших пределах в связи с тектоническими деформациями.

На Чатминском хребте, особенно в песчано-глинистых отложениях, широко развиты овраги. Глубина их вреза колеблется от 100 до 250 м, а на отдельных участках (на Эльдарюгском хребте) — более 300–350 м. Интенсивное эрозионное расчленение иногда приобретает черты бедленда, который в большинстве случаев сочетается с глинистым карстом. Характерная черта рельефа Чатминского хребта, отличающая его от других морфоструктур Среднекуринской впадины, — слабые проявления грязевого вулканизма, встречающиеся грифоны и сопочные поля на периклинальных окончаниях Алычгской и Эльдарюгской антиклиналей.

*Джейранчельская равнина* является одной из наиболее молодых морфоструктур Иорско-Аджиноурского низкогорья, расположена южнее Чатминского долиной между ограничивающими его Эриктарским надвигом и современной долиной р. Курь. Рельеф равнины холмисто-грядовый, ступенчатый. Уваловидные гряды разделены широкими плоскородными долинами. Гряды имеют пологие северные склоны и крутые южные, изрезанные оврагами, переходящими иногда в бедленд. Крутизна южных склонов обусловлена тектоническими разрывами. Местами наблюдается серия коротких надразломных брахиантиклинальных поднятий [Мусеилов, 1960, 1975]. Крупные овраги, пересекающие Джейранчельскую равнину, образуют в грядах antecedentные долины; глубина их вреза достигает 120–150 м.

Antecedentный характер на отдельных участках имеет и долина р. Курь при пересечении Прикуринских брахиантиклинальных поднятий (между устьями рек Акстафачая и Шамхорчая). На этом участке в долине Курь прослеживается серия врезанных эрозионно-аккумулятивных террас: голоценовых (1,5–2 м), позднеплейстоценовых (8–14, 22, 24–32 м), среднеплейстоценовых (49–112, 70–130, 90–154 м).

<sup>1</sup> Название это условное и соответствует ряду хребтов, названных далее в тексте.

*Аджиноурские низкогорья* состоят из ряда вытянутых в субширотном направлении антиклинальных хребтов и гряд и разделяющих их синклинальных долин и котловин и имеют прямой тектонический рельеф. Они сложены песчано-суглинисто-галечниковыми отложениями позднего плиоцена и плейстоцена. Наиболее высокие части водоразделов сложены плотными конгломератами и песчаниками. Морфоструктуры Аджиноурских низкогорий являются восточными продолжениями Кахетинского поднятия (Дашюз-Амирванский хребет), Мирзаанского прогиба (Аджиноур-Арешская мульда) и Чатминского поднятия (Коджашен-Геокчайская гряда). Граница низкогорий с Алазано-Агрчайской депрессией проходит по восточному продолжению Краснокогодской шовной зоны [Милановский, 1968б]. Морфологически она выражена крутым уступом на северном склоне Дашюз-Амирванского хребта. Вдоль этой зоны, в западной части хребта, среди позднеплиоценовых галечников прослеживаются выходы верхнеюрских известняков, образующих утесы (Сабатлы, Чургат) и гряды (Дашбулаг) на фоне относительно ровного рельефа.

Хребты и гряды Аджиноурских низкогорий имеют асимметричное строение (пологие северные и крутые южные склоны). Исключение составляет лишь Дашюз-Амирванский хребет, склоны которого более или менее симметричны; лишь местами северные склоны круче южных. Асимметрия хребтов и гряд обусловлена наличием тектонических разрывов, по которым северные крылья антиклинальных структур надвинуты на южные крылья, а местами и на прилегающие с юга синклинальные долины.

Формирование низкогорий началось в позднем плиоцене и раннем плейстоцене в виде отдельных невысоких возвышенностей и гряд в западной части Дашюзского хребта. Образование морфоструктур наиболее южной части низкогорий (Караджа, Карамарьян) происходило лишь начиная со среднего и позднего плейстоцена и еще не завершилось в современную эпоху [Ширинов, 1975].

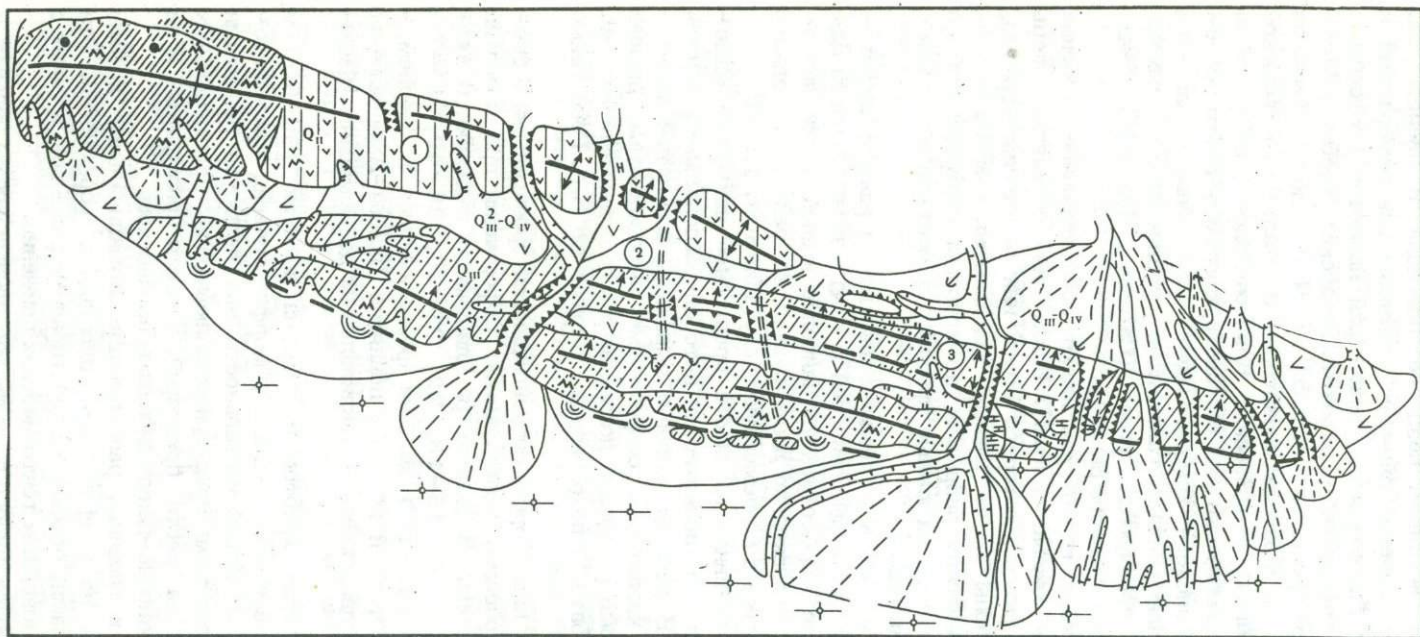
Аджиноурские низкогорья возникли на месте предгорной наклонной аллювиально-пролювиальной равнины, на поверхности которой располагались конусы выноса рек южного склона. В рельефе хорошо выражены покинутые антецедентные долины. Особенно характерны современные антецедентные долины Карамарьянского увала, который расчленен долинами рек на отдельные участки, напоминающие "разрезанный батон", по образному выражению В.А. Гроссгейма (1948) (рис. 11).

Долины рек, пересекающие низкогорья, сопровождаются эрозионными и эрозионно-аккумулятивными террасами, испытавшими деформации при поднятии антиклинальных хребтов и гряд. В долине р. Алинджачая выделяются террасы высотой 0,5-1, 5-8, 10, 15-18, 22, 29-30, 35-40, 49-77, 104-105, 118-121, 140 и 148-160 м. Они формировались в среднем - позднем плейстоцене и голоцене и по мере поднятия Дашюз-Амирванского и Коджашенского хребтов подвергались антиклинальным деформациям [Ширинов, 1973].

В приводораздельных участках хребтов и гряд на высотах 400-600 м встречаются небольшие выровненные площадки, морфологически напоминающие поверхности выравнивания. В действительности они являются реликтами первичной поверхности, фрагментами предгорных аллювиально-пролювиальных равнин, ранее расположенных на месте предгорий, а затем приподнятых и не затронутых последующими эрозионно-денудационными процессами.

Синклинальные долины и котловины, разделяющие антиклинальные хребты и гряды, резко различаются по конфигурации, площади и морфологии. Эти различия связаны со структурами, особенно с простираем разрывов, а также с характером и интенсивностью новейших тектонических движений.

В рельефе низкогорий наиболее широко развиты эрозионные формы рельефа - долины и овраги. Глубина вреза основных долин достигает 300-450 м на Дашюз-Амирванском хребте, 250-500 м на Коджашен-Геокчайском хребте и 65-170 м в пределах Арешской мульды. В наиболее приподнятой части, на междуречье рек Девебатанчая и Гирдыманчая, глубина эрозионного вреза увеличивается до 600-700 м.




Р и с. 11. Картограмма геоморфологического строения геогряды (1), Караязи-Падарской долины (2) и Карамарьянского увала (3). Составил Н.Ш. Ширинов. Легенда дана также для рис. 13, 14, 16, 18

*Области преобладающих поднятий и денудации.* Структурно-денудационные горы. а) Эрозионные: 1 - средние, среднерасчлененные, моноклиналильные; 2 - низкие, интенсивно расчлененные, линейно-складчатые; 3 - низкие, среднерасчлененные, линейно-складчатые; б) аридные: 4 - низкие, интенсивно расчлененные, складчатые (и частично линейно-складчатые); 5 - низкие, интенсивно расчлененные, складчато-моноклиналильные; 6 - низкие, среднерасчлененные, складчатые (частично линейно-складчатые); 7 - низкие, интенсивно расчлененные, брахискладчатые. Денудационно-структурные горы. а) Эрозионные: 8 - средние, интенсивно расчлененные, складчатые, 9 - низкие, среднерасчлененные, складчато-моноклиналильные. *Области относительных опусканий и аккумуляций.* Внутригорные котловины: 10 - структурно-эрозионные, слаборасчлененные, с умеренной современной аккумуляцией, по бортам террасированные; 11 - структурные (наложенные), среднерасчлененные, с интенсивной аккумуляцией в наиболее прогнутах части и врезанными террасами; 12 - эрозионно-денудационные, интенсивно расчлененные. Внутригорные равнины: а) аллювиальные: 13 - слаборасчлененные, террасированные, б) аллювиально-пролювиальные: 14 - выпуклые, слаборасчлененные; в) пролювиально-делювиальные: 15 - наклонные, слаборасчлененные; 16 - плоские, нерасчлененные. *Области преобладающих опусканий и аккумуляций.* Денудационно-аккумулятивные равнины: а) флювиогляциально-аллювиальные: 17 - наклонные, среднерасчлененные; б) аллювиально-пролювиальные; 18 - холмистогрядовые, среднерасчлененные; в) пролювиально-делювиальные; 19 - холмистогрядовые, среднерасчлененные; г) морские: 20 - слаборасчлененные, террасированные, 21 - плоские, нерасчлененные; д) солончакково-дефляционные: 22 - бугристо-западные. Аккумулятивные равнины: а) аллювиальные: 23 - слабонаклонные, нерасчлененные; 24 - плоские, слаборасчлененные; 25 - плоские, нерасчлененные; б) аллювиально-пролювиальные: 26 - наклонные, среднерасчлененные; 27 - наклонные, слаборасчлененные; в) пролювиально-делювиальные: 28 - наклонные, слаборасчлененные; г) аллювиально-дельтовые: 29 - плоские, слаборасчлененные; 30 - плоские, нерасчлененные; д) делювиально-солончаковые на месте морских; 31 - бугристо-западные, нерасчлененные; е) лагунно-солончаковые: 32 - бугристо-западные; 33 - плоские, нерасчлененные; ж) морские-дельтовые: 34 - плоские, нерасчлененные; з) морские, лагунно-островные: 35 - плоские, нерасчлененные. *Формы рельефа и их комплексы.* Тектонические (структурные): 36 - антиклинальные хребты, гряды и увалы; 37 - моноклиналильные хребты, гряды и гребни; 38 - синклиналильные плато и вершины; 39 - разломы и разрывы; 40 - флексуорообразные уступы; 41 - antecedentные и консеквентные долины; 42 - террасы деформированные: а) приподнятые; б) прогнутые; 43 - тектонически прерванные долины; 44 - погребенные поднятия. Петроморфные: 45 - отпрепарированные (откопанные) древние вулканы и лакколлиты. Грязево-вулканические: 46 - конусовидные вулканы. Водно-эрозионные и аккумулятивные: 47 - древние русла и протоки; 48 - прирусловые валы и гривы; 49 - овраги; 50 - балки; 51 - место, направление и время речных перехватов; 52 - древние долины; 53 - каньоны; 54 - межконусные понижения; 55 - плоские заболоченные понижения. Конусы выноса: 56 - верхнеплиоценовые (апшеронские), интенсивно расчлененные; 57 - верхнеплиоценово-нижнечетвертичные, среднерасчлененные; 58 - нижне- и среднечетвертичные, слаборасчлененные; 59 - формирующиеся, частично унаследованные, нерасчлененные или слаборасчлененные; 60 - верхнеплиоценовые (апшеронские), интенсивно расчлененные, связанные с древней гидросетью; 61 - субаэральные дельты; 62 - современная дельта р. Куры; 63 - пролювиально-делювиальные суглинистые шлейфы. Террасы речные: 64 - нижне-, средне- и верхнечетвертичные. Поверхности

Окончание подписи к рис.

выравнивания: 65 — верхнеплиоценовые. 3. Эрозивно-денудационные: 66 — уступы в твердых породах; 67 — уступы в рыхлых породах; 68 — останцы. Аридно-денудационные: 69 — бедленд; 70 — глинистый карст. Аридно-солончаковые: 71 — солончаковые депрессии и понижения; 72 — солончаки и шоры. Лагунно-солончаковые: 73 — плоские впадины и понижения. Эоловые: 74 — дюны; 75 — бугристые пески. Гравитационные: 76 — оползни: а) современные; б) древние; 77 — глыбовые осыпи. Абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные: 78 — уступы (клиффы) современные; 79 — уступы современные, озерные; 80 — пляжи. Береговые валы: 81 — верхневокаспийские —  $25 \div 26$  м; 82 — современные (до 1929 г.). Террасы морские: 83 — среднечетвертичные; 84 — верхнечетвертичные. Береговые линии, древние: 85 — нижнечетвертичные (240 м); 86 — новокаспийские ( $-20 \div -22$  м). Прочие: 87 — оросительные каналы и коллекторы; 88 — ахмазы (старичьи); 89 — искусственные дамбы и земляные плотины, 90 — курганы (в числителе — количество курганов, в знаменателе — относительные высоты); 91 — возраст рельефа; 92 — направление стока по древним руслам

На южных склонах гряд (Коджашен-Геокчайской, Кюрбарекдагской, Камикаинской, Караджинской и Карамарьянской), особенно на участках пересечения их antecedентными долинами, широко развит довольно сложный лабиринт бедленда и глинистого карста.

*Ингаро-Ленгебизский моноклиальный хребет* является восточным продолжением Кавказо-Дашюзской зоны поднятий [Хаин, 1950; Милановский, 1968]. От Аджиноурских низкогорий он отделен глубинным Гирдыманчайским разломом, по которому несколько приподнят и сдвинут на юг [Ширинов, 1975]. Хребет соответствует приподнятому по продольному разлому юго-западному крылу Ленгебизской антиклинали. Ее северо-восточное крыло погребено под Аджи-чайским надвигом, вдоль которого глинистые отложения майкопской свиты контактируют с продуктивной толщей и акчагылом.

Ингаро-Ленгебизский хребет сложен более древними, чем Аджиноурские низкогорья, средне- и позднеплиоценовыми песчано-глинистыми отложениями. Приводораздельная, наиболее приподнятая часть хребта образована относительно плотными среднеплиоценовыми песчаниками. Породы продуктивной толщи, акчагыла и апшерона в пределах моноклинали падают от  $60-70$  до  $30-32$  и  $52-58^\circ$ . Местами углы падения пластов резко увеличиваются. Наблюдается опрокидывание пластов на юго-запад [Ширинов, Баженов, 1962].

Выровненный водораздел Ингаро-Ленгебизского хребта, по-видимому, является приподнятой по разлому частью прилегающей к нему с севера Шемахинской поверхности выравнивания. Над предгорной Ширванской равниной хребет поднимается на  $500-700$  м. Этим объясняется интенсивное (до  $300-500$  м) расчленение овражной сетью его южного склона. Отдельные овраги путем регрессивной эрозии перегибли водораздельную линию хребта и начинаются на Шемахинской поверхности выравнивания. Верховья этих оврагов превращены в балки. На участках склонов, где обнажаются майкопские и позднеплиоценовые глины, интенсивно развиты оползни.

На юго-восточной оконечности Ингаро-Ленгебизского хребта, где происходит виграция Аджичайского разлома, расположены крупные грязевые вулканы Коланы и Удулу. К линии продольного нарушения приурочены грязевые вулканы Матраса, Чархан, Мелик-Чобанлы и Кушчи, расположенные на поверхностях выравнивания, на плато, прилегающих с севера к хребту.

*Каламадыно-Хараминский антиклиальный хребет* является юго-восточным продолжением Ленгебизской моноклинали и отделен от нее пологим синклиальным перегибом. По среднеплиоценовым отложениям они составляют одну крупную антиклинальную структуру [Ализаде и др., 1967]. Каламадыно-Хараминский

хребет сложен относительно молодыми (верхний плиоцен и плейстоцен) отложениями и имеет высоты не более 500 м. По отношению к Ленгезскому хребту он несколько сдвинут к юго-западу и простирается в субмеридиональном направлении. Хребет имеет асимметричное строение. В западной (Каламадынской) части хребта крутыми являются северо-восточные склоны, ступенчато спускающиеся к долине р. Пирсагат.

Южные склоны менее крутые и бронированы апшеронскими известняками и конгломератами. Наиболее пониженные в результате размыва участки хребта погребены брекчией грязевых вулканов Коланы, Удулу, Пашалы (северный) и Ахтарма-Пашалы.

Вблизи грязевого вулкана Ахтарма-Пашалы в результате виргации антиклинальной зоны образуются обособленные в структурном и орографическом отношении хребты Большой и Малый Харамы, разделенные Навагинской синклиналью (рис. 12, см. вкл.).

Хребет Большой Харамы имеет асимметричное строение и простирается в субширотном направлении. Приводораздельная часть осложнена продольным тектоническим разрывом, к которому приурочены грязевые вулканы.

Хребет Малый Харамы, наоборот, простирается в субмеридиональном направлении и характеризуется резко выраженным асимметричным строением, обусловленным тектоникой. Более крутыми склонами являются юго-западные, осложненные тектоническим разрывом. Вдоль разрыва расположен грязевый вулкан.

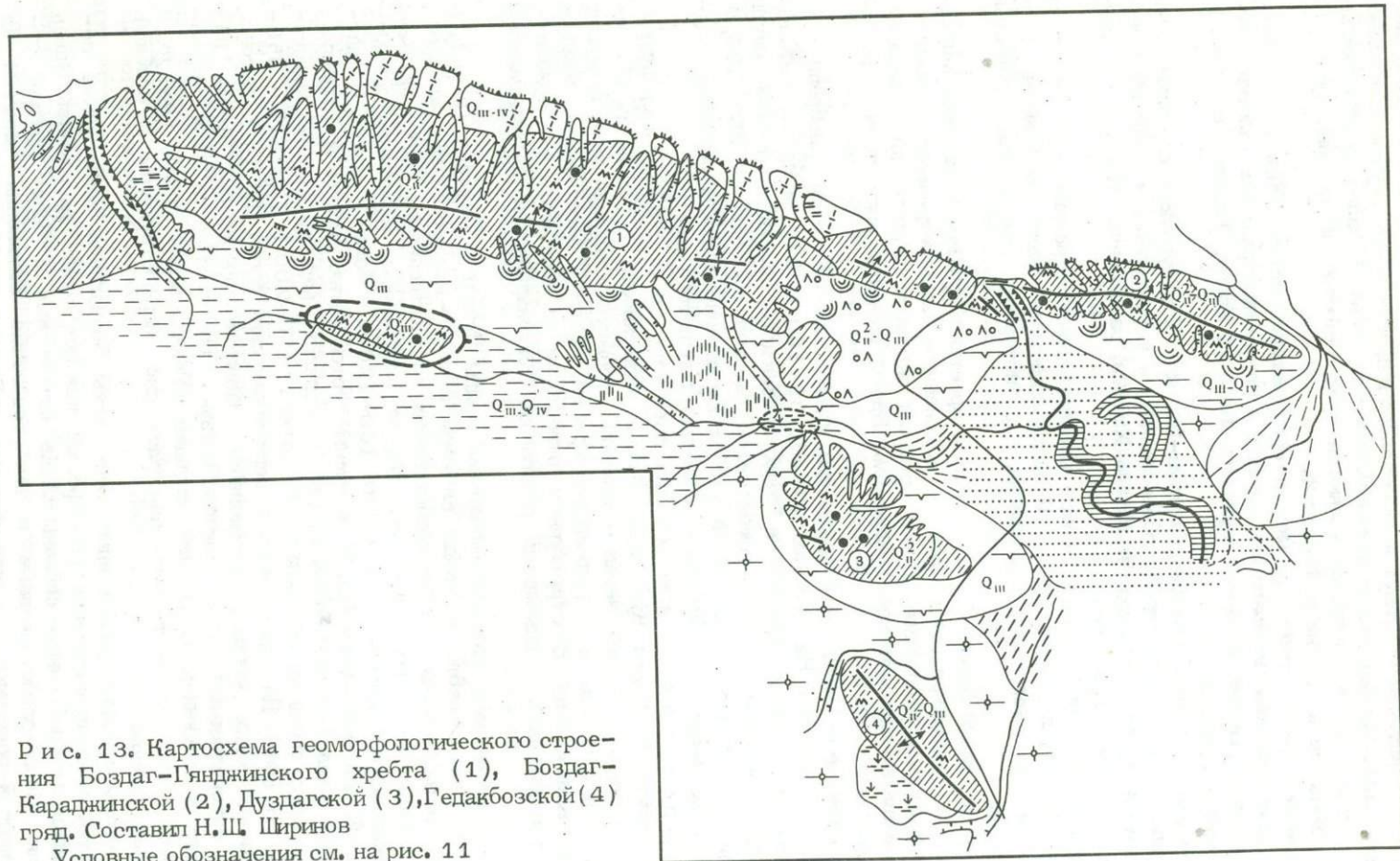
Следствие избирательной денудации южные склоны хребта приобрели ступенчатое строение. На высотах 40-45, 85-100 и 120 м прослеживаются морские террасы хазарского и верхнебакинского возраста. Южный склон хр. Малый Харамы изрезан густой сетью оврагов глубиной до 250-300 м.

Для Каламадыно-Хараминского хребта характерно широкое развитие аридно-денудационных форм рельефа - бедленда и глинистого карста.

Боздагская зона антиклинальных гряд посредством северо-западной части Кура-Араксинской низменности в районе г. Мингечаура разделяется на две ветви - северную и южную. Северная ветвь включает Боздаг-Гянджинский и Караджинский хребты, которые погружаются восточнее р. Алиджанчая. В структурном отношении на восточном их продолжении в низовьях р. Гирдыманчай расположен Карамарьянский антиклинальный увал.

В южную ветвь входят антиклинальные гряды Дуздаг и Гедакбоз (рис. 13). Все указанные хребты и гряды сложены акчагыл-апшеронскими, апшерон-раннеплейстоценовыми и раннеплейстоценовыми отложениями. Более молодые (среднеплейстоценовые) отложения слагают поверхность абразионно-аккумулятивных террас, врезанных на высоте 100-120 м и более в склоны Боздагской и Дуздагской гряд. Они расчленены густой сетью оврагов и бедленда с глубиной вреза 100 м и более. Гряды возвышаются над окружающей низменностью всего лишь на 80-100 м (Гедакбоз), 180-200 м (Дуздаг) и 350-400 м (Боздаг). Дислоцированность верхнебакинских слоев (до 18°), высокие отметки морских террас, интенсивное развитие эрозионных форм, наличие antecedentных долин свидетельствуют об активности этих морфоструктур в плейстоцене. В ряде случаев (Гедакбозская гряда) реки не в состоянии были перепилить интенсивно растущие морфоструктуры и гибли их с обеих сторон.

В юго-восточном направлении эта часть Боздагской зоны также погружается и в современном рельефе не находит своего выражения. Здесь в складки (погребенные) собраны лишь миоценовые и более древние отложения. Позднеплейстоценовые и плейстоценовые отложения залегают на их размывтой поверхности и моноклинально падают в сторону современной долины р. Куры.



Р и с. 13. Картохема геоморфологического строения Боздаг-Гянджинского хребта (1), Боздаг-Караджинской (2), Дуздагской (3), Гедакбозской (4) гряд. Составил Н.Ш. Ширинов  
Условные обозначения см. на рис. 11

## Алазано-Агрчайская депрессия

Алазано-Агрчайская синклиналиная депрессия расположена на границе Большого Кавказа и Куринской впадины и простирается в субширотном направлении на расстояние более 300 м. Западная ее часть заложилась в среднем плиоцене, а восточная окончательно сформировалась в среднем и, возможно, позднем плейстоцене [Ширинов, 1975]. На востоке Алазано-Агрчайская депрессия переходит в Дзогалавинскую синклинали, а на западе на ее продолжении расположены Тианетская котловина и Эрцо в долине Иори и Мухранская впадина. Северная граница Алазано-Агрчайской депрессии срезает различные структуры южного склона Большого Кавказа, что, по-видимому, связано с разломом, проходящим вдоль его подножия [Хаин, 1950а]. О наличии разлома и его роли в формировании Алазано-Агрчайской депрессии свидетельствует и высокая сейсмичность этой зоны [Лиллиенберг, 1962].

Прогибание Алазано-Агрчайской депрессии вначале протекало довольно медленно, на что указывает сравнительно незначительная мощность (300–500 м) плиоценовых отложений. Оно резко усилилось в плейстоцене, судя по мощности толщ (500–600 м), отложившихся за более короткое время. В результате некомпенсированных прогибаний впадина морфологически сохранилась в рельефе. Однако ее опускание является относительным и вместе с Иорско-Аджиноурскими низкогорьями она втянута в общее воздымание. В современную эпоху отмечается расширение Алазано-Агрчайской депрессии за счет южных склонов Большого Кавказа, на что указывает увеличение зоны аккумуляции в северном направлении и проникновение вершин конусов выноса вглубь гор [Алиев, 1960; Ширинов, 1961; Будагов, 1967]. В поперечном профиле Алазано-Агрчайская депрессия имеет асимметричное строение, обусловленное не только более интенсивным поднятием северного борта депрессии, как полагает Е.Е. Милановский [1968б], но и выносом огромного количества грубообломочного материала с южного склона Большого Кавказа и ростом конусов выноса, которые отесняют долины продольных рек в южном направлении.

Рельеф Алазано-Агрчайской депрессии представляет собой наклонную к югу и юго-западу аллювиально-пролювиальную равнину. Поверхность ее сложена позднеплейстоценовыми и голоценовыми галечниками, перекрывающими подобные же более ранние плейстоценовые отложения. Они слагают четко выраженные в рельефе конусы выноса консеквентных рек южного склона Большого Кавказа, которые и определяют главные черты строения поверхности равнины. Большую роль в формировании конусов выноса играют селевые потоки; характерные для этого района.

Конусы выноса, чередуясь с межконусными понижениями, придают поверхности равнины волнистый характер. Разность высот конусов выноса и межконусных понижений нередко превышает 200 м. В вершинной части конусы выноса сложены глыбовыми галечниками. Межконусные понижения образованы более тонким суглинистым материалом, накопление которого вызывает заболачивание. Величина конусов выноса зависит от площади бассейнов рек. Большое влияние на размеры конусов выноса и их морфологические особенности оказывают также интенсивность новейших и современных тектонических движений, литология пород, объем и режим стока. В периферийной части конусов выноса наблюдается увеличение глубины вреза рек и появление овражно-балочной сети, что, по-видимому, связано с освобождением вод от части наносов.

В южном направлении поверхность равнины постепенно понижается, уменьшаются ее уклон и размеры галечников, происходит их замена песчано-суглинистыми отложениями.

Образование Алазано-Агрчайской депрессии привело к формированию продольных речных долин Алазани и Агрчая. На их склонах прослеживается комплекс низких позднеплейстоценовых и голоценовых аккумулятивных террас на высотах 0,5, 6–8, 10–12, 16–18, 20–24 м. Наиболее высокая терраса соответствует поверхности равнины.

## Караязи-Гянджинская равнина

Караязи-Гянджинская аллювиальная равнина соответствует в структурном отношении Караязи-Евлахскому прогибу. Северная граница ее проходит по разлому, который на большом протяжении (по-видимому, между реками Акстафачаем и Шамхорчаем) совпадает с долиной р. Куры. Вдоль разлома дислоцированные и собранные в складки позднеплиоценовые отложения надвинуты на недислоцированные слои позднего плиоцена и плейстоцена Караязи-Гянджинской равнины. Южная граница равнины проходит вдоль северо-восточного подножия Малого Кавказа также по линии тектонического разлома [Шихалибейли, 1966]. В центральной части равнины, между реками Гасансу и Кошкарчаем, слагающие ее позднеплиоценовые и плейстоценовые отложения имеют моноклинальное залегание, подобно погребенному под ними северо-восточному крылу Малого Кавказа, сложенному породами мезозоя и палеогена, собранными в пологие складки. В предгорной полосе эти отложения выходят отдельными пятнами из-под позднеплиоцен-плейстоценового покрыва и образуют останцовые возвышенности высотой 50-120 м. На юго-востоке равнина испытала прогибание в позднем плиоцене, значительно раньше, чем на северо-западе; в позднем апшероне произошла инверсия знака движений, в течение всего плейстоцена продолжалось поднятие. На северо-западе равнина начала опускаться несколько позже и продолжала интенсивно прогибаться в плейстоцене. На интенсивность и продолжительность опускания равнины указывают мощности позднеплиоценовых (500-600 м) и плейстоценовых (около 200 м) отложений.

В пределах западной части Караязи-Евлахского прогиба долина р. Куры резко расширяется и образует плоскую, террасированную Караязскую равнину, сформировавшуюся в позднем плейстоцене и голоцене. К ней примыкает несколько более приподнятая и более древняя (среднеплейстоценовая) Борчалинская равнина в низовьях рек Алгети, Храми и Дебед.

Караязская равнина, а возможно и южная часть Борчалинской равнины, продолжает опускаться и в современную эпоху, что наглядно иллюстрируется погружением террас рек Алгети, Храми, Дебед и др. В результате опускания лавовые потоки, занимающие древнюю долину в палео-Алгети, а также раннеплейстоценовые озерные отложения в низовьях рек Машавери и Храми погребены под средне- и позднеплейстоценовым аллювием этих рек [Ширинов, 1973].

Опускание наблюдается и в низовьях долин рек Акстафачая и Дзегамчая, расположенных вдоль поперечных синклинальных прогибов.

Поверхность Караязи-Гянджинской равнины расчленена поперечными долинами рек, стекающих с северо-восточных склонов Малого Кавказа. Вследствие дифференцированных поднятий, усиливающихся в Прикуринской зоне, и увеличения поверхностного стока за счет выхода подземных вод развивается овражно-балочная сеть, особенно между устьями рек Таузчая и Адни-су, где распространен бедленд; в верховьях оврагов нередко встречается глинистый карст.

Глубины вреза рек в центральной части равнины также больше, чем в ее юго-восточной и особенно северо-западной частях. В долинах правых притоков Куры прослеживаются около восьми эрозионно-аккумулятивных террас: голоценовых на высотах 0,5-1-3 м, позднеплиоценовых на высотах 2,5-5, 7-13, 17-24, 23 м и среднеплейстоценовых высотой 25-36 и 38-98 м. Почти те же террасы наблюдаются в долине р. Куры (голоценовая на высоте 1-2 м, позднеплейстоценовые высотой 8-14, 14-22, 24-32 м, среднеплейстоценовые на уровнях 49-112, 37-130, 72-154 и 150 м) [Ширинов, 1973].

В юго-восточной части Караязи-Гянджинской равнины выделяется Нафталанская аллювиально-пролювиальная флювиогляциальная равнина, занимающая междуречье рек Кюржакчая и Тертерчая (рис. 14). В структурном отношении она соответствует периклинальному прогибу, расположенному на юго-восточном окончании Мровдагского антиклинория. В майкопском веке равнина испытывала интенсивное опускание и на ней накопилась мощная толща (около 3,5 км)

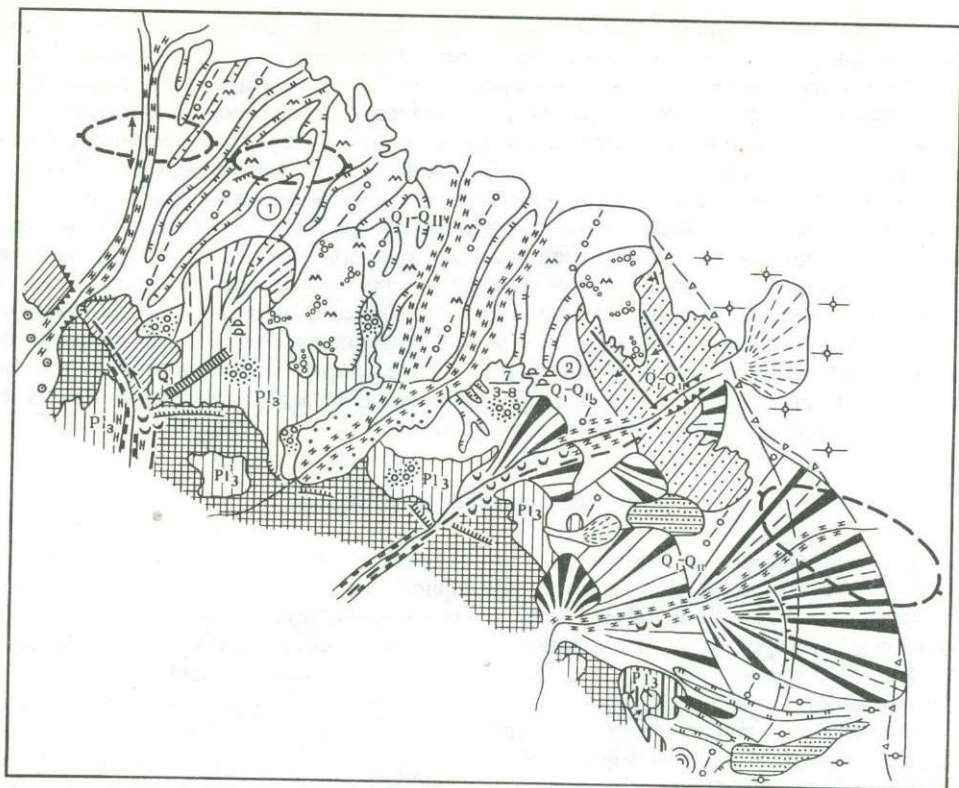


Рис. 14. Картограмма геоморфологического строения Казанбулакской (1) и Нафталанской (2) равнин. Составил Н.Ш. Ширинов  
Условные обозначения см. на рис. 11

осадков нижнемолассовой формации [Хаин, Шарданов, 1952]. В позднем сармате равнина была вовлечена в интенсивные поднятия Мровдагского хребта [Шихалибейли, 1967]. В дальнейшем, вплоть до ачкагыльского века, она представляла собой низкогорную, частично приподнятую измененную сушу, где преобладали процессы континентального размыва и денудации [Ширинов, 1975]. С наступлением ачкагыльской трансгрессии Нафталанская равнина подверглась выравниванию, о чем свидетельствует повсеместное трансгрессивное залежание морских нижнеакчагыльских отложений на размытой поверхности майкопа. Начиная с верхнего апшерона формировались наиболее древние конусы выноса рек Тертера, Инджачая, Карачая и конус выноса пра-Бузлухчая, сложенные в основном флювиогляциальными галечниками. На их генезис указывают плохо окатанные и неокатанные глыбы туфоконгломератов и туфобрекчий размером до 2–3 м. Накопление конусов выноса было связано, вероятно, с деятельностью флювиогляциальных потоков, питавшихся тальми водами поздне-апшеронских и раннечетвертичных горно-долинных ледников Мровдагского хребта. Отложения, слагающие поверхность Нафталанской равнины, в отличие от Караязи-Гянджинской и Карабахской равнин характеризуются преобладанием галечникового материала над песчано-суглинистым. По мнению Б.А. Антонова [1960], это объясняется большой амплитудой поднятий Мровдагского хребта в отличие от Карабахского и Шахдагского хребтов.

В конце апшерона реки образуют врезы, глубины которых колеблются от 110 до 400–450 м. В наиболее приподнятой предгорной полосе Нафталанская равнина достигает абсолютных высот 800–1000 м и представляет собой типичную позднеплиоценовую поверхность выравнивания. В северо-восточном направлении равнина постепенно понижается и отчетливо выраженным уступом на высоте 200–300 м переходит в Прикуруинскую и Карабахскую равнины.

Нафталанская равнина разделяется на две, морфологически отчетливо различающиеся части — северную, Казанбулагскую, и южную, Нафталанскую. Казанбулагская часть равнины охватывает междуречье Карачая и Кюрракчая и представляет собой наклонную равнину без заметной дифференциации высот рельефа. Нафталанская часть равнины расположена на междуречье Тертера и Карачая, где она соответствует древним конусам выноса рек Инджачая и Тертера, характеризуется ступенчатым строением и в периферической части осложняется Нафталанским антиклинальным поднятием. На древнем конусе выноса р. Инджачая, где местами на поверхности равнины и вдоль реки из-под галечниковой толщи обнажаются глинистые отложения майкопской свиты, развиты оползни. Характерной чертой Казанбулагской и Нафталанской равнин является интенсивное развитие бедленда на их северных периферийных частях. В отличие от Иорско-Аджиноурских низкогорий здесь в ландшафте бедленда балки преобладают над оврагами, и последние характеризуются относительно пологими склонами и V-образным поперечным профилем.

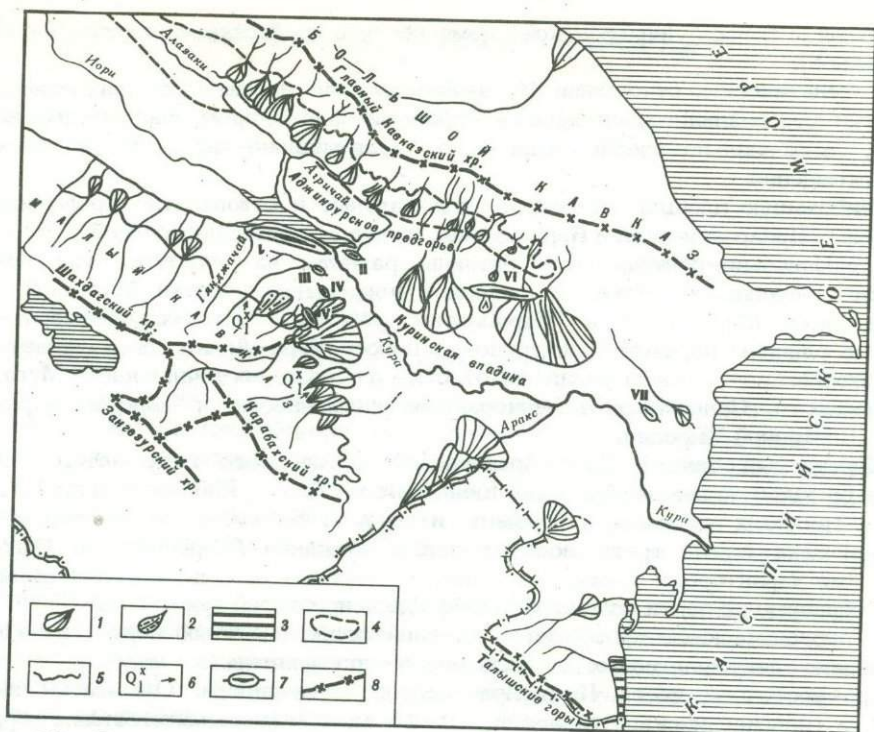
### Кура-Араксинская низменность

Кура-Араксинская низменность соответствует восточной, наиболее широкой и опущенной части Курунского межгорного прогиба. В прошлом она представляла собой морской залив, куда выносилось большое количество грубообломочного материала с интенсивно растущих хребтов Большого и Малого Кавказа. Колебания уровней морских бассейнов играли значительную роль в формировании рельефа низменности, которое происходило на фоне абсолютного ее прогибания, начавшегося в олигоцене. Опускания особенно усилились в позднем плиocene и плейстоцене. Величина прогибания только в ачкагыле достигала 1000–1200 м, и его максимум находился в среднекурунской части Курунской впадины. В апшероне область абсолютного опускания значительно сократилась, а наибольшее прогибание (1700–1800 м) переместилось в Нижнекурунскую впадину. Суммарная величина прогибания Кура-Араксинской низменности с начала ачкагыла — 4000 м, за плейстоцен — 1000–1200 м. В плейстоцене вследствие поднятия прилегающих хребтов область опускания значительно сократилась, но темп и амплитуда прогибания по сравнению с плиоценом, миоценом и олигоценем резко увеличились, особенно в восточной периферической части низменности, где мощность четвертичных отложений превысила 1100–1200 м.

Дифференцированный характер плейстоценовых движений особенно отчетливо проявляется в Юго-Восточной Ширвани, где формируются антиклинальные гряды и возвышенности (Мишовдаг, Кюровдаг, Бабазанан и др.), осложненные грязевыми вулканами, и погребенные антиклинальные структуры [Ширинов, 1962а; Ширинов, Троцок, 1963, 1966].

Отдельные участки предгорных равнин в юго-западной части подобласти втянуты в общее поднятие ее горного обрамления. Относительно низкое положение южной части Карабахской равнины по сравнению с приподнятыми участками правобережных наклонных равнин, а также слабое развитие на ее поверхности эрозионных форм объясняются опусканиями по системе поперечных синклиналильных прогибов и разломов [Шихалибейли, 1966; Ширинов, 1961].

Рельеф Кура-Араксинской низменности отличается некоторой зональностью. Центральная, прикурунская полоса низменности представляет собой плоскую, местами заболоченную аллювиальную, аллювиально-озерную, старичную и аллювиально-морскую равнину. Реки Кура и Аракс неглубоко врезаются (3–4 м) и нередко меняют свои русла. Особенно часто эти перестройки происходили в позднем плейстоцене и голоцене в связи с миграцией оси максимального прогибания впадины в южном направлении и ростом субэаральных дельт ширванских рек. Отчетливые следы изменения речной сети в виде покинутых русел, стариц и прирусловых грив имеются на Ширванской, Мильской, Муганской и Сальянской равнинах.



Р и с. 15. Схема конусов выноса Куринской впадины. Составил Н.Ш. Ширинов  
 1 - конусы выноса; 2 - конус выноса, связанный с древней гидрографической сетью; 3 - размывтые конусы выноса; 4 - контур Алазано-Агричайской депрессии; 5 - внешний контур предгорий Малого Кавказа; 6 - место, направление и время перехватов; 7 - молодые антиклинальные, поднятия; I - Боздаг-Гянджинское, II - Караджинское, III - Дуздагское, IV - Гедак-Бозское, V - Нафталанское, VI - Карамарьянское, VII - Мишовдагское, - водоразделы хребтов

Прикуринская часть низменности оконтуривается с юга, запада и севера полосой (до 40-50 км) наклонных аллювиально-пролювиальных равнин, образованных конусами выноса притоков Куры.

На участках низменности, выгнутых в соседние горные поднятия (Карабахская равнина, Приталышская наклонная равнина и др.) или осложненных локальными погребенными поднятиями, на поверхности конусов выноса хорошо выражены речные русла глубиной до 2-6 м, местами до 10-12 м. Глубина вреза рек Ширванской наклонной равнины едва достигает 4-5 м; лишь местами, на участках погребенных поднятий, она увеличивается до 10-12 м. На правобережных равнинах в связи со значительными колебаниями высот глубина вреза рек изменяется от 15-20 до 40-100 м и более. На участках продолжающихся опусканий или слабых относительных поднятий (Ширванская равнина и др.), где преобладает аккумуляция, поверхности конусов выноса осложнены прирусловыми гривами высотой 2-5 м и шириной до 1-2 км.

Кура-Араксинская низменность и прилегающие предгорные равнины отчетливо разделяются на четыре возрастные генерации: 1) позднеплиоценовую (Приараксинская равнина), позднеплиоцен-раннеплейстоценовую (верхняя ступень Карабахской равнины); 2) среднелейстоценовую (верхняя ступень Ширванской и Мильской равнин, Приталышская равнина, нижняя ступень Карабахской равнины); 3) позднеплейстоценовую (Прикуриинская равнина, предгорная полоса Ленкоранской низменности и значительная часть Муганской равнины); 4) голоценовую (низменная часть Юго-Восточной Ширвани, Сальянская и

прибрежная полоса Ленкоранской низменности с прилегающей частью Муганской равнины<sup>1</sup>).

В генетическом отношении Кура-Араксинская низменность разделяется на участки аллювиального, аллювиально-пролювиального, пролювиально-делювиального, аллювиально-озерно-старичного, аллювиально-морского и морского происхождения.

Наибольшую площадь занимают аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины (Приараксинская и Карабахская, западная часть Ширванской).

Пролувиально-делювиальные равнины развиты на участках, где реки не имеют постоянного стока, и занимают предгорные участки Мильской, При-тальшской, Ширванской и Карабахской равнин. Аллювиально-озерно-старичные равнины образуют прикуруинскую полосу Кура-Араксинской низменности. К аллювиально-морским равнинам относятся северо-восточная часть Муганской низменности, Сальянская и Ленкоранская низменности, к морским — равнины Юго-Восточной Ширвани.

Монотонный рельеф Кура-Араксинской низменности нарушается невысокими брахиантиклинальными возвышенностями (Падар, Бабазанан и др.) и конусами грязевых вулканов (Кюрсанга и др.). В восточной части низменности расположена почти треть всех грязевых вулканов Азербайджана. Одним из наиболее характерных элементов рельефа низменности являются конусы выноса рек, образующие почти сплошной шлейф вдоль предгорий (рис. 15).

С периодическими колебаниями уровней плейстоценовых морей связано образование аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных морских террас в северо-восточной части Кура-Араксинской низменности. Они имеют высоты — 22 м (новокаспийская терраса), 10–16 м, 0 м (верхнехвалынские террасы) и 17 м (нижнехвалынские террасы).

В юго-западной части низменности (Мильско-Карабахская равнина) наблюдаются перегибы и уступы поверхности на абсолютных высотах 0, 20, 40–50, 90–100, 120, 140, 180–200 и 240 м, представляющие собой, по-видимому, погребенные под аллювиально-пролювиальные отложения морские террасовые ступени [Волобуев, 1959; Волобуев, Ширинов, 1965].

В прибрежной полосе Кура-Араксинской низменности (Юго-Восточная Ширвань) широко развиты эоловые формы (бугристые пески и дюны), чередующиеся с плоскими солончаковыми депрессиями. В новокаспийское время они представляли собой лагуны, а в настоящее время подвержены дефляционным процессам и являются основным источником материала, образующего эоловые формы (рис. 16, см. вкл.).

Кура-Араксинская низменность — один из древнейших районов поливного земледелия. За последние годы здесь приобрели широкий размах ирригационно-мелиоративные работы. Густая сеть оросительных каналов с их береговыми отвалами, многокилометровые прирусловые валы (естественные и искусственные) вдоль рек Куры и Аракса нарушают выровненную поверхность низменности и придают ей специфический облик.

<sup>1</sup> Ниже — 20 м.

## ПЕРЕДНЕАЗИАТСКИЕ НАГОРЬЯ

### Общая характеристика

Нагорья Передней (Малой) Азии расположены во внутренней зоне средиземноморского сектора Альпийского орогенического пояса и имеют рельеф возвышенных плато, массивов и депрессий, окаймленных дугообразными гирляндами складчато-глыбовых горных хребтов. В состав горной страны Переднеазиатских нагорий входят: Анатолийское нагорье на западе, Армянское — на востоке, а на юге — обширное Иранское нагорье с окаймляющими его горными цепями Загрос и Эльбурс.

Армянское нагорье представляет собой сочетание складчато-глыбовых хребтов и вулканических возвышенных плато и массивов, древний рельеф которых погребен под мощными покровами кайнозойских лав и пирокластолитов. На Анатолийском и Иранском нагорьях, где развиты обширные плоскогорья, вулканический рельеф распространен менее широко.

Армянское вулканическое нагорье гипсометрически наиболее приподнято, в среднем до 2500–3300 м, пересечено глыбовыми хребтами Внутреннего Тавра и окружено крайними складчатыми хребтами Восточных Понтидов, Малого Кавказа, Армянского Тавра, Курдистанского хребта и Антитавра. Эти хребты образуют также дуги, окаймляющие и Иранское нагорье.

В структуре Переднеазиатских нагорий большое значение имеют жесткие подвижные блоки срединных массивов древнего (герцинского и байкальского) фундамента, определившие расположение окаймляющих нагорья хребтов. Срединные массивы Анатолии ввиду большой консолидации фундамента подверглись относительно меньшим деформациям, чем Армянский срединный массив [Бальян, 1969].

В образовании рельефа Переднеазиатских нагорий крупная роль принадлежит глубинным разломам, проходящим вдоль глыбовых хребтов Внутреннего Тавра, Малого Кавказа, Армянского Тавра и Киликийского Тавра — Антитавра. Ряд крупных глубинных разломов сопровождается выходами офиолитовых интрузий. Постпалеогеновые тектонические движения вдоль глубинных разломов вызвали извержения и излияния пирокластитов и лав. С зоной глубинных разломов совпадают границы распространения осадков континентального неогена, развитого на Анатолийском нагорье, и морского неогена, преобладающего в депрессиях Армянского нагорья и Внутреннего Тавра.

На Анатолийском нагорье господствуют широкие денудационные уровни и педименты, выработанные в миоцене. На Армянском нагорье поверхности планации ступенчато приподняты от 1400 до 2300–3000 м и сильно расчленены. Резкий переход между рельефом Анатолийского и Армянского нагорий совпадает с зонами глубинных разломов.

Начиная с миоцен-плиоцена, в плиоцене и плейстоцене эффузивами покрывается почти вся территория Армянского нагорья, а также значительная часть хребтов Понта, Тавра, Малого Кавказа, Приараксинской зоны и др. Согласно С.П. Бальяну [1969], складчато-глыбовый фундамент Малого Кавказа и хребтов Приараксинской зоны был в дальнейшем почти полностью откопан эрозией и превращен в диагональные по отношению к структурам или обращенные хребты с останцами мезотис-понтического чехла на хребтах Триалетском, Цахкуняцком, Даралагезском, Баргушатском и северной части Зангезурского.

Основные черты морфологии тектоно-вулканических массивов, плато и внутригорных депрессий Армянского вулканического нагорья, как и отканных эрозией из-под вулканического чехла горных сооружений Малого Кавказа определяют плиоцен-четвертичные подвижки погребенных под лавами структур.

В пределы СССР входит северная часть Переднеазиатских нагорий, расположенная между Курой и Араксом и известная под названием "Закавказское нагорье". Оно представляет собой сложную горную систему, состоящую из глыбовых и сводово-глыбовых хребтов, вулканических нагорий, плато и межгорных котловин.

Характерные особенности структур Закавказского нагорья - резко выраженный дифференцированный характер новейших движений, кулисообразное расположение морфоструктур, связанное с разломами, небольшие изолированные участки высокогорий среди преобладающего среднегорного рельефа.

Для высокогорий характерны формы древнеледникового рельефа и почти полное отсутствие современных ледников. Среднегорный пояс характеризуется эрозионно-денудационным расчлененным рельефом. На Закавказском нагорье широко развиты поверхности выравнивания, большая часть которых моноклинально или ступенчато деформированы вследствие роста неотектонических структур.

Закавказское нагорье разделяется на две провинции: 1) блоковых, преимущественно среднегорных хребтов и впадин Малого Кавказа; 2) вулканических массивов, плато, тектоно-вулканических депрессий Армянского вулканического нагорья и окружающих глыбовых хребтов и впадин.

## МАЛЫЙ КАВКАЗ

### *Общая характеристика*

Хребты Малого Кавказа имеют сводово-глыбовые и глыбовые морфоструктуры и разделяются по географическому положению и структурным особенностям на внешние - северные (Аджаро-Имеретский и Триалетский) и северо-восточные (Сомхитский, Мургузский, Мрвдагский, Карабахский) и широтные внутренние (Ширакский, Памбакский, Базумский, Шахдагский). Между внутренними хребтами и Армянским вулканическим нагорьем расположена центральная депрессия, занятая Ширакской котловиной, в центре - Памбакской и Севанской впадинами. Неотектонические дифференцированные движения - глыбовые поднятия и опускания, вызванные подвижками вдоль продольных и поперечных глубинных разломов, частью омоложенных, создали основные особенности морфоструктур Малого Кавказа: их небольшие размеры по сравнению с Большим Кавказом, преобладание блоковых хребтов и расположенных между ними относительно опущенных котловин грабенообразной и грабенсинклинальной структуры. Они характерны как для центральной депрессии, так и для внешних хребтов, где расположены крупные Ахалцихская, Бакурианская, Красносельская, Башкенд-Достафюрская котловины и ряд более мелких (Атеркская, Степанакертская, Сирикская и др.).

Тектоническая структура внешних и внутренних хребтов глубоко различна. Сводово-глыбовые Аджаро-Имеретский и Триалетский хребты созданы новейшими дифференцированными тектоническими поднятиями, осложнившимися веерообразный антиклинорий Аджаро-Триалетской зоны. Он возник на месте среднеальпийского синклинория, ограниченного глубинными разломами [Гамкредидзе, 1966; Милановский и Хаин, 1963]. Новейшая тектоническая структура имеет прямое выражение в рельефе, но является инверсионной по отношению к среднеальпийской. Неотектонические глыбовые структуры северо-восточных внешних хребтов унаследованы от раннеальпийского Сомхито-Карабахского антиклинория. Характерно кулисное расположение хребтов, контролируемое глубинными разломами в фундаменте и унаследованное от раннеальпийских структур. Внутренние хребты Малого Кавказа были охвачены

более интенсивными дифференцированными блоковыми новейшими поднятиями, чем внешние хребты. Они имеют обращенный рельеф и возникли в зоне Севано-Акеринского (Севано-Ширакского) синклинория.

На некоторых хребтах Малого Кавказа сохранились остатки лавовых покровов и лавовые потоки по долинам рек. Особенно хорошо они выражены в рельефе в бассейнах рек Храмы и Машевари (между северными и восточными внешними хребтами), где созданы излияниями из вулканических центров Джавахетского нагорья. Особенностью рельефа Малого Кавказа являются поверхности выравнивания, начало формирования которых относится еще к раннему и среднему олигоцену и продолжалось в миоцене и плиоцене, особенно в позднем. На небольших участках высокогорий хорошо сохранились позднелайстоценовые древнеледниковые формы (троги, кары), а местами уцелели следы небольших среднеплейстоценовых ледников подножий. К позднелийстоценовому оледенению относятся валунно-галечные водно-ледниковые и пролювиальные отложения предгорных плато и равнин. Эрозионное расчленение Малого Кавказа менее глубокое, чем Большого Кавказа, в связи с преобладанием среднегорного рельефа. Благодаря значительным новейшим поднятиям и обилию осадков речная сеть наиболее густа на Аджаро-Триалетском хребте. В юго-восточной части Малого Кавказа развита аридная денудация, создающая характерные отпрепарированные формы в плотных породах, а также бедленд и глинистый карст в рыхлых отложениях террас и аккумулятивно-эрозионных плато.

Юго-восточным продолжением структур Сомхито-Карабахской зоны Малого Кавказа является Тальшский брахиантиклинорий, унаследованный от среднеальпийских структур. Он делится на ряд среднегорных антиклинорийных хребтов, превращенных новейшими тектоническими движениями в сводово-глыбовые поднятия. Между хребтами расположена синклиналиная Ярымлинская депрессия. Хребты Тальша имеют структурно-тектонический и эрозионно-денудационный рельеф с интенсивным долинным расчленением. Следы древних оледенений здесь отсутствуют.

#### ВНЕШНИЕ СЕВЕРНЫЕ ХРЕБТЫ

Внешние северные хребты Малого Кавказа соответствуют морфоструктуре краевых складчатых хребтов Южно-Кавказского сводово-глыбового неогенового горного поднятия, образовавшегося между Грузинской и Сомхитской глыбами [Астахов, 1973]. В морфоструктурном плане отчетливо выражено концентрическое горное воздымание с субширотным простиранием литологических комплексов и веерообразным строением складок, осложненных надвигами. Орографически это кулисообразно подставляющие один другой Аджаро-Имеретский и Триалетский хребты. Они сложены среднеэоценовой вулканогенной толщей, палеоценовым флишем и верхнемеловым вулканогенно-карбонатным комплексом. Гребневая зона обоих хребтов орографически совпадает с шарнирами крупных антиклинорий. Общая характерная черта - резко выраженная асимметрия склонов: северные склоны хребтов шире и более густо расчленены, чем южные.

Аджаро-Имеретский хребет представляет собой орографически цельное горное сооружение, образованное структурой антиклинория, простирающееся от Черного моря до Верхнеимеретского массива - низкогорной перемычки между Большим и Малым Кавказом.

Вдоль границы Аджаро-Имеретского хребта с Черноморской и Колхидской впадинами прослеживаются крупные разломы. По одному из них вся морфоструктура приподнята и надвинута на север. Оси антиклинальных складок испытывают резкое погружение и обрываются по разломам к Черноморской впадине. Их продолжение обнаружено на подводном склоне. На северных и западных, менее приподнятых склонах хребта рельеф эрозионно-денудационный, частью литоскульптурный, с отпрепарированными синклиналиными вершинами, бронированными плотными вулканогенными породами.

Высокогорный водораздельный гребень хребта срезан двумя отчетливыми поверхностями выравнивания на отметках 2500 и 2170 м (предположительно олигоценовыми и миоценовыми).

Следы древнего оледенения — кары и цирки — встречаются почти исключительно на склонах северной и северо-восточной экспозиций и относятся к максимальной стадии позднеплейстоценового оледенения.

Узкий южный склон Аджаро-Имеретского хребта примыкает к синклинальной межгорной Ахалцихской впадине, возникшей в позднем палеогене. В конце позднего плиоцена — начале плейстоцена она была вовлечена в общее поднятие, но сохранила унаследованное относительное опускание. Над Ахалцихской котловиной поднимается Персатское лавовое вулканическое плато типа "меза", ограниченное крутыми и обрывистыми склонами с признаками экзарационной деятельности позднеплейстоценовых ледников. Эрозионные и эрозионно-аккумулятивные террасы, широко развитые в котловине, имеют относительные высоты 4–7 м (голоцен), 24–30 м (поздний плейстоцен), 50 м (средний плейстоцен), 90–100, 160–170 м (ранний плейстоцен). Высокие террасы бронированы лавами.

На структурном продолжении Ахалцихской котловины к западу расположена Аджарская эрозионная котловина, отделенная поперечным поднятием Арсианского хребта и эффузивным комплексом миоцен-плиоценовой гюдердзской свиты. На склоне Аджарской котловины хорошо выражен крутой тектонический уступ, соответствующий региональному надвигу верхнего эоцена на вулканогенную толщу среднего эоцена.

В ущелье р. Аджарисцкали чередуются сравнительно широкие участки с хорошо развитой поймой и четырьмя террасами (относительной высотой 10, 20, 80 и 200 м) и узкие теснины и каньоны. Первые три террасы относятся к среднему и позднему плейстоцену, а последняя, вероятно, к позднему плиоцену — раннему плейстоцену. Крутизна южного склона Аджаро-Имеретского хребта в сочетании с обилием осадков и особенностями литологии (рыхлые туфопесчаники и глины верхнего эоцена) способствует широкому развитию активных и стабильных оползней площадью в несколько квадратных километров. Сползанию подвержены склоны ярусно расположенных поверхностей выравнивания на абсолютных высотах 900–1000 м (поздний плиоцен — ранний плейстоцен), 1650 м (поздний плиоцен) и 1900–2200 м (ранний плиоцен).

На пограничном с Турцией Шавшетском хребте, возвышающемся над северным склоном Аджарской котловины, сохранились фрагменты миоценовой поверхности выравнивания (2600 м), а на его склонах — остатки ранне- и позднеплиоценовых поверхностей той же высоты, что и на Аджаро-Имеретском хребте. Местами они бронированы позднеплиоценовыми лавами.

На северном склоне Аджаро-Имеретского хребта, на междуречье Цабларисцкали и Супсы хорошо выражены реликты позднеплиоценовой и раннеплиоценово-миоценовой поверхности выравнивания, а также позднеплиоценово-раннеплейстоценовой поверхности (высотой 300–700 м).

Северо-западные предгорья Аджаро-Имеретского хребта имеют типичный среднегорный денудационно-эрозионный, преимущественно обращенный рельеф, который образует три отчетливо выраженные полосы: 1) холмистую террасированную высотой до 300–700 м, 2) низкогорную — 1000–1200 м и 3) среднегорную — 2000–2200 м.

К западу от г. Маяковски возвышается вытянутая в широтном направлении Гурийско-Имеретская краевая гряда. Ее гребневая область и северные склоны сложены палеоцен-эоценовым комплексом, а южные — миоцен-плиоценовой молассой. Крутой уступ, обращенный к Рионской впадине, соответствует глубинному разлому, по которому Аджаро-Имеретский антиклинорий в целом граничит с Колхидско-Черноморской впадиной. Таким образом, Гурийско-Имеретская гряда является надразломным поднятием по надвигу палеогенового комплекса на молодые отложения Колхидской впадины. Существенную роль в формировании предгорий играют процессы латеритизации, развивавшиеся с миоцена до настоящего времени и определяющие специфику выветривания и

морфологии склонов. Для рельефа предгорий характерно чередование расчлененных крутосклонных гряд, холмов и небольших мягко очерченных котловин; склоны прорезаны V-образными долинами.

Западная оконечность Гурийской гряды, antecedентно прорезанная р. Супсой, образована плиоценовой синклиальной структурой, осложненной мелкими антиклинальными грядами, сложенными сарматом и средним плиоценом. В водораздельной зоне Гурийской гряды на абсолютных высотах 500–700 м сохранились фрагменты позднеплиоценово-раннеплейстоценовой поверхности выравнивания.

Триалетский хребет образован субшироко и широко ориентированными складками с высоко поднятыми шарнирами антиклиналей. Центральная часть хребта приподнята по разломам и представляет собой горст-антиклиналь. В районе перевала Цхра-Цқаро Триалетский хребет низким уступом отделяется от Южно-Грузинского вулканического нагорья; восточнее граница выражена крутым склоном, соответствующим региональному надвику палеоценового флиша на меловую вулканогенную толщу и вулканическую свиту среднего эоцена. Восточная часть Триалетского хребта ограничена antecedентной долиной р. Куры, которая образует серию высоких, средних и нижних террас на его склонах. Отроги Триалетского хребта, замыкающие Тбилисскую котловину, образованы антиклинальными и синклинальными складками, имеющими прямое выражение в рельефе. Характерны продольные моноклинальные долины и куэсты; в рельефе имеются отчетливые следы сравнительно недавних речных перехватов (бассейны рек Вера, Дигмисцкали и др.).

На водораздельных гребнях и отрогах северного склона Триалетского хребта сохранились реликты древних денудационных поверхностей выравнивания. Наиболее высокий, позднемиоценовый уровень расположен на отметках 2100–1900 м. Ниже выделяются поверхности на отметках 1700–1600 м (ранний плиоцен) и 1400–1100 м (поздний плиоцен). Возраст поверхности выравнивания в гребневой зоне Триалетского хребта, прилегающей к Южно-Грузинскому вулканическому нагорью и срезающей эоценовые, меловые породы и годердзскую свиту, — миоцен-плиоценовый. Местами она бронирована андезитовыми покровами. На ее последующие деформации указывает отчетливый наклон к югу под углами до 15–20° [Милановский, 1968б; Бальян, 1969]. Следы позднеплейстоценового оледенения (кары, морены) сохранились лишь на нескольких участках гребневой зоны западной части Триалетского хребта [Геоморфология Грузии, 1971], что связано, вероятно, с большей аридностью климата восточной части в позднем плиоцене.

Эрозионный рельеф на северных склонах Триалетского хребта развит в долинах наиболее крупных рек — Тедзами, Таны, Дзамы и Куры. Боржомское ущелье Куры диагонально пересекает антиклинальные и синклинальные структуры, образуя врезанные меандры. В поперечном профиле долины можно различать две части: молодую — узкую, нижнюю, с относительными высотами 500–600 м и древнюю — широкую (до 5–10 км), верхнюю, глубиной до 300–400 м.

Вулканический рельеф на Триалетском хребте распространен ограниченно в виде лавовых покровов в вершинной зоне (у перевала Цхра-Цқаро, в горах Саквелое-Мта, Чарели, в Бакурианской котловине и других районах). По С.П. Бальяну [1969], это указывает на более широкое распространение лав в прошлом на древней денудационной поверхности гребневой зоны. Лавы бронируют наиболее возвышенную ее часть. Морфоструктуры хребта приобрели здесь инверсионный характер, так как его водораздельная зона соответствует синклинальному среднеальпийскому прогибу (там же). Позднеплейстоценовый возраст имеют Боржомский и Гуджаретский потоки, начинающиеся из центра Мужеры у Бакуриани и г. Саргачи. Боржомский поток ограничен ущельями рек Боржомулы, Бакурианисцкали и Гуджаретисцкали и заканчивается у курорта Боржом крутым стометровым уступом. Поток образован трехкратным излиянием лав, чем объясняется ступенчатость его продольного профиля.

В северо-западной части Триалетского хребта расположен ряд внутригорных котловин (Цхисиджварская, Бакурианская и др.). Они имеют сложный генезис, характеризуются лавовыми подпрудами, оползнями и эрозией.

Внешние восточные хребты Малого Кавказа сложены в основном юрскими, меловыми и частично палеогеновыми отложениями. Локский и Храмский массивы представляют собой морфоструктуры, образованные выступами протерозойского фундамента. В Шамхорском поднятии выходят отложения палеозоя.

В развитии морфоструктур большую роль играли поперечные поднятия и прогибы, которые имеют дифференцированный характер, обусловленный глубинными разломами, древними по заложению и достаточно активными на новейшем этапе. Крупными поднимающимися блоками являются Мровдагский и Карабахский хребты, полоса развития Шамхорского антиклинория, Богуржанский хребет и др. Разделяющие их Башкенд-Достафорская, Атеркская, Степанакертская котловины, Шушакендский прогиб и др. являются областями менее активных поднятий, а мощные толщи рыхлых отложений указывают на их относительное погружение в отдельные этапы развития.

Храмский и Локский кристаллические массивы и Сомхитский хребет образуют единую крупную морфоструктуру. Для нее характерны консолидированные складки, расколотые на отдельные глыбы. Вскрытые денудацией кристаллические выступы протерозойского<sup>1</sup> фундамента — Храмский и Локский массивы — выражены в рельефе, как самостоятельные морфоструктуры, невысокими куполообразными горстовыми поднятиями. В северо-западной части Храмский массив бронирован плиоценовыми лавами. Храмский и Локский массивы разобцены грабен-синклинальным понижением, в строении которого преобладает вулканогенный комплекс верхнего мела. Локский кристаллический выступ погружается южнее по разлому под толщу среднеэоценовой вулканогенной свиты, образующей горстовый хребет с синклинальной структурой, соответствующей осевой зоне Сомхитского хребта.

На Сомхитском хребте и Локском кристаллическом массиве на абсолютной высоте до 1600 м отчетливо развиты фрагменты палеогеновых (по-видимому, олигоценых) поверхностей выравнивания, врезанных в гранитоиды и юрские вулканогенные отложения и куполообразно деформированных. Аналогичные поверхности наблюдаются к западу от Локского массива, на водоразделе р. Мушевани и ее притока Джандерчая, на высоте 1400-1600 м. Более высокий уровень расположен в районе г. Шандлер и на Шоршолетском отроге Сомхитского хребта. На северо-восточных склонах Сомхитского хребта участки поверхностей выравнивания встречаются на отметках 900-1500 м. Участки плиоценовых (предположительно позднеплиоценовых) поверхностей выравнивания встречаются вдоль ущелья р. Храми.

На водоразделах и склонах Сомхитского хребта широко развит денудационный рельеф ложбин и гряд, отпрепарированных ступеней и останцов, нередко скалистых и пирамидальных. Эти формы связаны с различной устойчивостью вулканогенных пород верхнего мела, особенно даек и межформационных андезитов.

Одним из ярких свидетельств молодого, очевидно, постплиоценового поднятия является строение глубоких эрозионных долин, особенно Храмского ущелья, где высокие террасы отсутствуют, что объясняется омоложением долины, связанным с быстрыми неотектоническими поднятиями и подпрудами лав, изменившими первоначальное направление стока. Примером типичной эрозионной долины (до 150-180 м глубиной) служит каньон р. Машавери, глубоко врезанный в лавовый поток, заполнивший в начале четвертичного времени долину пра-Машавери. Лавы наложены на древний рельеф, имевший, очевидно, более спокойный характер. В нижнем течении лавы уходят под аллювий Машавери.

В рельефе северного и северо-восточного склонов Сомхитского хребта выражены две генерации речной сети — древние широтные висячие долины

<sup>1</sup> Байкальского (п р и м. р е д.).

и молодые поперечные ущелья с крутыми коленчатыми поворотами, перехватившие эти долины. Перестройка речной сети была связана с локальными новейшими тектоническими поднятиями и лавовыми подпрудами, пропиливание которых вызвало врезание рек в свои отложения.

Мургузский, Мровдагский и Карабахский хребты. Мургузский хребет ограничен на юге Красносельской котловиной (долина р. Гетик). Он сложен плотными кварцевыми порфирами, порфиритами юры и интрузиями гранитов, благодаря устойчивости которых рельеф хребта характеризуется резким расчленением, крутыми, обрывистыми и скалистыми склонами речных долин. Профиль хребта асимметричен: южный склон его крутой, северный — относительно пологий, расчлененный реками на ряд гребневидных отрогов, понижающихся к долине р. Куры. Мургузский хребет имеет обращенный рельеф и соответствует двум синклиналям, разделенным антиклиналью. Они наложены на южное крыло Шамхорского антиклинория и вместе с ним на позднеорогенном этапе были втянуты в интенсивное (2,5 км) поднятие.

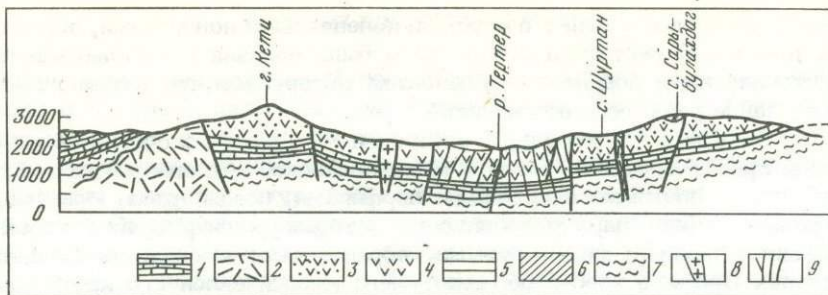
В отличие от Мургузского Мровдагский и Карабахский хребты имеют прямые соотношения с тектонической структурой — Мровдагским и Карабахским антиклинориями. Возраст этих морфоструктур устанавливается по высоко поднятым олигоценовым и миоценовым поверхностям выравнивания. В зоне Шамхорского антиклинория, в среднегорном поясе расположена крупная блоковая морфоструктура, названная А.Ш. Мамедзаде, Р.Н. Абдуллаевым, А.А. Байрамовым [Мамедзаде и др., 1974] Центрально-Шамхорским горстом, в пределах которого кристаллический фундамент выступает на дневную поверхность или залегает на небольшой глубине. По представлениям названных авторов, первичное простирание Шамхорского антиклинория обусловлено простиранием упомянутого горста, с севера и юга ограниченного глубинными разломами, по которым кристаллический фундамент опущен на значительную глубину. Водораздельная зона Мровданского хребта (3000–3700 м) сильно расчленена и представляет собой область наиболее интенсивных новейших поднятий. Здесь господствует скальный, типично альпийский рельеф.

Для водораздельной зоны Мровдагского хребта характерны отдельные массивные вершины (Кыргыз, Большой Кирс и др.), сложенные плотными, устойчивыми породами. В среднегорном поясе водоразделы имеют в общем плоский рельеф и нередко покрыты довольно мощным элювием. На северо-восточном склоне Карабахского хребта чередуется ряд положительных и отрицательных морфоструктур. Это антиклинальный хребет Богурхан, ограниченный на юго-западном и частью северном склонах крутыми сбросами, и южнее Шушакендский прогиб, отделенный на юге разрывами от осевой зоны Карабахского хребта. Позднеплиоценовые поверхности выравнивания, развитые в прогибе, имеют уклон к его оси, что указывает на опускание в плейстоцене.

Полоса пониженного среднегорного эрозионно-денудационного, а на юго-востоке — эрозионно-аккумулятивного рельефа в верховьях р. Тертер и бассейна Акеры, расположенная юго-западнее Карабахского хребта, ограничена на северо-востоке Карабахским, а на юго-западе — Ишихлинским глубинными разломами. Большую часть этой территории занимает Гочасский синклинорий [Шихалибеги, 1966], сложенный в основном верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и постплиоценовыми отложениями. В ее структуре выделяются Кельбаджарский прогиб и Далидагское поперечное поднятие.

Кельбаджарский наложенный прогиб выполнен средне- и верхнеэоценовой, миоцен-плиоценовой вулканогенной толщей, плиоценовыми и плейстоценовыми лавами и может быть охарактеризован как грабен-синклинорная поперечная морфоструктура, занимающая верхнее течение бассейна р. Тертера (рис. 17). Соседствующий с востока Далидагский высокогорный антиклинальный массив, сложенный верхнеэоценовыми гранитоидами, имеет складчато-глыбовую структуру, связанную с молодыми разломами, особенно на границе с Карабахским вулканическим нагорьем.

Для структуры северо-восточных хребтов Малого Кавказа характерны межгорные котловины с эрозионно-аккумулятивным (Дилижанская, Красносель-



Р и с. 17. Геологический разрез по линии г. Сарыбулахдаг - р. Тертер - г. Кети [по Кашкаю, Шихалибейли, Аллахвердиеву, Ханларову, 1971]

1 - андезито-базальтовые лавы (голоцен); 2 - липарито-дациты, дациты, андезито-дациты (мэотис - понт); 3 - вулканогенно-осадочные образования (средний эоцен); 4 - лавовые и пирокластические образования (средний эоцен); 5 - карбонатная толща (верхний сенон, палеоцен-нижний эоцен и часть среднего эоцена); 6 - вулканогенные образования (коньяк - сантон); 7 - песчано-глинистая толща (альб-сеноман); 8 - диоритовые порфириды, сиенито-диориты; 9 - трещины отрыва

ская, Башкенд-Достафюрская, Атеркская) и преимущественно аккумулятивным (Степанакертская) рельефом.

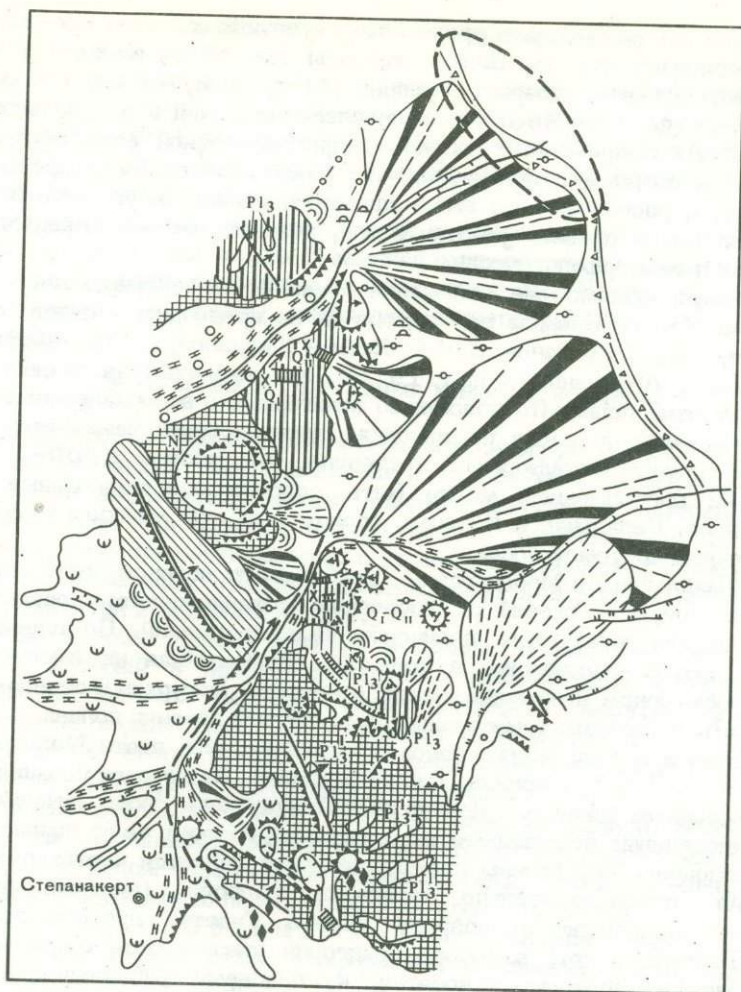
Дилижанская впадина занимает среднее течение р. Акстафачая (Агстев), соответствует Иджеванскому синклинию и является грабен-синклиальной. На ее склонах развиты аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы высотой от 2-5 до 410-460 м.

Кулисообразно расположенные Красносельская и Башкенд-Достафюрская котловины представляют собой единую морфоструктуру и соответствуют западной части Дашкесанского синклиория. Новейшими блоковыми поперечными поднятиями они разделены на ряд грабен-синклиальных впадин. Так, Красносельская котловина отделена от Башкенд-Достафюрской блоковым поднятием в районе Башкендского перевала. Северный и восточный склоны Башкенд-Достафюрской котловины крутые, интенсивно расчленены, совпадают с северо-западной ветвью Карабахского глубинного разлома на юге и с Кедабек-Мургузским надвигом на севере [Шихалибейли, 1966].

Атеркская котловина в среднем течении р. Тертера наследует юго-восточную часть Тоурогачайского синклиория. В ней широко развиты плейстоценовые террасы, синклиально деформированные (особенно третья высотой 30-45 м и четвертая - от 40 до 50-75 м).

Степанакертская наложенная котловина совпадает с поперечным прогибом Мартунинского синклиория [Шихалибейли, 1966] и испытывает погружение с мощным накоплением плейстоценовых отложений с синклиальным погружением низких террас (рис. 18).

Большое значение в рельефе Мургузского, Мровдагского и Карабахского хребтов имеет селективная денудация в литологически разнообразных комплексах. Наибольшее значение имеют прочные верхнеюрские и верхнемеловые известняки, образующие обращенные формы рельефа. К ним относится останцовая синклиальная вершина Кяпаз на северном склоне Мровдагского хребта, сложенная известняками верхней юры, а также синклиальный известняковый хребет Охи-Ахлор на междуречье рек Тертер и Хачинчай, поднятый по разломам [Шихалибейли, 1966]. В высокогорьях Мровдагского хребта и в восточной части Шахдагского расположены экзотические известняковые утесы типа "клиппов", представляющие собой откопанные останцы узких позднемезозойских кордильер, уцелевшие благодаря большой денудационной устойчивости [Хаин, Абдуллаев, Шихалибейли, 1949; Хаин, 1953; Шихалибейли, 1966]. Т.А. Гасанов [1971] считает их (на Шахдагском хребте) оттор-



Р и с. 18. Картограмма геоморфологического строения низовьев рек Каркарчай и Хачинчай. Составил Н.Ш. Ширинов  
Условные обозначения см. на рис. 11

женцами титонских известняков. В предгорьях северо-восточных склонов Малого Кавказа хорошо выражен гребень меловой моноклинали, обращенной пологим склоном к Куринской впадине и соответствующей северному крылу Агдамского антиклинория. Моноклиналильные гряды (Шушинская) и гребни (Чакмак и др.) широко развиты в средней части северо-восточного склона Карабахского хребта. На юго-западном склоне хребта моноклиналильные гребни плотных меловых известняков обуславливают интенсивное продольно-грядовое расчленение рельефа.

Интрузии, образующие отдельные выходы в высокогорьях, среднегорьях и низкогорьях, создают сглаженные формы водоразделов и крутые склоны долин. Легко разрушаемые ультраосновные породы офиолитового пояса Малого Кавказа образуют понижения на водоразделах и осыпи в долинах рек.

Речная сеть имеет сложный рисунок благодаря блоковым структурам и разнообразию литологии пород. При пересечении интенсивно поднимающихся структур (Шамхорского и Карабахского антиклинорий) долины рек антецедентны, имеют форму типичных каньонов и ступенчатые склоны. К выходу из гор все долины расширяются и принимают ящикообразную форму. На склонах долин основных

рек сохранилось до одиннадцати уровней аккумулятивных, эрозивно-аккумулятивных и эрозийных террас. Низкие террасы (до 30 м) имеют голоценовый и позднелайстоценовый возраст, средние (60-160 м) - среднелайстоценовый, а высокие (до 330-350 м) - раннелайстоценовый и позднелайстоценовый [Антонов, 1971]. Современный рисунок гидрографической сети сформирован, по-видимому, в позднем плейстоцене, на что указывают глубокие врезы речных долин и террасы, расположенные выше раннелайстоценовых уровней. В рельефе сохранились и более древние участки долин, возраст которых определяется по геологическим и геоморфологическим данным.

Наиболее крупнообломочные отложения майкопа концентрируются в долинах некоторых рек Малого Кавказа при выходе их на предгорную равнину [Ализаде, 1954; Алиев, 1949; Султанов, 1964; Хаин и Шарданов, 1952; Шихалибейли, 1964; Мамедов, Агаджанян и др., 1975]. Это указывает на позднелайстоценовый возраст этих долин. По положению межгорных и водораздельных долинообразных понижений, а также по находкам древних галек намечается древняя долина в Башкент-Достафюрской котловине (на высоте 1300-1400 м). Восточным ее продолжением могли быть современные продольные участки долин Ильхидара, Гераньячая и Инчаячая, образующие при выходе из гор древние крупные галечные конусы выноса.

Между Шахдагским и Мровдагским хребтами от истоков рек Гянджачай - Зинджирли до широт верховой р. Тоурогачая устанавливается древняя долина, выраженная рядом межгорных долинообразных понижений. По аллювиальным галечным и другим отложениям в долине р. Кенделанчая на высоте 1000-1200 м, в межгорном понижении между поднятием Богурхан и северо-восточным склоном Карабахского хребта также фиксируется древняя долина. Древние долины изучены и в ряде других районов юго-восточной части Малого Кавказа [Антонов, 1963, 1971; Ширинов, Гаджиев, 1964]. Их возраст устанавливается лишь по косвенным данным. Долина пра-Тоурогачая в своем нижнем отрезке врезана в миоценовые поверхности выравнивания, поэтому ее по возрасту можно отнести к плейстоцену. Дно долины пра-Кенделанчая является частью поверхности выравнивания предположительно позднелайстоценового (нижнеапшеронского) возраста, что определяет и возраст долины. Участки древних долин (рек Хачинчая, Тертера и др.) в полосе предгорий увязываются с уровнями высоких террас и поэтому относятся к позднему плейстоцену - раннему плейстоцену.

Характерной особенностью рельефа северо-восточных хребтов Малого Кавказа являются поверхности выравнивания, развитые преимущественно в низкогорном и среднегорном поясах на высотах 700-900, 1000-1400, 1600-1800, 2000-2200, 2400-2800 и 3000-3200 м. В высокогорьях они сохранились в виде изолированных плосковершинных останцов. Поверхности выравнивания имеют наклон в зависимости от структур и направления склонов хребтов. Наиболее высокие поверхности (2400-2800, 3000-3200 м) формировались в раннем и среднем олигоцене. Низкие поверхности, срезающие акчагыл, имеют позднелайстоценово-раннелайстоценовый возраст, соответственно возрасту покрывающих их галечников. Поверхности выравнивания, расположенные в интервале высот от 1000-1400, 1600-1800 до 2000-2200 м, сопоставляются с ранним - средним апшероном, акчагылом и поздним миоценом. В районе развития миоцен-плейстоценовых туфобрекчий и лав на Восточно-Севанском хребте и в Кельбаджарской впадине имеются участки бронированных и откопанных поверхностей выравнивания. Часть поверхностей выравнивания, развитых в предгорьях северо-восточных склонов Малого Кавказа, также, по-видимому, откопана, так как здесь на абрадируемых поверхностях мезозойских отложений отдельными островками сохранились мелководные конкские и сарматские отложения.

На северных склонах Мровдагского хребта и массива Далидаг на высотах от 2400 до 3200 м в верховьях долин встречаются кары и трюги. Многие кары разрушены эрозией и превращены в обширные водосборные воронки. Трюговые долины заканчиваются конечными моренами. Этажное расположение

каров указывает на три-четыре стадии отступления ледников последнего оледенения в этом районе.

На склонах высокогорных участков водораздельных гребней развиты перигляциальные формы типа каменных потоков, занимающие ложбинообразные понижения склонов. При благоприятных условиях литологии и выходах подземных вод в высокогорном и среднегорном поясах на крутых склонах речных долин и водоразделов развиты оползни.

В среднегорьях широко развиты эрозия и гравитационные процессы (осыпи) на выходах неустойчивых пород. В крайней юго-восточной части Карабахского хребта довольно четко выражены аридные процессы. В низкогорьях и предгорьях распространены формы отпрепарированного рельефа — моноκлиальные гребни и гряды.

#### ВНУТРЕННИЕ СРЕДНЕГОРНЫЕ ХРЕБТЫ И ВПАДИНЫ

Внутренние хребты Малого Кавказа имеют линейную и глыбовую структуру и вместе со смежными синκлиальными и грабен-синκлиальными впадинами испытали резко дифференцированные новейшие движения. Внутренние хребты асимметричны, так как склоны, обращенные к разделяющим их впадинам, более крутые, чем противоположные, в связи с глубинными разломами. В зависимости от положения хребтов по отношению к впадинам крутыми могут быть как южные, так и северные склоны.

Внутренние хребты Малого Кавказа возникли на месте среднеальпийского синκлиория, который в эоцене подвергался складчатости. Внутренние впадины, большей частью унаследованные, заполнены рыхлыми отложениями, налегающими на верхнемеловой и эоценовый субстрат [Милановский, 1968 б]. Они представляют собой поверхностное выражение новейшей и современной активности Севано-Акеринского глубинного разлома.

Осевые зоны внутренних хребтов высокогорные, местами в восточной части области на них сохранились редкие следы небольшого позднеплейстоценового оледенения. В целом преобладает среднегорный эрозионно-денудационный рельеф, довольно интенсивно расчлененный на крутых склонах.

Ширакский глыбовый хребет сложен верхнемеловыми и среднеэоценовыми известняками, порфиритами и миоцен-плиоценовыми туфоконгломератами и туфобрекчиями. Он соответствует среднеальпийскому антиκлиорию с осложненным флексурой южным крылом, где туфогенные породы миоцен-плиоцена погружены под озерные отложения Ширакской котловины [А.А. Габриелян, 1952]. Поэтому южный склон хребта крутой и более интенсивно расчлененный, чем северный, отчего водораздельный гребень отступает к северу. На нем сохранились остатки позднеплиоценовой поверхности выравнивания (1900-2000 м), срезающей среднеплиоценовые угленосные отложения [Г.К. Габриелян, 1962].

Базумский антиκлиорный хребет образован породами юры, мела и эоцена, имеет прямой рельеф с глубоко (600-1000 м) расчлененными долинами и сглаженными водоразделами, поднимающимися на 800-1000 м над Лорийской и Памбакской впадинами. В высокогорьях, на высотах 2700-2900 м, сохранились небольшие останцы поверхностей выравнивания предположительно олигоценового возраста. Следы древнего оледенения отсутствуют.

В среднегорьях поверхности выравнивания встречаются на высотах 2000, 2200-2400 и 2400-2600 м. Возраст их предположительно миоцен-плиоценовый. Речные долины имеют преимущественно поперечное направление. Меридиональный antecedentный участок наиболее крупной долины р. Памбак отделяет Базумский хребет от Халабского и имеет средне-позднеплейстоценовый возраст. В западной части Базумского хребта в долинах рек расположено несколько мелких продольных котловин (Чичханская и др.).

Халабский глыбовый хребет в отличие от Базумского имеет обращенный рельеф и соответствует среднеальпийской синκлиальной струк-

туре. Это самый высокий из внутренних хребтов Малого Кавказа, с крутыми северным и южным склонами, осложненными разломами, с узким водораздельным гребнем. Следы древнего оледенения в высокогорном поясе хребта отсутствуют, но нивальные и гравитационные процессы протекают интенсивно. Выделяются два уровня вершин (на высотах 2600 и 3000 м), представляющие собой, по-видимому, олигоценные поверхности выравнивания, интенсивно расчлененные эрозией.

Памбакский сводово-горстовый хребет ограничен разломами (Анкаванским и др.) и сложен в основном вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего эоцена и частично верхнемеловыми карбонатами и песчаниками. Центральную часть хребта занимают верхнеэоценовые [А.А. Габриелян, 1959] или среднеэоценовые [Асланян, 1958] гранодиориты и граниты. В восточной части Памбакского хребта, имеющей синклиналиную структуру, рельеф обращенный. На водоразделах на высотах 2200–2300, 2600–2700 и 2800–3000 м сохранились олигоценные и миоценовые поверхности выравнивания. Следы древнего оледенения отсутствуют, хотя отдельные вершины имеют высоты более 3000 м. Рельеф интенсивно расчленен глубокими долинами рек.

Цахкуняцкий горст-антиклинорный хребет окаймлен разломами и имеет среднегорный эрозивно-структурный рельеф. Он сложен метаморфическими и кристаллическими докембрийскими породами Арзакяндского массива – выступа древнего байкальского фундамента в зоне Транскавказского поперечного поднятия. Выше залегают верхний мел и палеоген, перекрытые миоцен-плиоценовыми лавами и туфобрекчиями [А.А. Габриелян, 1959; Асланян, 1958].

В кристаллических породах рельеф резко расчлененный, на миоцен-плиоценовых лавах – платообразный. На высотах 2400 и 2600–2700 м здесь развиты миоцен-плиоценовые поверхности выравнивания.

Глыбовый хребет Арегуни сложен вулканогенно-осадочными отложениями эоцена и обрывается к Севанской впадине крутым склоном. Северо-восточные склоны значительно более пологие и ступенчато спускаются к Красносельской котловине и сбросовой долине р. Гетик. Большая крутизна южного склона с глубокими крутыми врезами долин свидетельствует об оживлении новейших движений вдоль сброса, проходящего по северному берегу Малого Севана. Водораздельная зона Арегунийского хребта имеет увалисто-холмистый рельеф. На высотах 2200, 2400 и 2600 м расположены плиоценовые, миоценовые и олигоценные поверхности выравнивания.

Шахдагский (Севанский) глыбовый хребет имеет обращенный рельеф и соответствует Тоурогачайскому синклинорию, сложенному карбонатными и вулканогенными породами верхнего мела – эоцена и приподнятому новейшими блоковыми движениями. С севера хребет ограничен Мровдагским надвигом пород эоцена на толщии верхней юры, а на юго-западе – флексуобразным изгибом, выраженным крутым наклоном к оз. Севан арегунийской пролювиальной миоцен-плиоценовой толщии [Милановский, 1962а]. Восточнее на склоне имеются три уступа, обусловленные разломами [Бальян, 1969]. Сбросовой характер крутого, интенсивно расчлененного реками южного склона Шахдагского хребта объясняет миграцию его водораздела к юго-западу.

Гипербазиты офиолитового пояса, пересекающие хребет по глубинному разлому, выражены понижением гребней вследствие трещиноватости этих пород. Местные резкие изменения простирания гипербазитового пояса С.П. Бальян [1969] объясняет сдвиговыми смещениями.

На водоразделах сохранились реликты двух раннеолигоценых, наиболее древних на Малом Кавказе, поверхностей выравнивания, широко развитых на высотах 2400–2800 м (Севанская) и 3000–3200 м (Гиналдагская). Они характерны для рельефа междуречий хребта, как и ступенчатое строение – для его южного склона; последнее связано с разломами и лестницей абразионных озерных и эрозийных террас. Террасы расположены на относительных высотах 450(500)–540(550) м, 330(350)–380(400), 270–300, 190–

220, 140-150, 100-120, 50-60 м над оз. Севан и имеют позднеплиоценово-среднеплейстоценовый возраст [Милановский, 1962а].

Древние ледниковые формы (кары и редкие небольшие трогги) сохранились лишь местами в восточной части хребта. Все они имеют позднеплейстоценовый возраст.

Восточно-Севанский глыбовый хребет представляет собой новейшее поперечное поднятие, отделяющее Севанскую впадину от Кельбаджарской наложенной мульды. Хребет сложен вулканогенными и осадочными породами верхнего мела, эоцена и миоцен-плиоценовыми лавами (андезиты, дациты, липариты и др.) басаргечарской свиты [Кашкай, Хаин, Шихалибейли, 1952]. Водораздел хребта сглажен и образован ниже-среднеплиоценовой поверхностью выравнивания. В южной, наиболее повышенной части хребта на высотах 3000-3100 и 2800-2900 м сохранились ледниковые формы - кары и троговые долины.

Внутригорные впадины, разделяющие внутренние хребты Малого Кавказа, в основном имеют грабен-синклинальную и синклинальную унаследованную структуру. Некоторые, преимущественно наложенные молодые впадины представляют собой грабены, как узкие и небольшие (Памбакская долина), так и довольно широкие (Малый Севан).

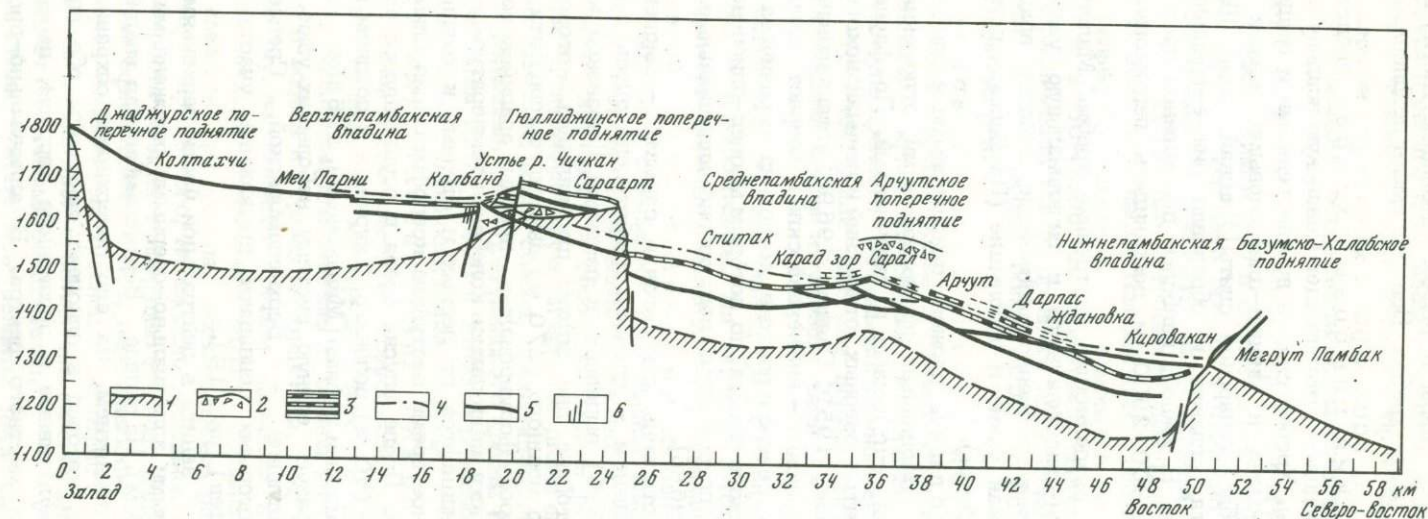
Ширакская котловина сложена плиоценовыми и плейстоценовыми озерно-вулканогенными и аллювиально-пролювиальными отложениями, перекрытыми молодыми туфами, сугинками и галечниками. По фауне млекопитающих из нижних горизонтов озерных отложений и ленинканского комплекса из верхней их части [Авакян, 1959; Саядян, 1969б] устанавливается ранне-среднеплейстоценовый (бакинский - нижнехазарский) возраст озерной толщ Ширакской котловины. На севере и востоке котловина ограничена разломами, проходящими вдоль Ширакского хребта, по которым миоцен-плиоценовая вулканогенно-осадочная толща погружается под озерно-аллювиальные отложения котловины [Милановский, 1968б].

Начало формирования котловины относится к сармату - миоцен-плиоцену; в позднем плиоцене - нижнем - среднем плейстоцене здесь существовало озеро. В.Ю. Саядян [1969б] выделяет в развитии Ширакской котловины в раннем - среднем плейстоцене две эпохи: пролювиальную, которой соответствуют отложения довольно мощного (270 м) анийского горизонта, и межпролювиальную, во время которой формировались породы арапийского горизонта (50 м). В пролювиальную эпоху наблюдались колебания температуры и влажности, вызвавшие изменение ландшафтов от лесных и степных к степным и даже лесным, а в межпролювиальное время наступила ксерофитизация климата с господством степных условий. После спуска озера в осушившуюся равнину была врезана (до глубины 100-150 м) долина р. Ахурян, а в позднем плейстоцене равнина была перекрыта мощными туфами [Милановский, 1968б].

Памбакская впадина образует единую систему небольших узких грабенов и грабен-синклинальных котловин - Верхнепамбакской, Среднепамбакской и Нижнепамбакской, с которыми совпадают продольные участки долин рек Памбак и Акстафачай (Агстев) (рис. 19).

Верхнепамбакская впадина занята в центральной части верховьями р. Памбак и сложена позднеплиоценовыми аллювиально-озерными отложениями значительной мощности (более 100 м). На западе Верхнепамбакская впадина отделена от Ширакской горстовым поднятием. На его поверхности сохранился аллювий древней широтной долины, которая в плиоцене связывала обе впадины. Для впадины характерны аккумулятивные и эрозионные террасы, перекрытые туфами, извергавшимися из местного центра. В аллювиально-пролювиальных отложениях террасы высотой 30 м под туфами обнаружены остатки четвертичных млекопитающих, по которым возраст этих пород датируют как поздний плейстоцен [Паффенгольц, 1936; Милановский, 1962а].

Террасы долины р. Памбак повышаются к востоку; из аккумулятивных они постепенно становятся цокольными. В восточной части впадины аккумулятивная терраса высотой 60 м скачкообразно повышается до 100-105 м, что указывает



Р и с. 19. Продольный геолого-геоморфологический профиль р. Памбак [по Милановскому, 1968б]

1 - зоценовый складчатый субстрат; 2 - плиоценовая известково-брекчиевая толща и слагаемая ею 170-метровая терраса в районе Арçут; 3 - ранне-среднеплейстоценовые горизонты туфов и игнимбритов, в древних аллювиальных отложениях; 4 - позднейшейстоценовая терраса; 5 - продольный профиль р. Памбак; 6 - новейшие разломы

на наличие сброса. Он совпадает с западным склоном Сараартской поперечной перемычки, длиной до 6 км, пересеченной antecedентным участком долины р. Памбак. С востока блок ограничен сбросом, по которому древняя терраса высотой 100–120 м опускается до 30–35 м [Мкртчян, 1956].

*Среднепамбакская впадина* замыкается с востока Арчутским поперечным поднятием, менее интенсивным, чем Сараартское. Наиболее погружена ее западная часть, где мощность аккумулятивных отложений превышает 100 м. К востоку шарнир впадины постепенно воздымается, а вместе с ним увеличивается и высота террас, аккумулятивных в ее осевой части. Терраса высотой 30 м у с. Спитак повышается к востоку до 60–70 м, а в районе Арчутского поднятия – до 80–90 м.

Недалеко от Арчутского поднятия в отложениях четвертой террасы (30–35 м) К.А. Мкртчян [1958] обнаружил остатки шерстистого носорога, что позволяет определить возраст террасы как позднеплейстоценовый – не древнее вюрма [Милановский, 1962а]. На склонах Базумского и Памбакского хребтов сохранились фрагменты эрозионных террас высотой 200, 300 и до 400 м.

*Нижнепамбакская (Кироваканская) впадина*, расположенная восточнее Арчутского поднятия, наиболее прогнута и заполнена аллювием. Мощность озерных глин и песков у г. Кировакана превышает 145 м. По простиранию впадины средние и высокие террасы погружаются к востоку [Милановский, 1968б].

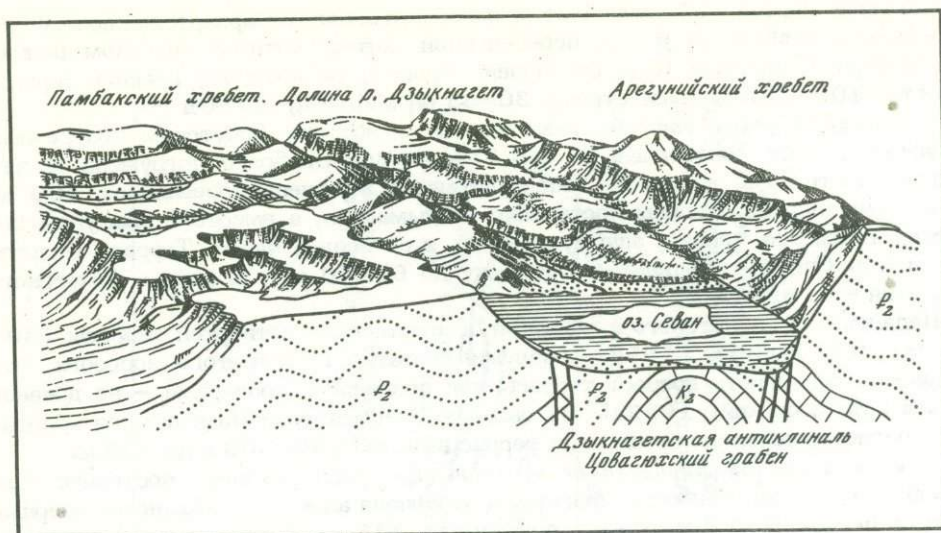
В верховьях рек Тандзут (приток р. Памбак), Агстев и Дзыкнагет (впадающей в оз. Севан) восточным продолжением Нижнепамбакской впадины является узкий и длинный грабен, разделенный поперечными перемычками на три участка. Это древняя долина, соединявшая Ширакскую и Севанскую впадины. Западный узкий (0,5–3,5 км), Тандзутский участок имеет холмистую террасированную поверхность, круто понижающуюся в северо-западном направлении. На его склонах выделяется серия древних эрозионных террас. Средний, Гамзачиманский участок (шириной до 2–3 км) занят продольной долиной р. Агстев в ее верхнем течении. На его склонах развиты эрозионные террасы. С востока Гамзачиманский участок замыкается поднятием, с которым связаны подпруда реки и накопление мощной толщи (до 140 м) аллювиальных и озерно-болотных отложений [Милановский, 1968б]. Семеновский участок, самый восточный из Памбакских впадин, в наибольшей степени переработан новейшими движениями и эрозией. Однако и здесь сохранились высокие эрозионные террасы древней продольной долины, днище которой между Семеновским перевалом и оз. Севан расположено на высоте 2200–2250 м. К востоку, в долине р. Дзыкнагет, оно постепенно погружается под современные озерные и аллювиально-дельтовые отложения.

*Севанская котловина*. Котловина оз. Севан является одной из крупнейших межгорных впадин, расположенных на стыке глыбовых горных сооружений Малого Кавказа и вулканического нагорья Армянской ССР.

Котловина имеет сложную структуру. Ее южная часть – бассейн Большого Севана – представляет собой унаследованную с палеогена крупную, осложненную сбросами синклинальную мульду, выполненную мощными отложениями палеогена, сармата, туфогенными глинами, конгломератами, туфобрекчиями миоцен-плиоцена, а также озерно-континентальными туфогенными и аллювио-флювиогляциальными позднеплиоценовыми отложениями сарыкаинской свиты. Их генезис подтверждается спорово-пыльцевыми анализами, указывающими на смену климатических условий от ксерофитных, характерных для сухих степей и полупустынь (в низах толщи), до холодолюбивых и влаголюбивых в ее средней части; в верхах разреза появляется пыльца мезофильного и снова ксерофитного типа.

На берегах Большого Севана сохранилась серия плиоцен-плейстоценовых озерных отложений и врезанных в них террас, частью флювиогляциальных, связанных с таянием льдов средне- и позднеплейстоценового оледенения Гегамского нагорья.

Северная часть впадины – бассейн Малого Севана – ступенчатый грабен, продолжением которого являются Верхнеараданская и Мармарикская депрес-



Р и с. 20. Блок-диаграмма северной части Севанской впадины [по Милановскому, 1968б]

сии, отделенные от Малосеванской мощной (более 60 м) запрудой голоценовых лав (рис. 20).

Представления о генезисе и истории образования оз. Севан и его котловины разнообразны. Одни авторы [Кузнецов, 1928, 1930, 1933; А.А. Габриелян, 1946, 1958; Бальян, 1969] придают основную роль в формировании котловины дизъюнктивным нарушениям, другие [Паффенгольц, 1948, 1950] — лавовой запруде; третья группа авторов [Варданянц, 1948; Асланян, 1947, 1949; Казакова, 1955; Хаин, Леонтьев, 1950] связывает образование котловины с новейшими колебательными движениями, образующими пологие складки. Е.Е. Милановский [1952, 1962а, 1968б] дал наиболее полный анализ сложного геологического и геоморфологического строения котловины и истории ее развития.

В последние годы в связи со спуском озера на склонах Варденисского и Гегамского хребтов, а также на прибрежных равнинах проводились детальные гидрогеологические, геоморфологические и буровые работы. Их результаты подтвердили концепцию Е.Е. Милановского, позволили уточнить стратиграфию позднеплиоценовых и плейстоценовых отложений и гидрогеологические условия котловины [Бальян, Бошнагян, 1964]. Была выявлена важнейшая роль дизъюнктивной тектоники в современной морфоструктуре котловины. Тектонические структуры, покрытые лавами или водами озера, которые считали новейшими антиклиналями, оказались глыбовыми поднятиями. Брахискладчатость неогенового чехла в различных участках прибрежной зоны также связана со сбросами.

Дизъюнктивные нарушения на западном побережье озера выражены рядом сбросовых моноклинально-гребневидных ступеней, сложенных позднеплиоценово-раннеплейстоценовыми андезитами и базальтами и подстилающими их озерно-речными отложениями сарыкаинской свиты. Уступы этих ступеней обрываются южнее г. Камо, образуя Гекаркуни-Сарухайнский ступенчатый грабен меридионального простирания.

К северо-западу зона разлома прослеживается по цепи вулканических конусов Ератумберского плато, из которых изливались позднеплейстоценовые лавы, залившие значительную часть депрессии Севана и покрывающие флювиогляциальные отложения предпоследнего, среднеплейстоценового оледенения Гегамского нагорья. На севере сброс сочленяется с разломом западного борта Малосеван-Мармарикского грабена. Крупное сбросовое нарушение с

морфологически хорошо выраженным уступом простирается вдоль склона Гегамского нагорья между селами Еранос и Дзорагюх.

Северная часть Малосеванской депрессии осложнена Варсарским поднятием, которое является отражением погребенного под лавами новейшего сброса [Бальян, 1968]. Другое нарушение протягивается между мысами Артаниш и Сарьякя и отделяет Малосеван-Мармарикский грабен от Большого Севана.

На берегах Большого Севана отмечается зона неоген-антропогенных сбросовых нарушений, осложняющих его тектоническое строение, особенно от мыса Сарьякя до г. Мартуни.

В западной части Шахдагского (Севанского) хребта поверхность выравнивания, формировавшаяся с олигоцена по средний миоцен, отделяется сбросовым уступом от водораздела [Бальян, 1969] и, постепенно понижаясь от 3200 до 2000 м, сливается с прибрежной равниной.

Ниже этой ступени располагается другой сбросовый уровень, понижающийся и погружающийся под аллювий Масрикской равнины (рис. 21). Далее к западу поверхность смещена по сбросам и образует на склонах хребта две отчетливые ступени.

В восточной части Шахдагского хребта отмечается ряд взаимно параллельных ступенчатых гравитационных сбросов, сопровождаемых оползнями. Сбросовые ступени срезаны террасами древней долины, направлявшейся, судя по сохранившимся галькам андезитов, с Варденисского хребта к Зодскому перевалу. Здесь долина перекрыта среднеплейстоценовыми моренами, что доказывает завершение ее образования в раннем плейстоцене.

Остатки древних продольных долин сохранились между моноклинально-сбросовыми куэстовыми грядами на горе Инагдаг. Начало формирования этих долин относится к апшерону [Бальян, 1964], так как склоны куэст сочленяются в бассейне р. Масрик с галечными покровами, являющимися фаціальными аналогами сарьякянской свиты.

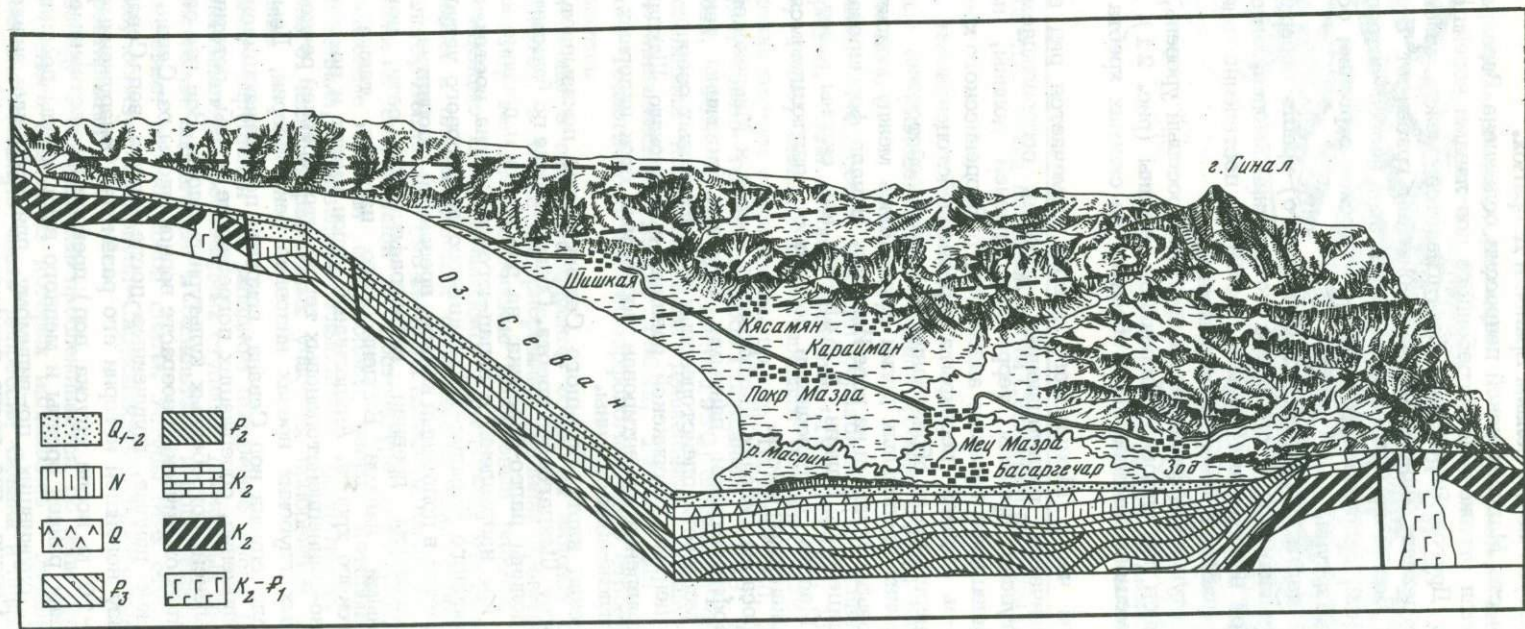
Наличие сброса на склонах Шахдагского хребта к Масрикской равнине подтвердилось геофизическими данными. Буровые скважины также указывают на увеличение мощности плейстоценовых и голоценовых озерно-пролювиальных отложений от центра Масрикской равнины к подножию Шахдагского хребта. В том же направлении ориентирован подземный сток напорных вод в озерно-аллювиальных отложениях равнины.

Батиметрическая карта Большого Севана также показывает общий наклон его дна в сторону Шахдагского хребта. Обнаруженные по батиметрическим данным меандры долины палео-Масрика на дне озера и древние конусы выносов р. Варденик и др. направлены с запад-юго-запада на восток-северо-восток, вплоть до поперечного Норадус-Арданишского взбросового уступа, где древняя долина превращается в подводный каньон, врезанный в поднятие.

Основные элементы древней гидрографической сети, погребенной под раннечетвертичными лавами Варденисского нагорья, также направлены в сторону Шахдагского хребта. Аналогичный уклон имеют и покровные галечники позднеплистоценово-раннеплейстоценовых террас этой древней речной сети.

В современных глубоких врезях низовьев рек, Масрик, Дзыкнагет, образовавшихся после спуска вод Севана, вскрыты перемежающиеся слои озерных и дельтовых отложений, содержащих погребенные почвы, остатки свежей древесины, рогов оленей, погребенных культурных слоев. Все это свидетельствует о молодом, постпалеолитическом возрасте водной массы оз. Севан.

Археологические данные, полученные после спуска вод Севана, позволяют подойти к анализу новейшей истории его развития. Обнаруженные на дне озера (на глубине 9-10 м после спуска вод) древние искусственные дамбы п-ова Севан, могильники ранней бронзы и медного века, следы древних ирригационных сооружений, служивших, по-видимому, для орошения значительной части дна Большого Севана, где после понижения уровня обнаружены культурные почвы, приводят к заключению, что около 5000 лет назад урез вод Севана находился между изобатами 35-40 м. Пробуренные в береговой полосе озера скважины вскрыли поступающие из-под лав Гегамского нагорья родники,



Р и с. 21. Блок-диаграмма Масрикской котловины и склона Шахдагского хребта [по Бальяну, 1969]

около которых, очевидно, располагались поселения. Недавно, в 1972 г., вдоль полотна шоссе на дороге, проложенной по освобожденному дну оз. Севан между селами Лчашен и Мухан, С.П. Бальяном и Ю.В. Саядяном описан разрез перемещающихся с озерными отложениями культурных слоев, вскрытых на глубине 16 м ниже уровня озера (до начала спуска его вод). Найденные в них костные и другие остатки человеческой культуры датируются тремя периодами: III тысячелетие до н.э., II тысячелетие до н.э. и от XIII—XII до VII—VI вв. до н.э. [Саядян, Алешинская, 1972].

Обломки древесины из колесницы, относящейся к первому периоду, дали по  $C^{14}$  возраст  $3500 \pm 100$  лет и  $3630 \pm 100$  лет. Радиоуглеродный анализ фауны моллюсков из косослоистых песков, залегающих в верхней части разреза, дает возраст  $2020 \pm 100$  лет. Эти данные свидетельствуют об очень молодом возрасте трансгрессии Севана, начавшейся, возможно, в конце I тысячелетия до н.э. Ей предшествовал континентальный режим длительностью не менее 1500–1600 лет [Саядян, Алешинская, 1972].

Заполнение озера громадными массами воды произошло за 5000–6000 лет, истекших с начала медного века. Оно было связано с климатическими колебаниями и таянием реликтов последнего оледенения.

Около 3500–3700 лет назад началась продолжительная (около 1500–1600 лет) регрессия, озера, во время которой его уровень был ниже современного (до спуска вод) приблизительно на 13 м. Последняя трансгрессия, наступившая в конце I тысячелетия до н.э., вызвала поднятие уровня Севана до современного. Смена трансгрессий и регрессий на Севане в историческое время была связана с колебаниями климата, изменениями его влажности, что подтверждается спорово-пыльцевыми анализами из Лчашского разреза, в верхней части которого преобладает пыльца древесных и кустарничковых пород [Саядян, Алешинская, 1972].

### ТАЛЬШ

Морфоструктуры Тальша представляют собой ряд сводово-глыбовых антиклинорных хребтов со структурно-денудационным, эрозионным, а на их периферии – эрозионно-денудационным рельефом.

В структурном отношении Тальш является периклинальным замыканием Карабахского антиклинория Малого Кавказа и отвечает палеогеновому прогибу, сложенному вулканогенными и осадочными породами позднего мела, палеоцена, эоцена, олигоцена и миоцена.

Характерной особенностью Тальша является его положение среди окружающих впадин – Нижнеараксинской на северо-западе, Нижнекуринской на севере и Южно-Каспийской на востоке. Большую роль в развитии рельефа в целом, гидрографической сети и морфоструктур Тальша сыграли поперечные структуры, описанные Ш.А. Азизбековым и А.Д. Исмаилзаде [1975], и связанный с ними вулканизм.

Хребты и межгорные котловины Тальша имеют прямой рельеф. Тальшский и Пештасарский хребты соответствуют Астаринскому антиклинорию, а Алашар-Буроварский – антиклинорию того же названия. Обширная депрессия в центральной части Тальша совпадает с Ярымлинским синклинорием [Хаин, 1952; Мехтиев, 1946; Антонов, 1955, 1964б; Азизбеков, Багиров, Исмаилзаде, 1971; Азизбеков, 1972]. В антиклинориях преобладают вулканогенные породы эоцена, а в синклинориях – глины и песчаники. На эоплиоценовых структурах формируется среднегорный рельеф, а на плиоценовых – рельеф низких предгорий, которые вместе с Ленкоранской низменностью соответствуют Астраханбазарскому синклинорию. Главные реки – Виляшчай, Ленкораньчай, Астарачай – текут вкост простирания морфоструктур и образуют ряд внутригорных котловин в неустойчивых породах или вдоль разломов.

В северо-западной части Тальшского хребта водоразделы относительно плоские, склоны пологие, оползневые. На водоразделах сохранились участки

поверхности выравнивания на высотах 1600–1800 м над ур. м. К юго-востоку водораздельный хребет расчленен более резко и южнее вершины Кызюрды имеет вид узкого гребня, постепенно понижающегося к долине р. Астарачай. Ярдымлинская депрессия имеет эрозионный рельеф с широким развитием оползней на глинистых отложениях позднего миоцена и майкопа.

Алашар-Буроварский хребет, сложенный в осевой зоне эоценовыми базальтами, испытывает наиболее интенсивные голоценовые поднятия. Тектоническая активность хребта вызвана подвижками по разлому на границе с Куринской впадиной, с которыми связаны горячие минеральные источники и очаги землетрясений. Рельеф хребта крутосклонный, с густым эрозионным расчленением. Долины рек почти лишены древних и современных аллювиальных отложений.

Антиклинорные сводовые хребты Тальша осложнены системой разломов, образующих в рельефе ряд блоковых ступеней. Первая ступень (высотой 800–900 м) образует водораздел Алашар-Буроварского хребта, восточный склон которого срезан Предтальшинским глубинным разломом. Другой разлом проходит по юго-западному склону хребта, на границе с Ярдымлинской депрессией. Вторая ступень (высотой 1400–1600 м) занимает бассейн правых притоков среднего течения р. Ленкораньчяя и соответствует приподнятому блоку, отделенному глубинным разломом от Астаринского антиклинория. Третья ступень (высотой 2200 м на северо-западе и 700–800 м на юго-востоке) занимает наиболее приподнятую часть Пештасарского хребта и вдоль границы с Ярдымлинской депрессией ограничена, по-видимому, глубинным разломом или флексурой. На юго-западе также проходит глубинный разлом, с которым связаны субэффузивные и субвулканические интрузии. Четвертая ступень (высотой до 2400 м над ур. м.) соответствует Тальшскому хребту и ограничена с северо-востока глубинным разломом, проходящим между Астаринским антиклинорием и Лерикским прогибом.

Ступенчатость морфоструктур Тальша подчеркивается развитием поверхностей выравнивания нескольких уровней с покровными отложениями различной мощности. Выделяются Астраханбазарская, Ярдымлинская, Лерикская, Чайрудская, Мистанская и Кюмюркейская поверхности выравнивания [Антонов, 1964б].

*Астраханбазарская поверхность* (250–450 м) занимает северные предгорья Тальша, срезает породы майкопа и сармата, хорошо коррелируется с морскими террасами Каспия и, возможно, имеет ранне-среднеплейстоценовый возраст. *Ярдымлинская поверхность* (800–900–1000 м) срезает майкопские отложения и имеет раннеплейстоценовый возраст; так как увязывается с высокими террасами р. Ленкораньчяя и бакинской террасой Каспия. *Лерикская поверхность* (1100–1200 м) занимает водораздел рек Виляжчяя и Болгарчяя, также срезает отложения майкопа, но расположена выше четвертичных террас; поэтому ее можно сопоставить с ранне-среднеапшеронским временем.

*Чайрудская поверхность* (1600–1800 м) наиболее широко распространена; она занимает центральную часть Горного Тальша и северо-восточные склоны Пештасарского хребта, срезая различные горизонты палеоцена и эоцена. По расположению выше ранне-среднеапшеронского эрозионного уровня ее можно отнести к акчагыльскому времени.

*Мистанская* (2000–2200 м) и *Кюмюркейская* (2400 м) поверхности занимают водоразделы Пештасарского и Тальшского хребтов. По анализу этапов развития Астаринского антиклинория и Ярдымлинского прогиба возраст нижней поверхности условно принимается как миоценовый.

*Ленкоранская низменность*, окаймляющая Тальшские горы, образована абразионно-аккумулятивными плейстоценовыми и голоценовыми морскими террасами, в формировании которых участвовал переработанный береговыми течениями рыхлый материал, вынесенный реками.

Вдоль побережья низменности тянутся береговые валы и дюны. К югу от г. Ленкорани вследствие активных волновых процессов и абсолютного погружения восточной части Ленкоранской низменности берега абразионные. Более высокая часть Ленкоранской низменности представляет собой подгорную аллювиально-

пролювиальную равнину, на которую наложены конусы выноса рек; нижняя ее часть является молодой морской равниной с древними лагунами, почти полностью осушенными. В северо-западной части низменности в рельефе явно выделяются погребенные поднятия, выраженные увеличением глубин вреза речной и отчасти овражной сети, а молодые участки морской равнины оконтурены береговыми валами.

Абсолютная высота морских аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных террас Ленкоранской низменности и предгорий Алашар-Буроварского хребта достигает -21, -2-0, 20, 45-50, 80, 100-130, 150-170 и 220-280 м [Волобуев, 1944; Мехтиев, Байрамов, 1953; Антонов, 1953, 1963; Федоров, 1957]. Наиболее четко выражена хвалынская терраса высотой в -2-0 м, возраст которой датируется фауной. Возраст других террас, лишенных фауны, определяется по сопоставлению с террасами других участков побережья Каспия. Наиболее высокая терраса (220-280 м) - бакинская; террасы высотой 150-170, 100-130 и 80 м - нижнехазарские, а высотой 45-50 и 20 м - нижнехвалыньские, тарраса на высоте -21 м - новокаспийская [Федоров, 1957].

Речные террасы хорошо сохранились в межгорных котловинах и значительно хуже - при пересечении долинами хребтов, где террасы цокольные. Выделяется около 10 террас на относительных высотах 0,8-1,3, 6-8 м (новокаспийские), 12-16 (18-22), 37-45 (хвалыньские), 60-85, 100-120 (хазарские), 150-155 и 200-220 м (бакинские). Возраст их устанавливается путем корреляции с морскими террасами при выходе долин из гор. Высокие эрозионные уровни в долине р. Ленкораньчая (250 и 360 м), поднимающиеся вверх по течению реки до 440-450 и 650 м над ее руслом, могут иметь позднплиоценовый возраст. Древняя гидрографическая сеть, занимающая межгорные понижения, была продольной и имела в основном северо-западно-юго-восточное направление по простираению крупных морфоструктур. Древние долины отличаются большой шириной и высокими эрозионными уступами на склонах. Истоки наиболее четко выраженной древней долины пра-Ленкораньчая находились в верховьях современного Вилянчая. Юго-восточное продолжение пра-Ленкораньчая устанавливается по галечникам на водоразделе рек Вилянчай-Шаратюк и по высоким (250-360 м) эрозионным уровням в среднем и нижнем течении р. Ленкораньчая.

Долина пра-Ленкораньчая возникла в позднем плиоцене, а в раннем плейстоцене с ее боковой эрозией было связано формирование поверхности выравнивания в Ярдымлинской депрессии. Перестройка речной сети и образование современных долин Вилянчая и Ленкораньчая произошли, вероятно, в средне-четвертичное время благодаря усилению контрастов новейших движений в Ярдымлинской депрессии и Алашар-Буроварском хребте.

## АРМЯНСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ

### *Общая характеристика*

В пределах СССР Армянское вулканическое нагорье занимает обширные пространства на водоразделе Куры и Аракса и разделяется Ширакским хребтом на две области: Южно-Грузинское, или Джавахетское, нагорье и расположенное южнее Армянское нагорье, которое (с учетом его зарубежной части) можно назвать Центральным [Бальян, 1969]. Южно-Грузинское и Центральное-Армянское нагорья приурочены к полосе Транскавказского поперечного поднятия. На юго-западе Армянское вулканическое нагорье окружено блоковыми и моноклинальными цепями области Приараксинских хребтов, к которым вдоль Аракса примыкает область Среднеараксинских котловин.

Армянское вулканическое нагорье имеет сложный рельеф высокогорных массивов, хребтов и плато, образующих частные нагорья, прилегающих к ним тектоно-вулканических депрессий и обширных среднегорных плато и равнин. Не менее сложен и состав вулканических и вулканогенно-осадочных пород, слагающих на-

горье, также их тектонические структуры и деформации древнего, погребенного фундамента, выраженные в рельефе или определяющие его развитие.

Вулканогенно-осадочный чехол Армянского нагорья сложен двумя формациями: мезотис-понтической (миоплиоценовой), деформированной и денудированной; плиоцен-плейстоценово-голоценовой, менее затронутой тектоническими деформациями и денудацией.

К миоцен-плиоцену относятся три толщи: 1) наиболее древняя вулканогенно-осадочная, главным образом молассовая, 2) долеритовые и мандельштейновые базальты в зонах воздымания непосредственно налегают на древний пенеппенизированный фундамент, где их мощность уменьшается, а в структурно-эрозионных понижениях увеличивается.

Молассовая толща располагается в основном в структурных понижениях (прогибах), осложненных разломами, ее мощность и литологический состав тесно связаны с сопредельными горными поднятиями. Долеритовые и мандельштейновые базальты в зонах воздымания непосредственно налегают на древний пенеппенизированный фундамент, где их мощность уменьшается, а в структурно-эрозионных понижениях увеличивается.

Большинство исследователей относят долеритовые базальты к позднему плиоцену или считают их наложенными на рельеф, выработанный в миоцен-плиоценовых туфобрекчиях. В последнее время накопились данные, подтверждающие точку зрения К.Н. Пафенгольца [1948, 1949], что долеритовые лавы являются внутриформационными образованиями гюдердзско-вохчабердской свиты туфобрекчий [Бальян, 1969].

Верхняя толща связана с громадными выбросами пирокластолитов (туфобрекчий и агломератов) преимущественно андезито-дацитового и дацитового состава, образующих серию широко распространенных свит - гюдердзской, вохчабердской и др.; она заканчивается экструзиями липаритов и обсидианов.

Позднеплиоценово-плейстоценовая формация начинается мощными покровами андезитов, нивелирующими погребенный под ними рельеф. На глыбовых хребтах Малого Кавказа, где можно предполагать в прошлом широкое распространение эффузивов [Бальян, 1969], андезиты сохранились в виде небольших останцов в синклиналиях или на древних куэстах.

Несмотря на эрозионно-тектонические несогласия между позднеплиоценовыми (возможно, среднеплиоценовыми?) андезитовыми покровами и породами миоцен-плиоценовой формации, они имеют общий с этой формацией структурный план и образуют единый тектонический деформированный комплекс.

Плейстоценовые эффузивы представлены почти исключительно вложенными в долины лавовыми покровами и потоками, которые в основном не подвергались тектоническим деформациям и лишь местами нарушены сбросами.

Выделяются три комплекса четвертичных лав, существенно различающихся площадным развитием, степенью сохранности первичных вулканических форм и гидрогеологическими особенностями: а) раннеплейстоценовые (частично позднеплиоценовые), б) среднеплейстоценовые, в) позднеплейстоценовые и голоценовые. В связи с различной длительностью эрозии и денудации свежесть форм вулканического рельефа возрастает от более древних к более молодым образованиям.

Рядом специфических особенностей, связанных с характером извержений отличается распространение туфов, которые образуют крупные поля вокруг вулканических очагов в одних районах (Арагац) или же отсутствуют в других (Эрушетское, Вардениское, Джавахетское, Карабахское нагорья и др.). Четвертичные, большей частью кислые пирокласты дают туфы игнилбритового состава и литоидные туфолавы, растекавшиеся по эрозионным долинам и неровностям рельефа.

В зависимости от интенсивности тектонических деформаций на вулканических нагорьях Армянской и Грузинской ССР можно выделить тектоно-вулканические морфоструктуры. Первые отличаются значительными неотектоническими деформациями и сильно денудированы, вторые слабо подвергались воздействию этих процессов.

Ввиду того, что рельеф армянской части нагорий Закавказья изучен наиболее детально, их характеристика начинается с Армянского вулканического нагорья.

*Общая характеристика*

Армянское нагорье отличается рядом особенностей тектонического плана и амплитудой новейших тектонических движений.

На Армянском нагорье простирание щитовидных вулканических массивов меняется от субмеридионального в северной половине этой области до субширотного в ее юго-восточной части. Котловины расположены по краям нагорья или образуют понижения между вулканическими массивами. Дифференцированные новейшие поднятия области интенсивнее, чем в хребтах Малого Кавказа [Милановский, 1968б]. Благодаря значительной амплитуде этих поднятий, на некоторых массивах Армянского нагорья (Гегамском, Вардениском) обнажены породы древнего долавого фундамента, что дает возможность судить о его структурах. Подлавоый субстрат Армянского нагорья представляет собой миоцен-плиоценовую поверхность выравнивания, значительно деформированную новейшими тектоническими движениями. На породах эффузивного комплекса сохранились также деформированные средне- и позднеплиоценовые поверхности выравнивания.

На Армянском вулканическом нагорье классически выражены все характерные для Армянского нагорья в целом формы тектоно-вулканического рельефа: щитовидные асимметричные высокогорные (3000-3300 м) массивы, высокогорные (2500-2800 м и более) и среднегорные (1000-1500 м), преимущественно деформированные плато, расположенные на различных высотах, тектоно-вулканические депрессии, занимающие наиболее низкое положение в Среднеараксинском прогибе (500-800 м). Полигенные вулканы (Арагац) и экструзивные куполы (Спитаксар, Варденик и др.) образуют наиболее приподнятые вершины. Многочисленны паразитические шлаковые конусы, окружающие щитовидные вулканические массивы на периферии и связанные с линейными или кольцевыми (Арагац) разломами. Местами они расположены в виде цепочек на прилегающих к массивам плато.

Среди тектоно-вулканических форм господствуют в рельефе щитовидные массивы, сложенные эффузивами трещинных миоцен-плиоценовых излияний и пирокластитами того же возраста, перекрытыми позднеплиоценовыми андезитами и четвертичными лавами. Щитовидные массивы - наиболее крупные морфоструктуры вулканического нагорья. Они имеют морфологию брахиморфных асимметричных сводов и связаны с основными центрами трещинных излияний и извержений глубинными, унаследованными и сопряженными с ними молодыми разломами. Асимметричное строение щитовидных массивов объясняется гетерогенной структурой древнего подлавоого фундамента, испытавшего дифференцированные новейшие тектонические движения по глубинным разломам, расположенным на стыке крупных, резко различных структурно-фациальных комплексов. Молодые разломы, поперечные и диагональные, характерны для верхнего структурного этажа. В наиболее возвышенных частях щитовидных массивов или на их склонах, на границах разнородных блоков фундамента расположены экструзивные липарито-дацитовые куполы. Более редки экструзивные вулканы с характерной кальдерой взрыва. К ним относится вершина горы Арагац.

На периферии тектоно-вулканических щитовидных массивов местами сохранились денудационные плато, выработанные в вулканогенно-осадочных толщах миоцен-плиоцена, позже тектонически деформированные (преимущественно разрывами и флексурами). Такие плато находятся на западных и восточных склонах Гегамского нагорья, на северных склонах Вардениского нагорья и на периферии Вохчабердского хребта. В долеритовых лавовых покровах выработаны денудационные бронированные плато (частью типа "меза"). Они полого деформированы и, погружаются под четвертичные лавы и новейшие континентальные отложения, но местами образуют моноклиальные бронированные склоновые ступени (на Ераблурском, Норкском и Егвардском плато). В рельефе

плато нередко отражаются поднятия наклонных полугорстов относительно неглубоко залегающего фундамента, образующие гребневидные уступы. Движениями по разломам созданы резкие флексуры, ограничивающие склоны долеритовых плато (например, вдоль Араратской котловины в районе Еревана).

Большие площади вокруг щитовидных массивов (или на их поверхности) занимают вулканические плато, образованные андезитовыми покровами. В их морфологии на ряде участков сохранились унаследованные черты погребенного полого дислоцированного палеорельефа, нередко нарушенного сбросами.

На хребтах Триалетском, Базумском, Цахкуняцком, Баргушатском андезитовые покровы образуют небольшие острова, сохранившиеся от более крупных покровов в синклинальных прогибах или на древних куэстах.

К вулканотектоническим морфоструктурам относятся многочисленные компенсационные впадины, частью выраженные в рельефе крупными понижениями (Ширакская котловина, Апаранская и др.), заполненными вулканическими и осадочными (озерными) толщами, частью представляющие собой плато, сложенные лавами или же пирокластитами (Котайское в Приереванском районе, Горийское на Карабахском нагорье и др.). К вулканическим морфоструктурам, не испытавшим тектонических деформаций, относятся полигенные вулканы, отличающиеся от типичных стратовулканов нечетко выраженной слоистостью вулканогенных толщ. Неоднократная смена химического состава лав от основного до кислого не позволяет отнести эти вулканы к гавайскому типу. Большинство из них сохранили первоначальные вулканические формы, но некоторые вследствие денудации превратились в эрозионные кальдеры, внутри которых сохранились жерловые пробки-некки и дайки (Колгат, Арайлер, Кызыл-Богаз и др.). Моногенные шлаковые и эруптивные куполы сохраняют обычно характерные формы кратеров, баранкосов, даек, рыхлых пирокластических скопленных шлака, вулканического песка, пепла, лапиллей, вулканических бомб. Типичными формами вулканического рельефа являются лавовые покровы на плато и потоки в долинах, связанные преимущественно с четвертичными вулканами центрального типа. Большинство лавовых потоков имеют поперечное или диагональное к погребенным структурам направление. В зависимости от химического состава и структурно-текстурных особенностей выделяются волнистые и глыбовые лавы.

Волнистые лавы базальтового или андезито-базальтового состава имеют преимущественно ранне-среднеплейстоценовый возраст. Раннеплейстоценовые лавы заливают широкие пологосклонные продольные древние долины, имеющие большие водосборные площади, и занимают тектонические сбросовые депрессии, пологие синклинальные прогибы или древние междуэстовые понижения.

Среднеплейстоценовые лавы разделяются на два комплекса: покровы, образовавшиеся до полупокровного среднеплейстоценового оледенения, и потоки, излившиеся после этого оледенения. Первая серия образует широкие языки в древних долинах. Они расположены на водораздельных плато и представляют собой инверсионные формы, расчлененные современными глубокими долинами. Эффузивы, образовавшиеся после среднеплейстоценового оледенения, имеют форму длинных лавовых потоков, подстилаемых размытыми моренами и флювиогляциальными отложениями. Морфология лавовых языков сохраняет относительную свежесть первичного рельефа. Поэтому возраст этих лав может быть среднеплейстоценово-позднеплейстоценовым. Глыбовые лавы - позднеплейстоценовые и голоценовые - выделяются весьма отчетливо. Они имеют андезито-базальтовый и андезито-дацитовый состав, вложены в речные долины - каньоны и трог - в виде узких и длинных языков или же образуют маломощные покровы на периферии вулканических нагорий. На молодых лавах многочисленны мелкие формы вулканического рельефа - первичные лавовые потоки и уступы, "мостовые гигантов", столчатая и глыбовая отдельность лав и др.

Описанные выше закономерности форм и пространственного развития разновозрастных лавовых покровов и потоков, выявленные структурно-геоморфологическими методами, позволили наметить основные черты погребенных

под лавами речных долин и приуроченных к ним концентрированных водотоков [Бальян, 1968]. Каждый комплекс лав имеет определенную водосборную площадь в контурах, соответствующих данному геоморфологическому отрезку времени. Эти контуры в последующих фазах излияния уже не повторяются. Определено также структурно-текстурные и гидрогеологические особенности лавовых потоков, заливавших речные долины. Чем ниже (глубже) располагается долинная сеть, тем больше ее водосборная площадь.

Выработаны также новые методы определения форм и направлений течений лавовых потоков по рисунку трещин первичного охлаждения лав. Рисунок трещин составляет как бы отпечаток или проекцию, по которой можно получить представление о конфигурации погребенной долины. Выяснено, что в ряде случаев бассейны верховьев погребенных долин расположены за пределами современных водоразделов вулканических нагорий и определенная часть подземных вод, не дренируемых речными долинами, получает обратное (или другое) современному стоку направление.

Конкретными примерами являются подземный приток р. палео-Ахурян из обширного Карского плато в область артезианского бассейна Араратской котловины, погребенные долины палео-Раздана, палео-Касаха и др.

Палеогеоморфологические методы позволяют, однако, наметить форму долины и направление стока лишь в общих чертах. Для уточнения глубины залегания дна долины и внутрилавовых водотоков, а также для выбора рационального варианта их перехвата и извлечения на высоких гипсометрических отметках применяются более усовершенствованные методы геофизических (электроразведочных) исследований. В отличие от общепринятых параметры электрозондирования определяются в зависимости от описанных выше палеогеоморфологических и структурно-текстурных особенностей лавовых потоков.

Имея надежные критерии комплексных исследований, было рекомендовано бурение ряда скважин по предполагаемой погребенной долине р. палео-Касаха. Все скважины на глубинах от 200-300 м вскрыли высококачественные напорные воды с большим дебитом (фонтанирующие - до 30 л/сек, с применением водоподъемных механизмов - до 80 л/сек). В настоящее время начаты комплексные исследования других погребенных палеодолин вулканического нагорья.

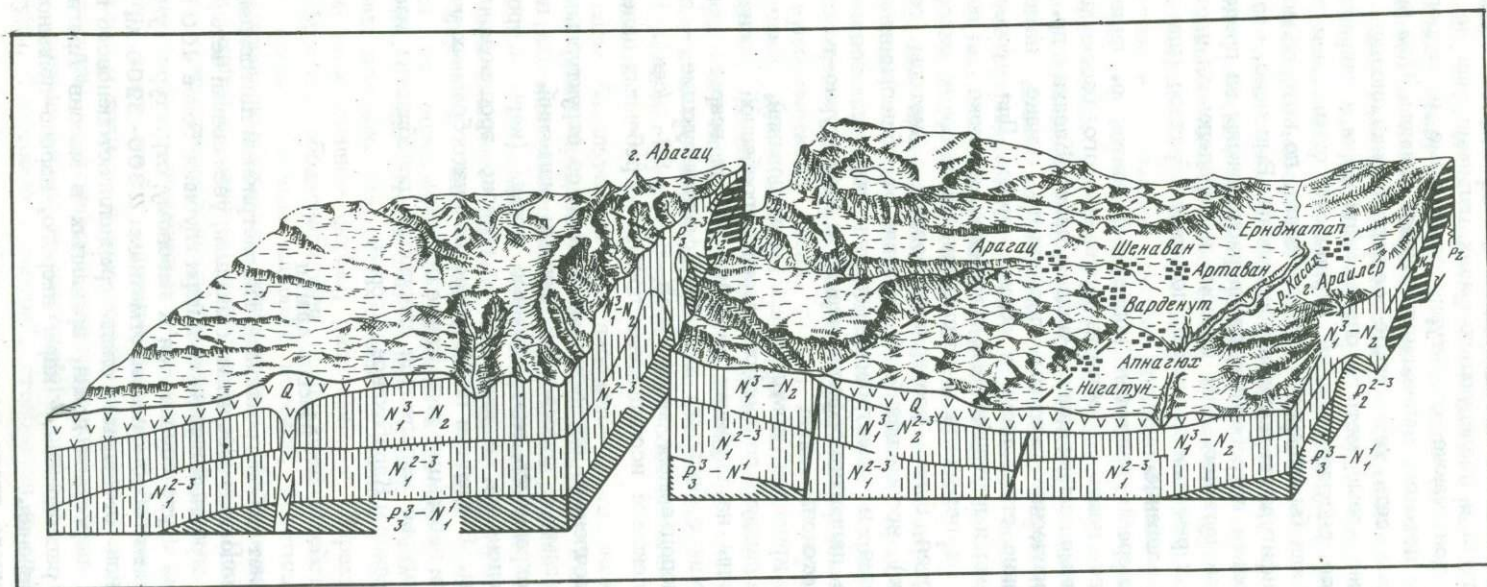
Лавовые плато расчленены глубокими каньонами со структурными ступенями на склонах, связанными с различными фазами излияний. На высокогорных массивах хорошо сохранились экзарационные формы (кары и трюги) позднелайстоценового оледенения, а местами - глубоко эродированные среднеплейстоценовые кары. В среднем плейстоцене на платообразных участках ряда нагорий существовали небольшие ледниковые покровы.

На Армянском нагорье выделяются следующие подобласти: массив Арагац, Гегамское, Вардениское и Карабахское нагорья.

### Массив Арагац

Арагац представляет собой громадный асимметричный щитовидный массив с крутыми южными и пологими северными склонами, увенчанный четырьмя вершинами, окружающими огромный ледниковый цирк глубиной более 400 м и шириной 4 км. Склоны вершин круто спускаются к лавовому структурному привершинному плато со средними абсолютными отметками 2800-3200 м. На поверхности плато сохранились отчетливые следы среднеплейстоценового полупокровного оледенения. В верховьях долин, врезанных в массив Арагац, имеются трюги и ступенчато расположенные кары второго, карово-долинного, позднелайстоценового оледенения.

Склоны привершинного плато довольно пологие, ступенчатые, с многочисленными лавовыми уступами. Привершинное плато и склоны массива расчленены многочисленными речными долинами рек Гехарот, Амберт, Гехадзор, Ман-



Р и с. 22. Блок-диаграмма средней части массива горы Арагац (с востока на запад) [по Бальяну, 1969]

таш и других, которые в своих средних и нижних течениях имеют большую глубину и V-образный или каньонообразный профиль (рис. 22).

В нижних частях склонов, особенно южных и юго-западных, развито большое количество оврагов, по которым проходят селевые потоки (селав<sup>1</sup> Мастара и др.).

Представления о генезисе массива различны. По П.И. Лебедеву [1937], Арагац — стратовулкан, извержения которого происходили в течение ряда эффузивных циклов (со сменой состава выбросов излияний от основного к кислому). Т.А. Асланян [1950] и Е.Е. Милановский [19686] относят Арагац к вулканам гавайского типа. К.Н. Паффенгольц [1940] считает, что Арагац является крупной брахиантиклиналью; в ее ядре, возможно, располагается интрузия [Рейнгард, 1939]. По С.П. Бальяну [1949], Арагац испытывал неотектоническое поднятие и был прорван дацитово-экструзией в вершинной зоне, вызванной омоложением глубинного разлома, проходящего субширотно в его средней части. Далее вершинная зона превратилась в кальдеру взрыва, занятую в позднем плейстоцене ледниковым цирком. Подобно другим щитовидным тектоно-вулканическим массивам Армянского нагорья, Арагац сложен мощным дислоцированным комплексом миоцен-плиоценовой вохчабердской толщи туфобрекчий, плиоценовыми андезитами, залегающими на ее денудированной поверхности и перекрытыми местами четвертичными лавами, имеющими периклиналиное залегание [Бальян, 1963, 1965, 1969].

Подлавоый субстрат Арагаца разделен зоной субширотного разлома на два обособленных структурных комплекса: 1) северный, сильно дислоцированный, сложенный мелом и палеогеном, прорванный интрузиями, образующий с Цахкунядским хребтом единое глыбовое поднятие древнего консолидированного основания; 2) южный, состоящий из миоценовых осадочных гипсоносных и молассовых толщ. Субстрат Арагаца, а также его эффузивная толща разбиты системой древних и омоложенных разломов. Наиболее крупным из них является разлом, простирающийся по линии речных долин Манташ — Амберд; другой прослеживается по правобережью долины р. Касах. При обновлении его произошли трещинные периферические излияния плейстоценовых андезито-дацитов.

Извергшиеся в раннем плейстоцене из кальдеры взрыва на вершине Арагаца громадные массы дацитовых игнимбритов образовали опоясывающие массив обширные туфовые поля. Раннеплейстоценовый возраст туфов доказывается находками на них мустьерских орудий [Любин, Бальян, 1964]. Верхняя часть привершинного плато Арагаца и расположенные на ней останцовые вершины и кряжи, созданные эрозией и экзарацией [Личков, 1931], сложены дацитами. Относительные высоты этих кряжей до 400–500 м, абсолютные — до 3800 м. Они представляют собой остатки поверхности выравнивания, сохранившейся небольшими островками на водоразделах кряжей и останцовых вершинах. Возраст ее, по-видимому, среднеплиоценовый, так как дациты принадлежат к верхней серии вохчабердской толщи и подстилают позднеплиоценовые (?) андезиты [Бальян, 1969].

Периферическая часть плато расположена ниже привершинной, на отметках 2500–2800 м, а местами 3000 м. По мнению Н.В. Думитрашко [1962], она представляет собой позднеплиоценово-раннеплейстоценовую поверхность выравнивания, врезанную в позднеплиоценовые андезитовые лаваы. Вдоль северных и северо-восточных склонов Арагаца широкой полсой распространены периферические трещинные излияния глыбовых и бугристо-шишковатых андезито-дацитовых лав.

В среднем течении р. Касах в котловинах (у селений Апаран, Кондахказ-Мирак, Кучак, Варденут-Еринджатап) широко развиты мощные озерно-речные и флювиогляциальные среднеплейстоценовые отложения, а также андезито-дацитовые лаваы и туфы. Котловины представляют собой молодые компенсационные тектоно-вулканические впадины, оконтуренные сбросами.

<sup>1</sup> Селевая долина.

Почти параллельно каньону р. Касах протягивается древняя, погребенная под лавами долина р. палео-Касах, занятая ныне р. Шахверд, на склонах которой выделяются широкие террасы, сложенные аллювиальными отложениями, подстилающимися лавами [Личков, 1931].

Южный склон занят в основном андезито-базальтовыми лавами полигенного вулкана Тириккатар (Кызыл-Зиарат). Их неровная поверхность состоит из чередующихся бугров, конических холмов и котловин, характерных для глыбовых лав. Местами встречаются кратеры газовых взрывов типа горнитосов. Андезито-базальтовые лавы вулкана Какавакар (Кызыл-Лягам), распространенные на юго-западе, имеют волнисто-увалистый рельеф и покрыты мощным чехлом элювия и делювия, что указывает на более древний возраст этих излияний. Андезитовые лавы юго-восточного склона Арагаца на левобережье р. Амберд создают также относительно древний, волнисто-увалистый рельеф. На юге они перекрыты мощными четвертичными туфами.

Западные, юго-западные и южный склоны Арагаца, подобно юго-восточным склонам, имеют рельеф плато, холмов и кряжей. На западе над ними доминируют высокие липарито-дацитовые экструзивные конусы Покр Артени, Мец Иринд, сложенные породами верхней части вохчабердской толщи. Ниже располагаются пологоволнистые плато, сложенные долеритовыми базальтами, перекрытыми туфами и периферическими андезито-базальтовыми и андезито-дацитовыми лавами.

Предгорные периферические плато, окружающие склоны Арагаца на высоте 1200-1000 м, сложены эффузивным миоцен-плиоценовым и плейстоценовым комплексом (пирокластолитами, лавовыми покровами и потоками с насаженными на них вулканами). Эти плато образуют верхнюю ступень рельефа Араратской котловины.

### Гегамское нагорье

Гегамское нагорье представляет собой удлинённый овальный щитовидный массив почти меридионального простирания. Его водораздельную зону занимает высокогорное плато (2800 м), сложенное лавовыми покровами и потоками, окружающими цепи вулканов (Аждаак, Ератумбер, Зиарат и др.) и экструзивные куполы (Большой и Малый Спитаксар). Водораздельное плато на периферии переходит в широкую зону ступенчатых склонов, спускающихся уступами к молодым глыбово-бугристым плейстоценовым лавовым потокам, окружающим массив с северо-востока и севера. Поверхность потоков, особенно голоценовых, сохранила свежий первичный вулканический рельеф и слабо расчленена эрозией. Южная часть нагорья, сложенная миоцен-плиоценовыми вулкано-обломочными породами вохчабердской толщи, значительно изменена ледниковой экзарацией и речной эрозией. К восток-юго-востоку от Гегамского нагорья расположена обширная котловина верхнего течения р. Аргичи - относительно опускающаяся неотектоническая депрессия, заполненная озерно-флювиогляциальными плейстоценовыми отложениями.

Гегамское нагорье имеет асимметричное строение. Восточные склоны (к оз. Севан) сравнительно пологие, а западные, спускающиеся к Араратской котловине - резко ступенчатые и расчлененные. Морфологические различия северной и южной частей Гегамского нагорья объясняются гетерогенным строением субстрата эффузивного чехла, образующего два поднятия - Ахтинское на севере и Аргичинское на юге. Они разделены синклинальным прогибом [Милановский, 1968б] или же сбросовой мульдой [Бальян, 1969], преобразованной эрозией и денудацией.

Южная половина Гегамского нагорья имеет сложную морфоструктуру. В этой наиболее высокой и расчлененной его части, в области верховьев рек Аргичи и Гридзор, на вершинах Спитаксар, Гьдасар и др., выходят палеогеновые и неогеновые дислоцированные породы (преимущественно) миоцен-плиоценовой вохчабердской свиты туфобрекчий, лавовых брекчий, пеплов, пемзы и внутриформационных базальтов.

В северной части нагорья раннеплейстоценовые и среднеплейстоценовые андезито-базальтовые глыбовые лавы непосредственно перекрывают пенепленизированную и затем расчлененную эрозией поверхность интенсивно дислоцированных меловых и более древних пород памбак-цахкуняцкого комплекса. На склонах северной части нагорья породы субстрата перекрываются туфогенно-мергелистыми и конгломератовыми фациями, относящимися к мэотической молассовой свите. На них налегают плиоценовые андезиты, а выше - четвертичные лавы.

По С.П. Бальяну [1963, 1965, 1969], долазовый рельеф северной части Гегамского нагорья представлял собой первоначально наклонную равнину, значительно расчлененную реками. В формировании погребенных под лавами долин, ориентированных продольно структурам субстрата, большая роль принадлежала разломам, которые установлены в породах памбак-цахкуняцкого комплекса и фиксируются цепочкой вулканов Ераблурского плато (между восточными склонами нагорья и оз. Севан).

Древние долины были разделены асимметричными водоразделами куэстового типа, которые затем были залиты лавами. По-видимому, долазовый водораздел северной части Гегамского нагорья расположен значительно восточнее современного, сложенного четвертичными лавами, образуя с ним косой угол. Погребенный водораздел совпадает с моноклиналим гребнем самой высокой куэсты, который отмечен в современном рельефе линией вулканических конусов между вершиной Минасар (Богудаг), Ахтинским поднятием и Сарухан-Гегаркунийской депрессией. Древние долазовые долины, выполненные водоносными мэотическими галечниками, служат путями глубокого подлавого дренажа вод оз. Севан в сторону долины палео-Раздана, также погребенной под лавами. Подземный сток древних подлаговых долин питает артезианские бассейны Араатской и Ширакской котловин и Большого Севана.

Для южных и юго-западных склонов Гегамского нагорья характерны широкие ступенчатые плато, разделенные уступами и сложенные четвертичными лавами. Они представляют собой бронированные поверхности древних, деформированных сбросами денудационных ступеней, широко развитых в предгорьях и на склонах примыкающих к Гегамскому нагорью Вохчабердского хребта и Раздан-Джраберского плато. В разрезах оврагов ископаемые уровни выравнивания прослеживаются в виде поверхностей несогласия.

Наиболее характерна погребенная региональная денудационная предмэотическая поверхность, подстилающая вохчабердскую свиту, несогласно залегающую на породах субстрата нагорья (до верхнего палеогена и сармата в западных и восточных предгорьях). Этот уровень деформирован и прослеживается на Гегамском нагорье лишь в эрозионных врезках на отметках от 1650-1700 м (в обрыве Вохчабердского хребта) до 2750-2800 м (в верховье р. Аргичи) и 1500-1400 м (в среднем течении р. Раздан). Предмэотический уровень испытал значительные неотектонические пологие (пликативные) и блоковые деформации. В зоне предгорных плато он глубоко погружается под лавы Гегамского нагорья.

Более молодой (среднеплиоценовый?) уровень денудации, срезающий вохчабердскую свиту [Бальян, 1969], также значительно нарушен новейшими тектоническими движениями. В наиболее приподнятой гребневой зоне южной части нагорья он располагается на отметках 3000-3200 м и образует разрозненные островки денудационных плато, к востоку погружается под покровы плейстоценовых лав и затем появляется в верховьях Аргичи, сливаясь с предмэотическим уровнем. Такое явление свидетельствует о преобладании планации в этом районе в течение миоцен-плиоцена и среднего плиоцена.

На восточных склонах нагорья, в районе с. Дзорагюх-Еранос, верхний (среднеплиоценовый?) денудационный уровень образует столовое плато на высоте 2100-2200 м, обрывающееся к востоку крупным сбросовым уступом меридионального простирания. На водоразделах Вохчабердского хребта, представляющего собой горстоподобный останец, тот же уровень имеет высоту 2000-2150 м. На западных склонах Гегамского нагорья среднеплиоценовый

уровень денудации раздроблен поперечными сбросами, находится на различных гипсометрических отметках и срезает различные слои вохчабердской толщи.

Большое значение в рельефе Гегамского нагорья имеют позднеплейстоценово-раннеплейстоценовые андезиты и андезито-базальты, развитые в его южной части, погружающиеся к северу под более молодые позднечетвертичные потоки.

Мощность и площади распространения средне- и позднеплейстоценовых лавовых покровов увеличиваются с юга на север, что соответствует дифференцированному характеру неотектонических движений Гегамского нагорья. В северной части Гегамского нагорья его склоны, спускающиеся к Севану, а также часть дна озера перекрыты голоценовыми лавами со свежим глыбовым первичным рельефом.

В южной части нагорья, где сохранились следы двух оледенений, устанавливаются соотношения лав с моренами или флювиогляциальными отложениями среднеплейстоценовых полупокровных и позднеплейстоценовых горно-долинных ледников.

В северной части Гегамского нагорья и Ераблурского плато следы оледенения отсутствуют. По-видимому, часть морен и флювиогляциальных отложений среднеплейстоценового оледенения перекрыта лавами Ераблурского плато. Горно-долинное позднеплейстоценовое оледенение, охватывавшее водораздельную зону южной части нагорья, на севере отсутствовало благодаря низкому положению вершин в позднем плейстоцене [Нефедьева, 1950; Думитрашко, 1962].

### Вардениское нагорье

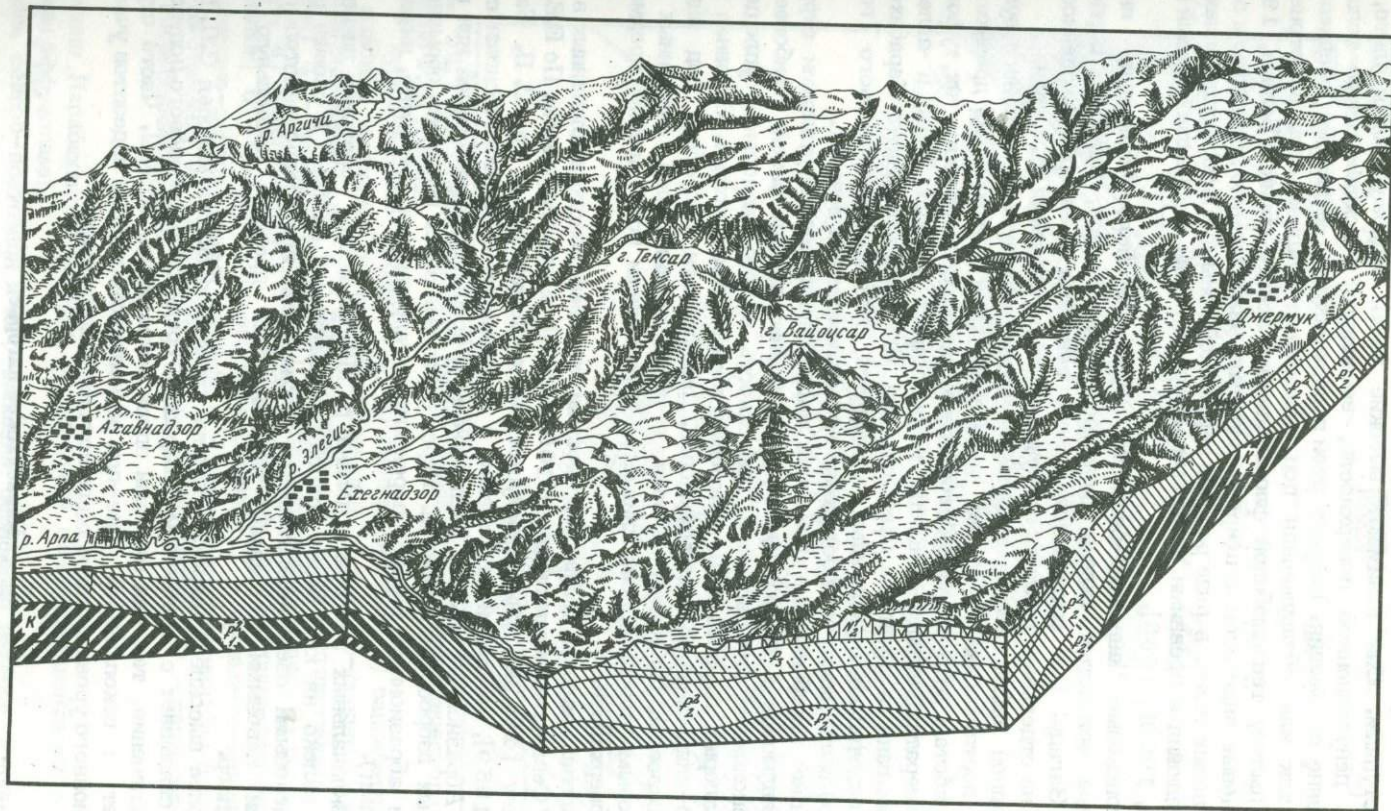
Нагорье образует полого-выпуклый щитовидный асимметричный массив. Его широкие северные склоны спускаются волнистыми слабонаклонными ступенями от привершинного плато (с абсолютными высотами 3000–3200 м) до прибрежной равнины оз. Севан.

Южные склоны интенсивно и глубоко расчленены и круто падают высокими уступами и обрывами к долине р. Арпа (Восточный Арпачай; рис. 23). На южных склонах вследствие глубокого расчленения обнажается погребенный под лавами древний складчатый, разбитый сбросами фундамент. Он состоит из комплекса палеогеновых и меловых пород, образующих денудационные столовые и увалоподобные возвышенности на западе, в верхней части бассейна р. Аргичи, и на востоке, на границе с Айлахским (Алагелярским) высокогорным плато, примыкающим к Карабахскому нагорью. Антиклинальные структуры имеют общекавказское простираие и ориентированы диагонально к направлению Вардениского нагорья.

В центральной части нагорья антиклинальные поднятия разделены широким вардениским синклином, сложенным вулканогенными породами олигоцена (андезитами, песчаниками и туфобрекчиями). Эта толща слабо дислоцирована и прослеживается также почти по всему южному склону нагорья, а на северных склонах обнажается в разрезах глубоких долин.

На древней денудационной поверхности, срезающей дислоцированные породы палеогена и мела, залегает слабодислоцированная, почти горизонтальная вохчабердская свита. В западной и восточной частях вардениского синклинория мощности свиты уменьшаются, и к ядрам антиклинальных структур она выклинивается. На северных склонах нагорья вохчабердская свита прослеживается до прибрежной полосы оз. Севан, а по данным бурения скважин установлена также на дне озера и в Масрикской равнине.

Полого залегающие слои вохчабердской свиты слагают структурно-денудационную поверхность долавого рельефа. Липарито-дацитовые эффузивы и обсидиановые экструзии образуют отдельные центры излияний на вершинах Вардениского нагорья (Варденик, Сандухтасар, Дик-Пилакан, Карни-ярых) и ряд столовых останцовых денудационных возвышенностей привершинного плато.



Р и с. 23. Блок-диаграмма южного склона Варденисского нагорья [по Бальяну, 1969]

Вохчабердская свита и более древние породы субстрата Варденисского нагорья перекрыты сложным комплексом плиоценовых и плейстоценовых лав. Наиболее древними являются среднеплиоценовые покровные андезиты. Водораздельное плато, сложенное андезитами, обрывается к склонам нагорья высокими уступами. Они занимают высокие части водораздельных плато, где бронируют денудационную поверхность, врезанную в вохчабердскую толщу и более древние отложения. Возраст этой поверхности, по-видимому, среднеплиоценовый, так как обнаруженная под андезитами мощная кора выветривания содержит пыльцу теплолюбивой флоры киммерийского облика [Бальян, 1962].

Плиоценовые андезитовые покровы испытали значительную денудацию и экзарацию. Лавовые плато в ряде районов вершинной зоны покрыты мощным чехлом эловия, деловия и древними моренами. Возраст морен позднеплиоценовый [Милановский, 1960б, 1966].

Плейстоценовые андезито-базальты образуют пологонаклонные, иногда ступенчатые волнистые склоны междуречий рек Аргичи, Карангу, Варденик, Алучалу, Загаду. Они спускаются в зону северных предгорий Варденисского нагорья и на отдельных участках погружаются под отложения оз. Севан.

В западной части нагорья выделяется поток верхнеплейстоценового вулкана Армаган, достигающий побережья оз. Севан. Этот поток залил древнюю долину, выработанную в раннеплейстоценовых лавах, подстилающих их туфогенах и конгломератах миоцен-плиоцена и осадочных породах мела и палеозоя. Лавы Армагана и вулкана Ахарбахар на Алагелярском плато Карабахского нагорья подстилаются моренами последнего, позднеплейстоценового (горнодолинного) оледенения, что достаточно точно датирует их возраст.

Новейшие тектонические движения погребенных под эффузивами структур ярко проявляются в деформациях денудационных поверхностей. Наиболее высоко расположена денудационная поверхность на водораздельном уплощенном гребне нагорья, выработанная в породах вохчабердской толщи. Основная часть этой, по-видимому среднеплиоценовой, поверхности погребена под андезитовым покровом. По краям нагорья, в ядрах антиклиналей, сложенных мел-палеогеновыми породами, она сливается с реликтами более древней предэоценовой поверхности.

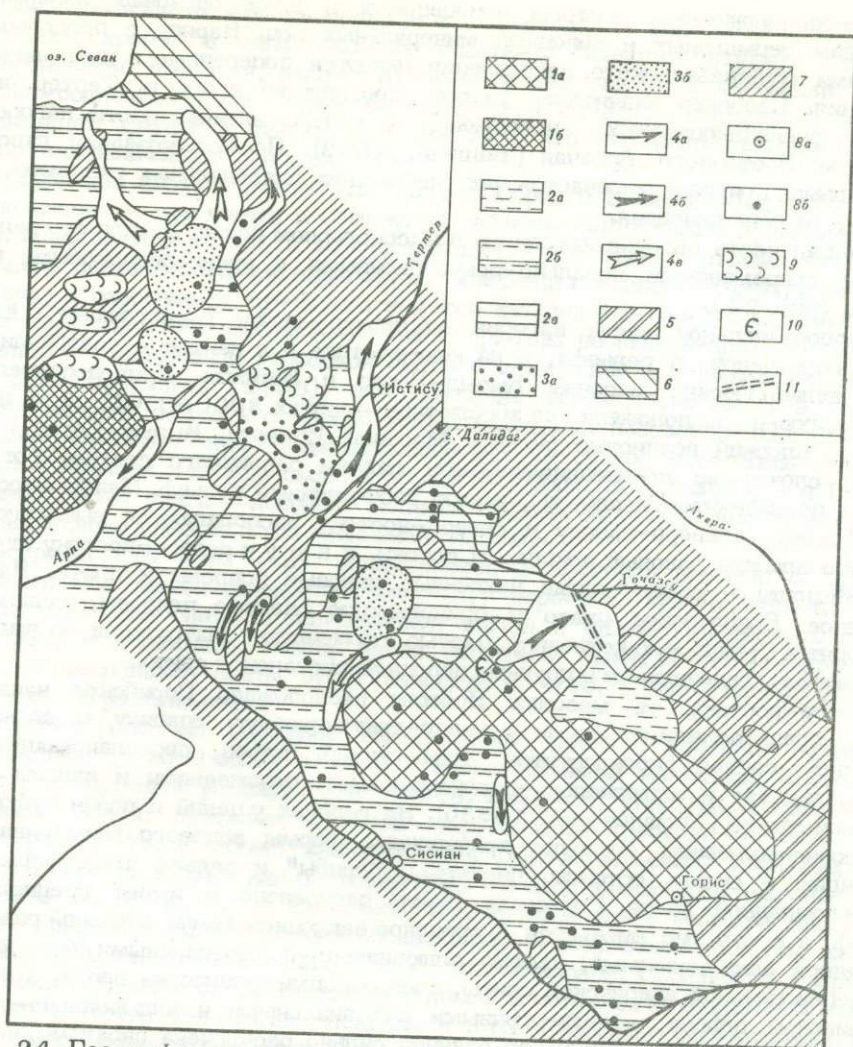
На склонах нагорья имеется до восьми ступеней, полого наклоненных в сторону оз. Севан, поднимающихся от 100 до 1500 м над его урезом. По Е.Е. Милановскому [1962а], они преимущественно абразионные; по С.П. Бальяну [1965-1969], их развитие связано с различными неотектоническими структурами. Абразионные уровни расположены в пределах антиклиналей или моноклиналильных взбросовых ступеней. Берег образован здесь высокими обрывистыми уступами абразионных террас, перекрытых галечниками (вероятно, нижнечетвертичными).

В синклинальных прогибах (долина р. Масрик и др.) береговая линия отодвинута далеко на юг. Берег полого поднимается к нагорью и сложен раннеплейстоценовыми озерно-дельтовыми отложениями или среднеплейстоценовыми широкими лавовыми потоками, заполнившими древнюю продольную долину р. Астхадзор.

Наиболее высокие и широкие ступени северного склона нагорья С.П. Бальян [1969] связывает с ледниковой экзарацией среднеплейстоценового полупокровного оледенения, так как местами здесь сохранились морены. Часть ступеней совпадает с откопанными из-под раннеплейстоценовых андезитов участками денудационного уровня, срезающего вохчабердскую свиту.

### Карабахское нагорье

Оно аналогично другим щитовидным вулканическим массивам, по особенностям неотектонического развития принадлежит к Севано-Акеринскому синклинию [Шихалибейли, 1966]. Небольшой участок на севере нагорья относится к Кельбаджарской мульде. Все допозднеплиоценовые структуры и



Р и с. 24. Геоморфологическая схема Карабахского вулканического нагорья. Составил Р.Я. Кулиев

1 - вулканические массивы: а) позднеплиоценовые, б) раннечетвертичные; 2 - лавовые покровы: а) позднеплиоценовые, б) ранне-среднечетвертичные, в) позднечетвертичные; 3 - лавовые плато: а) позднечетвертичные, б) голоценовые; 4 - лавовые потоки: а) ранневерхнечетвертичные, б) позднечетвертичные, в) голоценовые; 5 - плато, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями; 6 - озерно-пролювиальная равнина; 7 - эрозионно-денудационный структурно-денудационный рельеф; 8 - центры извержений: а) плиоценовых, б) четвертичных; 9 - моренные холмы, увалы, гряды; 10 - ледниковые цирки; 11 - погребенные долины

отложения Карабахского нагорья бронированы позднеплиоценовыми и четвертичными эффузивами.

Вдоль северо-восточной и юго-западной периферии нагорья, в районах выходов верхнемезозойских и третичных дислоцированных пород, проходят крупные разрывные нарушения, повторяющие направление простирания основных структур. Разрывные структуры имеются и в самом нагорье. Одна из них - крупный глубинный разлом, обновленный в позднем плиоцене-плейстоцене, - проходит от юго-восточной окраины массива Ишиклы к г. Кызыл-Богаз и далее к оз. Севан. Этот разлом фиксируется по многочисленным

линейно-расположенным центрам плиоценовых и плейстоценовых извержений и выходам термальных и холодных минеральных вод. Наряду с продольными разломами общекавказского направления имеются поперечные и диагональные нарушения. Наиболее значителен разлом, проходящий вдоль р. Тертер через центры раннеплиоценовых извержений в водораздельной части нагорья к верховьям Восточного Арпачая [Кашкай, 1952]. По четвертичным лавовым и шлаковым конусам отмечается ряд небольших диагональных разломов, активных в течение плиоцена.

Большая часть нагорья находится в высокогорном поясе. Детали его рельефа созданы современными нивально-денудационными и древнеледниковыми процессами (рис. 24).

В водораздельной части нагорья на северо-западе расположены останцы допозднеплиоценового рельефа, а на юго-востоке и в центре - позднеплиоценовые вулканические массивы Кызыл-Богаз и Ишихлы. Приводораздельная часть нагорья расположена на абсолютных высотах 3000-3500 м и имеет довольно плоский волнистый рельеф. Массивы Ишихлы, Кызыл-Богаз и Кечалдаг, сложенные позднеплиоценовыми лавами различного состава (от липаритов до андезитов-базальтов), имеют расчлененный рельеф. Между массивами к северу, северо-западу и северо-востоку располагаются высокогорные довольно плоские лавовые покровы и потоки, а к югу и северо-востоку от массива Ишихлы - среднегорные наклонные лавовые покровы и плато. На юге наклонное Ераблурское плато и прилегающие лавовые покровы, снижаясь, переходят в Сисианскую котловину, частью сложенную диатомитовыми глинами, диатомитами, галечниками и другими породами сисианской свиты.

К юго-востоку от массива Ишихлы расположено Горийское наклонное плато, представляющее собой вулканотектоническую впадину и сложенное горисской свитой пирокластиков, туфобрекчий, туфов, переслаивающихся с аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями и лавами ишихлинской толщи [Милановский, 1968б]. На склонах ущелий и долин туфобрекчий горисской свиты образуют причудливые формы эолового выветривания и денудации - скалы, останцы, пирамиды, "грибы" и рельеф типа бедленд. В северо-западной части Горийское плато расчленено и имеет среднегорный рельеф, а к югу оно сменяется Акеринской наклонной аккумулятивной равниной, сложенной аллювиальными, частью аллювиально-пролювиальными отложениями позднеплиоценовой акеринской свиты, содержащими пропластки пепла, а в Приараксинской полосе - четвертичными аллювиальными и аллювиально-пролювиальными породами. Акеринская равнина сильно расчленена оврагами, небольшими сухими долинами и наклонена к Араксу.

По вопросам взаимоотношения и возраста ишихлинской, горисской, сисианской и акеринской свит нет единого мнения. Так, возраст сисианской свиты устанавливался различными авторами от миоцена (нерасчлененного) до четвертичного времени включительно. Возраст акеринской свиты определяется как ачкагыльский, апшеронский и четвертичный, а возраст ишихлинской вулканогенной толщи колеблется от ачкагыла - апшерона, апшерона и до бакинского времени. Большинство исследователей признают переслаивание сисианской свиты с горисской вулканогенно-обломочной и ишихлинской вулканогенной толщами.

Мнения о взаимоотношении горисской вулканогенно-обломочной толщи с лавовым комплексом ишихлинской свиты противоречивы. По данным К.Н. Паффенгольца [1948], Е.Е. Милановского [1952], Р.Я. Кулиева [1964, 1966а], горисская толща на южной и юго-западной периферии распространения ишихлинской свиты уходит под ее лавы. По С.П. Бальяну [1969], лавы ишихлинской толщи постепенно переходят в туфобрекчий горисской свиты. На северо-востоке и востоке массива Ишихлы, по Л.Н. Леонтьеву и В.Е. Хаину [1947], а также по Р.Я. Кулиеву [1964, 1966а], горисская толща прислонена к ишихлинской. С.П. Бальян [1969] считает горисскую свиту аналогом других подобных толщ туфобрекчий миоцен-плиоцена и полагает, что она имела широкое распространение - от бассейна верховьев р. Тертер до хребтов Малого

Кавказа, равнин Северного Ирана — и сохранилась в виде островков на Баргушатском хребте в синклинальных участках. Большие различия во мнениях относительно возраста, взаимоотношений и площади распространения вулканогенно-осадочных свит Карабахского нагорья вызваны отсутствием в них руководящей фауны и флоры, а также тем, что ряд исследователей работали лишь в ограниченных районах.

Горисская свита в районе слияния рек Горис и Базарчай разделена пачками галечников на две части; к востоку от массива Ишихлы она прислонена к лавам ишихлинской толщи, а на юге уходит под эти лавы. У слияния рек Базарчай и Акера свита несогласно налегает на галечники акеринской свиты, а на северо-западе, в бассейне р. Аг-Оглан, имеется фациальный переход и переслаивание этих двух свит. Эти факты показывают причины возникновения противоречивых мнений о взаимосвязи горисской свиты с акеринской и ишихлинской толщами. По Д.П. Исаханяну [1955], в отложениях террас, вложенных в горисскую свиту, найдена целость с зубами млекопитающего, возраст которого В.И. Громовым определен как позднплиоценовый. В северо-восточных предгорьях Малого Кавказа и в Куринской депрессии В.Е. Хаин, В.В. Тихомиров и Т.А. Горшенин [1950] описали довольно мощные прослои вулканических пеплов, включенных в акчагыльские и апшеронские отложения.

Возраст всех этих свит укладывается в интервал времени от акчагыла до апшерона включительно. К акчагылу, вероятно, можно отнести нижние части горисской свиты и ишихлинской толщи и условно акеринскую свиту, к апшерону — возможно, нижние части горисской свиты и ишихлинской толщи. Возраст сисианской свиты будет зависеть от того, с какой частью горисской свиты она переслаивается.

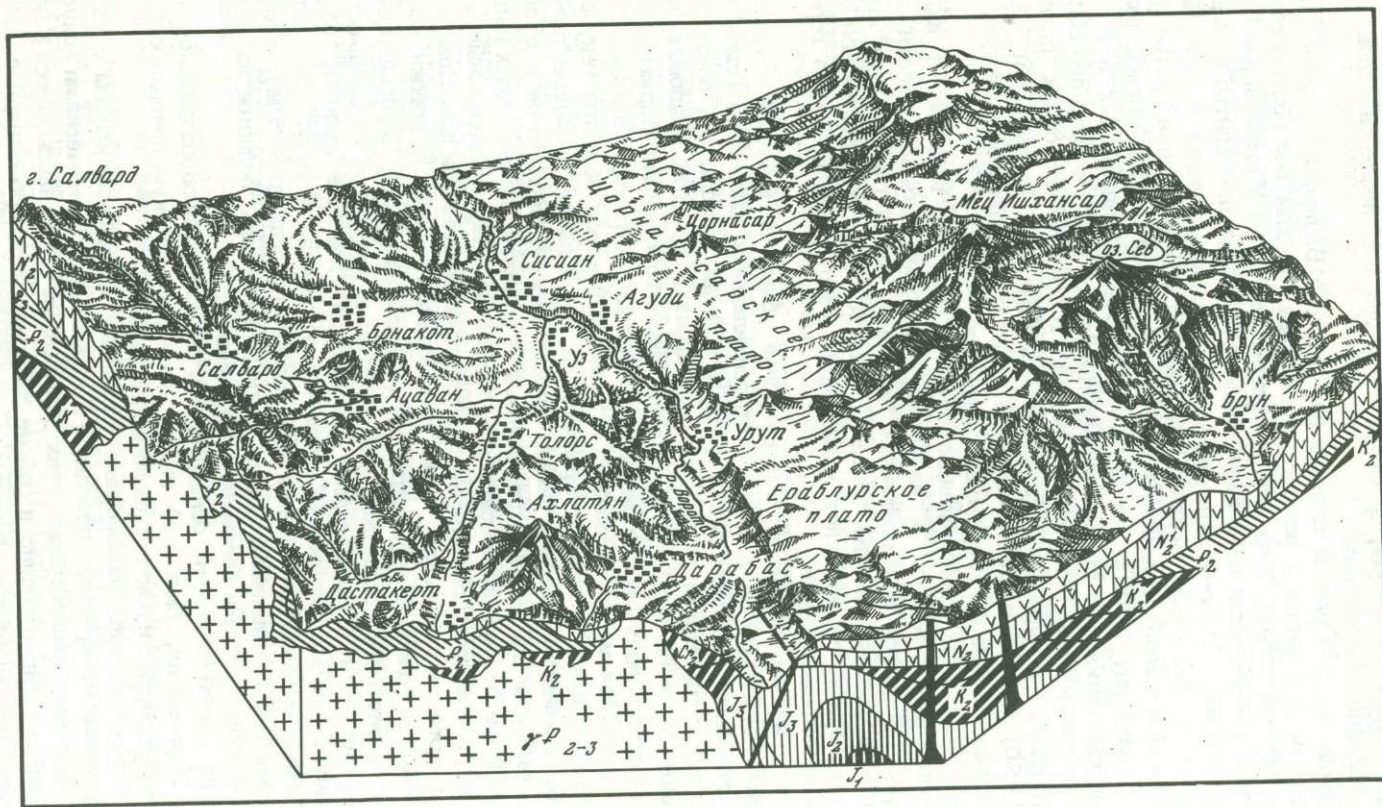
Лавовые покровы образуют высокогорное плато с крутыми склонами и небольшими (150–100 м и менее) относительными высотами. Плато обрывается к глубоким ущельям рек Тертер, Базарчай, Ильдрымсу, врезанных по контакту лав с древними породами окружающих хребтов. Лавовые потоки (Тертерский, Минкендский, Базарчайский, Перичингильский, Кармызыдагский и др.) образовывались как в долинах рек, так и на поверхности покровов, если она была более или менее наклонной, а лавы отличались большой текучестью.

Все покровы, плато и потоки образовались в результате излияния плейстоценовых лав основного состава. Только Ахмедлинское, Сисианское и Ераблурское плато сложены продуктами плиоценовых и частично четвертичных излияний (рис. 25). Почти все лавовые покровы и потоки, особенно четвертичные, имеют ступенчатую поверхность, связанную с повторными излияниями лав. Поверхность покровов и потоков волнистая, реже увалистая. Покровы и потоки позднплейстоценовых и голоценовых извержений (Кармызыдагский, Перичингильский) отличаются бугристой и холмистой поверхностью и изобилуют первичными вулканическим мезо- и микроформами (горнитосы, лавовые куполы, столбы, трубы, бескорневые микровулканы, ячеистые понижения и др.). Для голоценовых лав характерно нагромождение глыб, блоков. (иногда до 3–5 м), образующие каменные моря — чингилы. Здесь расположено самое большое на Армянском нагорье поле глыбовых россыпей — Перичингил.

Вследствие малой вязкости основных лав покровы приводораздельной части (Сары-Ер, Перичингил, Люльпар) имеют настолько плоскую поверхность, что реки здесь меандрируют и имеют заболоченные днища.

Широко распространены насаженные шлаковые и лавовые конусы с характерными воронками извержения, нередко с боковыми и паразитическими конусами на склонах. Большая концентрация этих наложенных форм наблюдается в центральной части нагорья, особенно в районе западнее и северо-западнее массива Кызыл-Богаз. Вулканические лавовые и более сложные полигенетические и лавово-шлаковые конусы находятся в основном в центральной приводораздельной части нагорья, что указывает на большую интенсивность, многократность и разнообразный характер вулканических процессов в его центральной части.

Наиболее значительными элементами нагорья являются расчлененные вулканические массивы Ишихлы и Кызыл-Богаз, созданные позднплиоценовыми



Р и с. 25. Блок-диаграмма бассейна среднего течения р. Воротан [по Бальяну, 1969]

извержениями. Это самые крупные и сложные вулканические аппараты, где наблюдается ряд центров извержения, из которых в разное время изливались лавы различного (от кислого до основного) и одинакового состава. В некоторых случаях извержения имели трещинный характер, что хорошо отражено цепью линейно-расположенных шлаковых и лавовых конусов на массиве Ишиклы. Площадь его достигает 200 км<sup>2</sup>, а форма представляет усеченный конус с диаметром основания 15–18 км и верхнего сечения около 5 км.

Эрозионно-денудационные и древнеледниковые процессы играли подчиненную роль в формировании рельефа нагорья. Притоками рек Базарчай и Тертер более или менее расчленены плато, сложенные позднеплиоценовыми лавами. Четвертичные лавовые покровы и потоки прорезаны водотоками до подлавовых пород только в редких случаях, что связано как с относительной молодостью лав, так и с их трещиноватостью и большой инфильтрационной способностью, которая уменьшает поверхностный сток.

Высокогорная часть Карабахского вулканического нагорья подвергалась двукратному плейстоценовому оледенению. Ледниковые формы широко развиты на вулканических массивах Ишиклы и Кызыл-Богаз, в верховьях р. Тертер (Карахач и Айычингил), в верховьях р. Восточный Арпачай, на горе Сарымсаглы. На массиве горы Ишиклы, в его центральной части и на южном склоне, хорошо сохранилась ледниковая троговая долина (дно которой занято моренными холмами, межморенными понижениями), а также другие экзарационные и аккумулятивные ледниковые формы. На массиве Кызыл-Богаз, в его центральной части, имеется хорошо сохранившийся ледниковый цирк, открывающийся в троговую долину. Дно долины занято послеледниковыми лавами, излившимися из центра, расположенного у входа в троговую долину. На северо-западных склонах горы Кызыл-Богаз имеется несколько каров.

Аккумулятивные ледниковые накопления в большинстве случаев погребены под лавами и имеют ограниченное распространение. В верховьях р. Тертер соотношение экзарационных и аккумулятивных ледниковых форм с вулканическими несколько иное. Здесь центры послеледниковых излияний в основном находятся в водораздельной, наиболее высокой части района; излившимися из них лавами погребены экзарационные и лишь часть аккумулятивных ледниковых образований.

Экзарационные ледниковые формы (кары, цирки и троговые долины) расположены на абсолютных высотах 2900–3300 м, а аккумулятивные спускаются до 2600 м.

На двукратное (среднеплейстоценовое и позднеплейстоценовое) оледенение указывает присутствие как денудированных, так и очень свежих и нередко вложенных в более древние ледниковые отложения моренных форм (в верховье р. Тертер), а также древний, плохо выраженный трог в районе горы Сарымсаглы, в который врезана молодая троговая долина. Среднечетвертичное оледенение имело несколько большие размеры по сравнению с позднечетвертичным.

Раннеплейстоценовые лавы – андезитовые и андезито-базальтовые с пологоволнистой поверхностью – развиты в верховьях р. Тертер, в бассейне р. Базарчай между селами Ангехакот и Базарчай и в северо-западной части нагорья [Паффенгольц, 1941, 1948; Асланян, 1949, 1958]. В бассейне р. Базарчай они залегают на различных горизонтах сисианской свиты и лав ишиклинской толщи, а в своих краевых частях перекрываются покровами среднеплейстоценовых лав.

Среднеплейстоценовые андезито-базальтовые лавы, нередко ступенчатые, имеют увалистую и увалисто-холмистую поверхность и широко развиты на левобережье р. Базарчай, в верховьях р. Тертер, на междуречьях этих рек и Восточного Арпачая, а также на плато Сары-Еры [Паффенгольц, 1930; Асланян, 1958].

Позднеплейстоценовые лавы изливались из центров, расположенных преимущественно в приводораздельной части нагорья. Они образуют широкие лавовые покровы, отличаются относительно меньшими мощностями и хорошо выраженными центрами извержения (шлаковые и лаво-шлаковые конусы). Поверх-

ность лавовых потоков, покровов и плато холмистая, бугристая на ряде участков волнистая, слабо расчлененная, с хорошо выраженной первичной ступенчатостью.

По взаимоотношению лав между собой и с ледниковыми формами, а также по глубине вреза устанавливаются [Кулиев, 1964] ранневерхнеплейстоценовые (доледниковые) и поздневерхнеплейстоценовые (доледниковые), а также поздневерхнеплейстоценовые (последледниковые) лавовые потоки и покровы.

К наиболее позднему, голоценовому времени относятся лавы районов Кырмыздаг, Перичингил, Айчингил и некоторые другие, отличающиеся свежестью вулканического рельефа и отсутствием следов оледенения и эрозии. Почвы имеются лишь на шлаковых конусах, на остальных участках распространены глыбовые россыпи — чингилы.

## ЮЖНО-ГРУЗИНСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ

### Общая характеристика

Южно-Грузинское вулканическое нагорье ограничено на севере Аджаро-Триалетской складчатой системой (Ахалуцхской котловиной и Триалетским хребтом). Граница с Триалетским хребтом проходит по разлому с надвигом вдоль него [Гамкрелидзе, 1949; Бальян, 1969]. От Центрального Армянского вулканического нагорья Южно-Грузинское нагорье отделено северо-восточными хребтами Малого Кавказа и вулканотектоническими котловинами (Лорийской, Верхнеахурянской и Амасийской), окаймляющими Южно-Грузинское нагорье с юга и юго-востока. Южно-Грузинское нагорье относится к Артвино-Болнисской глыбе, выделенной П.Д. Гамкрелидзе [1975] и состоящей из Джавахетской зоны на западе и Болнисской на востоке. Зоны включают ряд блоков (Вардзийский, Ахалкалакский, Самсарский, Чочинский, Храмский и др.).

Джавахетская зона, в состав которой входят первые четыре блока, сложена почти полностью постпалеогеновыми вулканическими свитами — неогеновой годердзской<sup>1</sup> и несогласно на ней залегающей позднеплиоценово-четвертичной ахалкалакской, или зурахетской [Маруашвили, 1971; Майсурадзе, 1967]. Обе свиты переслаиваются с озерно-речными отложениями.

Годердзская свита подстилается палеогеновыми, меловыми и более древними породами, обнажающимися на периферии нагорья в некоторых глубоких эрозионных врезях. Лавы годердзской свиты относятся к позднему сармату и понту<sup>1</sup>, состоят из андезито-дацитов, базальтов, долеритов, и полого но заметно дислоцированы. Вдоль Триалетского хребта, в Цалкинской котловине наблюдаются и крутые падения в складках лавовых покровов, переслаивающихся с озерными и речными отложениями.

Позднеплиоценово-четвертичные эффузивы (базальты, долеритовые базальты, андезиты, андезито-дациты), озерный и речной аллювий ахалкалакской свиты большей частью тектонически не нарушены или же слабо дислоцированы. На Абул-Самсарском и Джавахетском нагорьях возвышаются массивы кислых лав (дацитов, липарито-дацитов).

Иное строение имеет Болнисская тектоническая зона. Здесь лавы образуют отдельные потоки, спустившиеся с Джавахетского хребта по древним долинам пра-Храми и пра-Машавери. Основную площадь занимают доюрские кристаллические породы (гранитоиды и др.) и верхнепалеозойские<sup>2</sup> вулканогенно-осадочные отложения Храмского массива, а также верхнемеловые кислые вулканогенные и известняковые толщи.

На Южно-Грузинском нагорье П.Д. Гамкрелидзе [1975] выделяет следующие крупные тектонические структуры: на западе Вардзийского блока — межзональный глубинный разлом, отделяющий Артвино-Болнисскую глыбу от складок

<sup>1</sup> По С.П. Бальяну [1969], годердзская свита имеет миоцен-плиоценовый, мзотис-понтический возраст, подобно вохчабердской свите в Армении (п р и м. р е д.).

<sup>2</sup> По современным представлениям — байкальские (п р и м. р е д.).

Северного Армянского Тавра и Аджаро-Триалетского хребта; между Ахалкалакским и Чочинским блоками (в Самсарском блоке) — два субмеридиональных трансзональных глубинных разлома — Самсарский и Джавахетский. К северу и югу от этих трех блоков и Болнисской зоны расположены межзональные разломы, отделяющие их от Аджаро-Триалетского хребта, Локского массива и Сомхетской складчатой зоны. К востоку от северной части Чочинского блока находится Храмский горст.

Новейший вулканизм в сочетании с неотектоникой определил общий характер рельефа Южно-Грузинского нагорья: его значительную среднюю абсолютную высоту, наличие высоких равнин и мягко очерченных хребтов, их слабое расчленение. Высокая пористость и трещиноватость эффузивов были причиной ограниченного развития речной сети, но обусловили многочисленные мощные выходы подземных вод. В районе много высокогорных озер, особенно на Джавахетском плато<sup>1</sup>.

Рельеф Южно-Грузинского нагорья складывается из форм тектонического, вулканического, гравитационного, водноэрозионного, водноаккумулятивного, древнеледникового, перигляциального и антропогенного происхождения. По мнению Г. Аби́ха, а также исследователей 30-х годов Т.О. Карапетяна [1929], В.И. Кавришвили [1933], морфология нагорья создана почти исключительно вулканическими процессами. Позже была выявлена ведущая роль тектоники в создании крупных морфоструктур нагорья [Маруашвили, 1946, 1956; Гамкрелидзе, 1949]. Его основные орографические элементы в той или иной степени обусловлены тектоническими движениями (в сочетании с вулканизмом и экзогенными процессами — эрозией, аккумуляцией, оползнями и др.).

Тектогенный рельеф выражен на Южно-Грузинском нагорье складчатыми формами, поднятиями—возвышенностями и разломами. Складчатые формы образованы смятыми лавами и представляют собой антиклинальные (линейно—вытянутые) гряды, синклинальные долины и котловины. Наиболее типично они развиты в Цалкинской котловине, на северной и юго-западной окраинах Джавахетского плато. Это редкий пример хорошей сохранности первичных складчатых структурных форм. По-видимому, они возникли в роданскую и валахскую фазы орогенеза.

Высоко поднятые, глубоко расчлененные эрозией горные возвышенности полого смятых неогеновых лав и пирокластов годердзской свиты типичны в Вардзийском блоке на Эрүшетском нагорье. Положительные вулканоморфные линеаменты, сформировавшиеся вдоль тектонических разломов, выражены рядами центральных вулканов Абул-Самсарского и Джавахетского нагорий, а также Ниалискурским хребтом.

К вулканическим формам рельефа относятся конусы, куполы, лавовые плато и потоки. Конусы и куполы большей частью лишены кратерной чаши. Отдельные конусы имеют кальдеру с боковыми конусами (Самсар) или кратер (Южный Шавнабади). Более древние из этих сооружений преобразованы водной и ледниковой эрозией и в некоторых случаях превращены в карлинги. Большинство центральных вулканов сгруппированы в ряды или цепи; наиболее значительные из них имеют субмеридиональное направление. Более короткие ряды, из двух-трех конусов, простираются субширотно (Бебердаг, Тавкветили). Лавовые плато расположены на различных абсолютных высотах и имеют горизонтальную или субгоризонтальную поверхность. Они слагаются лавами лишь частично, так как их периферические части образованы озерно-речными отложениями, возникшими в подпруженных лавами понижениях рельефа. Самое обширное и наиболее высокое плато — Ахалкалакское, меньше и ниже плато восточного подножия Джавахетского нагорья — Чочинское, Гомаретское, Дманиское. Самым низким является Нижнекартлийское плато. Лавовые потоки сохранились

<sup>1</sup> Л.И. Маруашвили [1975] называет этот район Джавахетским плоскогорьем. По аналогии с формами того же генезиса на Центральном Армянском нагорье этот район правильнее называть плато, тем более что большую часть его занимает Ахалкалакское плато (п р и м. р е д.).

вдоль рек Машавери и верхней Куры. Первый из них погребен позднейшими отложениями, а второй расчленен эрозией на столовые останцы.

К гравитационным формам относятся оползни, которые достигают особенно мощного развития в ущелье верхней Куры. Здесь ими подпружены озера Цунда и Ацквита и созданы Тмогвская терраса, Накалакевская котловина, останцы Тмогвской крепости и Бертаканской возвышенности.

Степень эрозионного расчленения на Южно-Грузинском нагорье значительно меньше, чем в эрозионно-тектонических хребтах, например Триалетском. Это объясняется относительной молодостью морфоструктур, преобладанием горизонтальных и пологих поверхностей, водопроницаемостью эффузивных толщ, гидрологический режим которых напоминает режим карстовых районов. Эрозионные формы образованы преимущественно каньонообразными ущельями различной глубины (до 300–500 м). На Эрүшетском нагорье преобладают V-образные горные ущелья. Подобный характер имеют ущелья р. Храми и ее притоков к востоку от Джавахетского нагорья, где сплошное развитие молодых лавовых покровов нарушено выступами складчатого фундамента.

Древнеледниковые формы рельефа характерны для наиболее высоких массивов — Эрүшетского и Самсарского нагорий, в меньшей степени — для Джавахетского нагорья и Ниалискурского хребта. Это кары, цирки и реке трюги. Встречаются стадильные и боковые морены. Снеговая граница в максимальную фазу позднеплейстоценового оледенения располагалась на высоте 2400–2700 м над ур. м. (на склонах северной экспозиции). На Эрүшетском нагорье она лежала ниже, чем на более восточных хребтах.

Перигляциальные образования ледниковой эпохи спускаются до 1900–2000 м абсолютной высоты. Чаще всего это каменные моря (карналы, или чингилы), каменные потоки (курумы), реке туфуры. Современная перигляциальная зона начинается с высоты 2600–2700 м.

Водноаккумулятивные формы в виде фрагментов равнин либо примыкают к лавовым плато, либо окаймляют озера. Самая значительная — Баралетская равнина (северная часть Ахалкалакской равнины). Довольно значительные равнинные участки, образованные речными и озерными отложениями, имеются в Цалкинской котловине.

На реках Южно-Грузинского нагорья террасы развиты слабо. Наиболее плотно они представлены в ущелье верхней Куры, но и здесь сильно деформированы оползнями. Причиной плохой сохранности речных террас следует считать молодой вулканизм и связанные с ним перестройки гидрографии речной сети, особенно существенные в бассейне р. Храми. В конце плиоцена эта река протекала через Беденское плато, о чем свидетельствует состав аллювиальных отложений, сохранившихся у с. Кидэиси. После поднятия Беденского плато в раннем плейстоцене река приняла свое современное направление.

Поверхности выравнивания выражены на нагорье слабо вследствие общей молодости рельефа, бронирования гондердзской свиты четвертичными лавами и господства структурных поверхностей. С уверенностью указать денудационные поверхности можно лишь на немногих участках (например, на западном склоне педестала Абул-Самсарского нагорья, восточнее Ахалкалакской равнины).

К антропогенным элементам рельефа относятся средневековые искусственные земледельческие террасы в ущелье верхней Куры, а также пещеры той же эпохи в игнимбригах и лавах. Они встречаются во всех лавовых каньонах и наиболее многочисленны в ущелье верхней Куры.

Южно-Грузинское нагорье делится на ряд подобластей. К ним относятся: Эрүшетское нагорье<sup>1</sup>, Джавахетское плато, Верхнекуринское ущелье, Абул-

<sup>1</sup> Л.И. Маруашвили [19716] в связи со сложным рельефом выделяет Эрүшетский хребет-нагорье, Самсарский и Джавахетский хребты и Цалкинское плато-котловину. По аналогии с описанием Центрального Армянского нагорья, где распространены подобные морфоструктуры, мы оставляем названия: Эрүшетское, Абул-Самсарское, Джавахетское нагорья, Цалкинская котловина, Чочиянское, Гомаретское и Дманисское плато (п р и м. р е д.).

Самсарское и Джавахетское нагорья, лавовые плато (Чочиянское, Гомаретское, Дманисское, Беденское и Нижнекартлийское), Гукасянский и Чалдырский хребты и котловины — Цалкинская, Лорийская, Верхнеахурянская, Амасийская.

### Эрушетское нагорье

Нагорье расположено к югу от Ахалцхской котловины и входит в пределы СССР только своей северной частью. Оно слагается в основном годердзской свитой (основные и средние лавы, туфы, туфобрекчии, диатомитовая толща), но по его краям обнажаются эоценовые породы. Неогеновая вулканогенно-осадочная толща смята в пологие складки субширотного, юго-юго-запад-северо-северо-восточного простирания и поднята на большую высоту, что обусловило значительную глубину эрозионного расчленения. Принадлежащий СССР северный склон расчленен ущельями рек Подхови, Уравели, Хингрисцхали и др. на несколько широких хребтов — междуречий, направленных с юго-юго-запада на северо-северо-восток параллельно осям складок.

Ущелья эрозионные, речные террасы в них развиты слабо, встречаются оползни, искусственные пещеры и террасы. Междуречья имеют широкие волнистые ступенчатые, пологие гребни и увенчаны куполообразными лавовыми, андезито-дацитовыми массивами Гумбати (Кюмбет) с вершиной 2964 м, Ванисмта, Шмакарави, Шалощети и др. Эти массивы одни исследователи считают брахиантиклиналями, другие — центральными вулканами. В северные склоны юго-западной вершины Тлили, а также массивов Шуакарави и Ванисмта врезаны древнеледниковые цирки и кары. В верховьях р. Уравели, у южной подошвы горы Гумбати, имеется трог длиной более 5 км, открытый, как и остальные древнеледниковые формы Эрушетского нагорья, Б.А. Клопотовским в 1945 г. Основные черты рельефа нагорья осложнены Уравельской террасированной котловиной, котловиной Шоло и Агара-Карзаметским лавовым плато.

### Джавахетское плато

Оно занимает среднюю часть Южно-Грузинского нагорья и ограничено Верхнекуруинским ущельем, южным склоном Триалетского хребта, Абул-Самсарским и Джавахетским нагорьями и Ниалискурским хребтом. Плоскогорье сложено годердзской и ахалкалакской вулканогенными свитами. Первая слабо дислоцирована, слагает фундамент Ахалкалакского плато и выходит на его северной и южной окраинах, а вторая образует поверхность плато. Антиклинальные гряды и куполы, синклинальные долины и котловины определяют морфологию холмистого рельефа в районах Табискури — Чобарети на севере и Карцахи — Мураквали на юге. В синклинальных котловинах располагаются Табискурское озеро на севере и Карцахское (Хозапин) и Ханчальское озера на юге.

Среди антиклинальных линейных гряд выделяются Табискурская на севере, Азманская, Мураквальская, Ханчальская и западная оконечность Ниалискурского хребта<sup>1</sup> — на юге. Складчатая структура этих форм выявляется в немногих эрозионных врезях и по значительному наклону мостовых гигантов на склонах.

Ахалкалакское плато в широком значении этого названия протягивается от западных склонов южной части Джавахетского нагорья до Верхнекуруинского ущелья. Но в узком смысле этим названием обозначается лишь северо-западная часть плато, а юго-восточная, покрытая озерными котловинами, называется Духоборьем. Ахалкалакское плато прорезано разветвленной системой каньонов р. Ахалкалакисцхали и ее притоков до глубины 500 м (близ ущелья Куры). Духоборская волнистая равнина располагается на отметках 1800–2300 м, на ней находятся озера Мада, Сагамо, Ханчали, Паравани. Генетическое различие между Ахалкалакским плато и Духоборской равниной состоит в том, что плато создано лавами основного состава, двигавшимися в жидком состоянии и с большой скоростью; в строении Духоборской равнины принимают участие более кислые лавы, находившиеся в вязком состоянии во время излияния.

<sup>1</sup> К югу от Карцахского озера.

## Верхнекуруинское ущелье

Оно разделяет Эрушетское нагорье и Джавахетское плато, относящиеся к различным (Вардзийскому и Ахалкалакскому) блокам Джавахетской тектонической зоны. Направление ущелья частично совпадает с простираем тектонических структур. Склоны ущелья сложены главным образом неогеновой вулканогенной гюдердзской свитой, под которой севернее параллели с. Хизабавра, в нижней части ущелья, обнажаются эоценовые глинистая и туфогенная толщи. В строении верхней части склонов ущелья участвуют молодые лавы ахалкалакской свиты, которые на правобережье протягиваются от государственной границы до параллели с. Аспиндза, а на левом берегу образуют короткий участок Агара-Карзаметского лавового плато и несколько останцов.

Верхнекуруинское ущелье представляет собой морфологически сложную эрозионную долину с речными террасами, оползнями, множеством искусственных террас и пещер. Характер его меняется вниз по течению, вследствие чего в ущелье выделяются разнородные участки. Выше Тмогвской теснины в верхней части склонов ущелье обрамлено долеритами Ахалкалакского и Агара-Карзаметского лавовых плато и имеет каньонообразный характер. Дно его занято поймой и фрагментами низкой аккумулятивной террасы. Ниже указанной теснины долина расширяется и образует Накалакевскую котловину длиной и шириной до 5 км, сформировавшуюся вследствие оползней на склоне Ахалкалакского плато и речной эрозии. Оползни, в которых вместе с гюдердзской свитой принимают участие блоки четвертичного долеритового покрова, создали оз. Цунда и Бертаканскую возвышенность (250 м относительной высотой). Ниже Накалакевской котловины Верхнекуруинское ущелье вновь суживается и превращается в каньон.

Начиная от параллели с. Саро ущелье выработано в основном в верхнеэоценовых глинах, песчаниках, мергелях и конгломератах, а также в среднеэоценовых андезитовых туфобрекчиях, туфах, туфогенных и осадочных породах. Гюдердзская свита залегает высоко на склонах Эрушетского нагорья, а базальтовые и андезитовые лавы правобережья представлены лишь отдельными небольшими останцами. Этот участок долины (между селами Саро и Минадзе) отличаются наибольшей сложностью геоморфологической истории. По представлениям исследователей, детально изучавших данный отрезок Куруинской долины, — С.И. Лукашевича и Б.А.Страхова [1933], Б.А.Клопотовского [1950] и др., он состоит из двух вложенных одна в другую долин различной ширины, относящихся к двум эрозионным циклам. Современная узкая долина глубиной 100–200 м вложена в более широкую древнюю долину; обе долины имеют террасированные склоны. Низкие террасы второго, позднего цикла имеют аккумулятивное или цокольное строение и образуют три-четыре уровня относительной высотой от 2 до 20 м над тальвегом. Древние террасы имеют относительную высоту до 400–600 м. Общее число террасовых уровней достигает десяти. Некоторые террасовидные ступени связаны с оползнями.

В морфологии Верхнекуруинского ущелья проявилось также влияние литологических свойств субстрата: на участках, выработанных в верхнеэоценовой осадочной толще, формы рельефа мягкие, а при пересечении антиклиналей, сложенных среднеэоценовой вулканогенной формацией, образовались узкие скалистые теснины (участки между селами Минадзе и Муски, у с. Чермюк).

## Абул-Самсарское и Джавахетское нагорья

Нагорья ограничивают Параванскую котловину с запада и востока и представляют собой тектоно-вулканические сооружения типа хребтов, состоящие из многочисленных центральных вулканов, выстроившихся вдоль субмеридиональных глубинных разломов. Несмотря на близкий генезис, оба нагорья морфологически существенно отличаются одно от другого. Эти различия зависят как от основных, так и от второстепенных причин. К основным факторам относятся тектонические и вулканические процессы — интенсивность дислокаций,

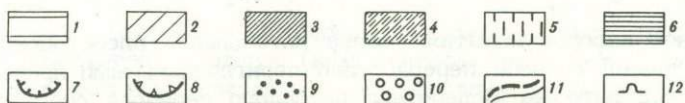
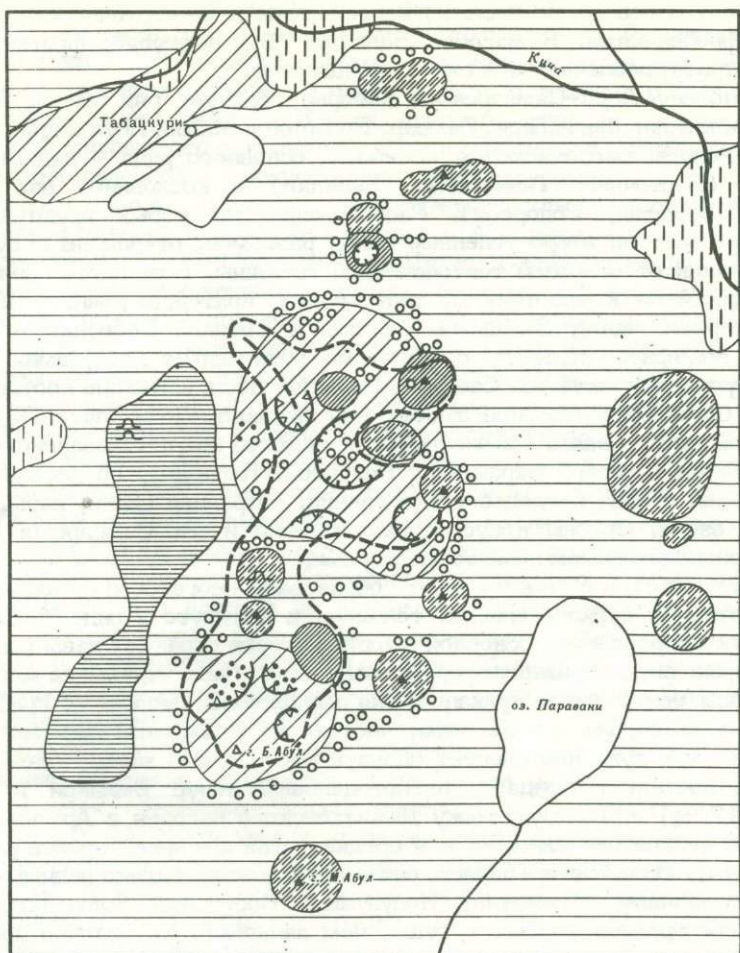


Рис. 26. Геоморфологическая схема Абул-Самсарского хребта. Составил Л.И. Маруашвили

1 - лавовые плато и дислоцированные подстилающие породы; 2 - куполообразные массивы тектогенной гряды; 3 - центральные вулканы, преобразованные оледенением; 4 - центральные вулканы без следов оледенения; 5 - водно-аккумулятивные равнины; 6 - среднеплиоценовая поверхность выравнивания на лавах и туфобрекчиях; 7 - кальдера, кратер; 8 - ледниковые цирки и кары позднеплейстоценовые; 9 - морены; 10 - глыбовые осыпи и россыпи; 11 - контуры позднеплейстоценового оледенения; 12 - искусственные пещеры

состав эффузивов, к второстепенным - воздействие экзогенных факторов, особенно плейстоценового оледенения, которое помимо общих климатических условий зависело от высоты тектоно-вулканических сооружений.

Абул-Самсарское нагорье выше более резко расчленено на отдельные массивы; более скалистое и испытало более мощное оледенение, чем Джавахетское нагорье; оно имеет среднегорный характер, начинается на юге от верхнего участка долины р. Храми и заканчивается на правобережье субширотного отрезка долины р. Ахалкалакисцхали. Нагорье сложено разно-

образными (от основных до кислых) неогеновыми и четвертичными породами — лавами, туфобрекчиями. В массиве Большой Абул выступает фрагмент эоценового субстрата, вовлеченный в сводовое поднятие.

Осевую полосу Абул—Самсарского нагорья образует ряд центральных вулканов — Такветили, Шавнабади, Самсар, Большой и Малый Абул и др. (рис. 26). Остальные конусы располагаются восточнее основного ряда — над Цалкинской котловиной (Восточный Такветили, Карадаг) и котловиной оз. Паравани (Восточный Кероглы, Годореби). Расположение некоторых групп конусов и куполов указывает на второстепенные линии разломов, отходящих в субширотном направлении от основной тектонической трещины. Большинство центральных вулканов относятся к моногенному типу лишены кратеров. Южный Шавнабади имеет кратерную чашу, Западный Кероглы и Средний Бебердаг — атрио, а Самсар — обширную кальдеру с боковыми эруптивными конусами. Наиболее крупными вулканами являются Самсар и Большой Абул, имеющие соответственно 1300 и 1500 м относительной высоты над Ахалкалакским плато, Параванской и Цалкинской котловинами. Самые высокие вулканы Абул—Самсарского нагорья (Большой Абул, Самсар, Каракузей, Годореби, Карадаг), образовавшиеся до заключительной стадии последнего оледенения, сохранили цирки, кары, морены, ледниковые озера. Склоны конусов, их подножия и дно Самсарской кальдеры покрыты перигляциальными каменными морями.

Джавахетское нагорье образовано неогеновой и позднеплиоценово—четвертичной вулканогенными толщами и вытянуто в виде хребта в меридиональном направлении. Основной массив нагорья образуют лавы годердзской свиты, которые сводообразно деформированы и слагают отдельные мягко очерченные куполы центральных вулканов. Они расположены отчасти на гребне, вдоль трансзонального глубинного разлома, частью же у подошвы западного склона нагорья. Из этих вулканов следует назвать пронизанный жилами разноцветных обсидианов Чикиани (Кюндяг), плейстоценовый конус Емликди и вершину Легли (3117 м) — высшую точку Джавахетского нагорья в Армянской ССР. Перевальные седловины широкие, и в средние века для ориентировки караванов, двигавшихся из Византии в Тбилиси, они были снабжены далеко видимыми мегалитическими знаками (Тикматаш, Колунташ). Восточный склон нагорья расчленен речной эрозией глубже и гуще, чем западный. Хрустально прозрачные потоки в лавях протекают по каньонам, глубина которых достигает 100—200 м.

Джавахетское нагорье испытало менее интенсивное плейстоценовое оледенение и в меньшей степени переработано перигляциальными процессами, чем Абул—Самсарское нагорье. Вследствие ветрового переноса снега с западного склона на восточный снег и лед накапливались почти исключительно на восточном склоне, где сохранились неясно выраженные трог и цирки. В истоках рек Зуртакети (Карабулах) и Машавери широко развиты каменники, образующие на склонах параллельные полосы курумов. В некоторых ущельях восточного склона снежники держатся до осени.

#### Лавовые Чочианское, Гомаретское, Дманисское и Беденско-Нижнекартлийское плато

Эти плато находятся у восточного подножия Джавахетского нагорья. Они прорезаются реками Чочиани, Зуртакети и Машавери, впадающими справа в р. Храми в ее среднем и нижнем течении.

Чочианское плато ограничено Ташбашской грядой Цалкинской котловины, Квирикетским хребтом и восточным склоном северной части Джавахетского нагорья. Плато прорезается Чочианским каньоном, а на востоке — Храмским ущельем и сложено долеритовыми и андезито—базальтовыми плейстоценовыми лавами. В южной части плато на правобережье р. Чочиани многочисленны озерные впадины. По мнению одних авторов [Желтов, 1937; Паффенгольц, 1951], котловины выпажаны льдом, а по мнению других [Астахов,

1951] — результат неравномерного оседания лавового покрова, подстилаемого рыхлыми отложениями, что по-видимому, более правильно. Рассекающий северную часть плато Ташбашский каньон р. Храми является царством низвергающихся по лавовым обрывам мощных ручьев, связанных с фильтрацией вод из Храмского водохранилища. Каньон среднего течения р. Храми, врезанный в породы складчатого фундамента, подстилающие лавы, изобилует пещерами вулканического генезиса или искусственного происхождения.

Гомаретское плато расположено между восточным склоном Джавахетского нагорья и Храмским ущельем. Абсолютные высоты поверхности плато изменяются от 1200 до 1600 м. Плато образовано позднеплиоценовыми и плейстоценовыми долеритовыми лавами, речными и озерными отложениями, содержащими горизонты погребенных почв, и прорезано лавовыми каньонами р. Зуртакети и ее притоков. Над поверхностью плато возвышаются не залитые лавой холмы, сложенные верхним мелом. Более возвышенная западная часть плато заметно наклонена и покрыта сплошным чехлом валунных галечников, относящихся, по-видимому, к плейстоценовому оледенению.

К северо-востоку от Гомаретского плато находится Каклианский лавовый останец, расположенный между этим плато и южным выступом лавового плато Бедени. Вместе с Нижнекартлийским плато и изолированным выходом долеритов у с. Илмазлю (в Марнеульской низменности<sup>1</sup>) они являются частями единого позднеплиоценово-раннеплейстоценового лавового потока, спустившегося с Джавахетского нагорья до долины р. Куры и впоследствии деформированного тектоническими движениями, с поднятием одних его частей (Беденское плато) и погружением других (в районе Марнеули). Этот лавовый поток назван Хунанским по имени древней крепости, расположенной близ его оконечности [Геоморфология Грузии, 1971, с. 433].

Дманисское плато, расположенное между Локским массивом и Джавахетским нагорьем, отличается ступенчатым продольным профилем. Оно состоит из трех субгоризонтальных участков (на абсолютных высотах от 1000 до 1800 м), разделенных крутыми уступами. На средней ступени находится Орозманское озеро. Дманисское плато продольно прорезает каньон р. Машавери, от которого ответвляются небольшие каньончики ее притоков. Глубина каньонов от 15–20 до 70–80 м. В каньоне Машавери множество искусственных и полуискусственных пещер.

Беденско-Нижнекартлийское плато<sup>2</sup> протягивается от восточной части Цалкинской котловины до района с. Марнеули. Оно делится на высокую (беденскую) и низкую (нижнекартлийскую) части, сложенные единой долеритовой толщей. Беденское плато находится в гребневой зоне горного массива на абсолютной высоте 1400–1800 м и представляет собой наиболее приподнятую часть тектонически деформированного гигантского Хунанского лавового потока. В то же время Беденское плато является частью древней долины Храми, что доказывается его корытообразной формой и наличием у с. Клдзиси (как под, так и над лавами) аллювиальных отложений, состоящих из разрушенных пород Джавахетского нагорья (в том числе и обсидианов горы Чикиани). На поверхности плато развиты мостовые гигантов, а в Клдзисском выступе имеется ледяная пещера Хорхеби, впервые описанная Вахшуте Багратиони в XVIII в.

Нижнекартлийское плато соединяется с восточной частью Беденского узкой перемычкой в районе истоков р. Чивчави, левого притока Храми. Оно имеет вытянутую в субширотном направлении форму и пропилено в продольном направлении каньоном среднего течения р. Храми, который делит плато на две неравные части — большую северную и меньшую южную.

Левобережная, северная часть плато, где расположен районный центр Тетрицхаро, заметно наклонена к югу, т.е. поперек направления древнего Хунанского

<sup>1</sup> В низовьях р. Машавери.

<sup>2</sup> Нижнекартлийское плато расположено к востоку от Южно-Грузинского нагорья, в нижнем течении рек Храми и Машавери, благодаря большой длине лавового потока, его образовавшего (п р и м. р е д.).

лавового потока. Это обстоятельство в сочетании с поднятыми по сбросам фрагментами лавы вдоль северного края плато (на южном склоне хр. Гомери) свидетельствует о тектонических нарушениях. Эти деформации синхронны древним плиоценовым излияниям лав и дислокациям Хунанского лавового потока. Правобережная, южная часть плато, носящая название "плато Дисвели" (Тапан), имеет горизонтальную плоскую поверхность. Снизаясь далее от абсолютной высоты 1400 м до 400–500 м над ур. м. по линии Марнеули – Арахло–Таштижуляр, лавы погружаются под аллювиальный покров р. Машавери.

### Гукасянский и Чалдырский хребты

Эти хребты расположены на границе Грузинской ССР, Армянской ССР и Турции и имеют морфоструктуру пологих щитовидных сводовых вулканических массивов. Гукасянский хребет сложен миоцен–плиоценовыми и плиоценовыми андезитами и базальтами. Щитовидный хребет изрезан глубокими троговыми долинами, вершины представляют собой эрозионные останцы, но местами встречаются изолированные шлаковые конусы. С.П. Бальян [1969] указывает многочисленные экструзивные конусы, центры излияния, связанные с меридиональным разломом в осевой зоне хребта.

В высокогорном поясе распространены следы двукратного оледенения – свежие цирки и трюги, моренные нагромождения. Следы древнего оледенения, перигляциальные каменные россыпи, солифлюкционные явления развиты менее широко, чем на Джавахетском нагорье. В вершинном поясе гор встречаются нивальные и гравитационные формы.

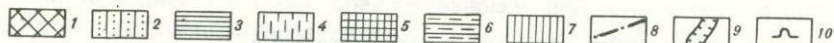
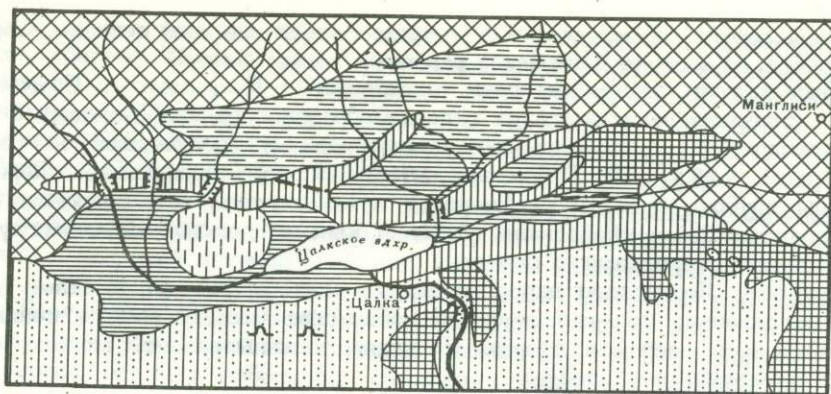
Пологие среднегорные склоны Гукасянского хребта имеют мягкий эрозионно–ледниковый и эрозионно–денудационный рельеф. Плоскостная эрозия слабая ввиду задернованности склонов; движение масс на склонах происходит в основном путем дефлюкции. По периферии хребта протягиваются волнистые лавовые плато, пересеченные довольно широкими долинами, имеющими пологие склоны и выполненными галечными, флювиогляциальными отложениями [Т.К. Габриелян, 1962].

Чалдырский хребет в основном расположен в Турции. В Советском Союзе протягивается его восточное продолжение – Гектапинское поднятие, или Ниалицкурская гряда по грузинским авторам, сложенное андезитами [Маруашвили, 1956]. Вершины хребта по Л.И. Маруашвили представляют собой брахиантиклинали, а по С.П. Бальяну [1969] – экструзивные куполы.

Водораздельная часть хребта имеет местами характер вулканического плато, на его южном склоне на высоте 2200–2400 м располагается денудационная поверхность выравнивания предположительно позднеплиоценового возраста [Г.К. Габриелян, 1962]. Склоны хребта довольно пологие, с мягкими формами рельефа, слабо расчлененные, за исключением южного участка, прилегающего к долине р. Ахурян, где проходит резко выраженный крутой тектонический уступ высотой 150 м, изрезанный оврагами. Подножие уступа покрыто мощным делювиальным покровом. Речные долины молодые, неглубокие, местами принимают каньонообразную форму.

### Цалкинская котловина

Котловина расположена в северо–восточной части Южно–Грузинского нагорья и ограничена южным склоном Триалетского хребта и северными участками Абул–Самсарского и Джавахетского нагорий (рис. 27). Котловина датируется р. Кцда (верхнее течение р. Храми) и сложена плиоценовыми долеритовыми лавами, которые перекрыли также южный склон Триалетского хребта и затем подверглись складчатости. При излиянии лавы подпрудили р. Храми и ряд ее левых притоков. Севернее подпруды началась аккумуляция озерно–речных отложений, образовавших Притриалетскую равнину, занимающую северную часть Цалкинской котловины. Остальная территория котловины представляет собой соче–



Р и с. 27. Геоморфологическая схема Цалкинской котловины. Составил Л.И. Маруашвили

1 - горно-эрозионный рельеф на складчатых палеоген-меловых толщах Триалетского хребта и Храмского кристаллического массива; 2 - антиклинальные гряды неогеновых лав; 3 - синклинали, заполненные четвертичными озерно-речными отложениями; 4 - слабодислоцированный конус выноса; 5 - плато четвертичных основных лав; 6 - наклонная аллювиальная равнина; 7 - наклонные лавовые покровы тектонического свода; 8 - каньоны, в лавах; 9 - долины прорыва; 10 - пещеры

тание узких и длинных антиклинальных гряд с широкими овальными синклиналичными котловинами и синклиналичными долинами. Разность высот между гребнями гряд и днищами котловин достигает 100-200 м. Одна из котловин, Бешташенская, в настоящее время частично заполнена Храмским водохранилищем. Дно котловины слагается озерно-речными отложениями значительной мощности. Эрозионные каньоны, пропигившие гряды в ряде пунктов, вскрывают складчатые структуры, где первичный структурный складчатый рельеф выражен исключительно четко и резко. Иногда в синклиналих располагаются озера (Узунгель, Барети).

### Лорийская котловина

Котловина представляет собой крупную тектоническую впадину между Джавахетским нагорьем, Базумским и Сомжетским (с Ладжанским массивом) хребтами. К каньону р. Дзорaget она обрывается высокой ступенью. Дно котловины сложено долеритовыми лавами, перекрытыми мощными флювиогляциальными и пролювиальными выносами с Джавахетского нагорья. Большинство исследователей считают эти долериты позднеплиоценовыми или плейстоценовыми [Асланян, 1958; Г.К. Габриелян, 1962; Паффенгольц, 1951; Мкртчян, 1959]. По С.П. Бальяну [1969], долериты Лорийской котловины, долин рек Дзорaget и Дебед, а также внутригорной впадины р. Марц принадлежат к гондвандской свите, отлагавшейся в синклинали вдоль склонов и предгорий Сомжетского хребта, ориентированных поперек долины р. Дебед. Но лавы рек Дзорaget, Дебед и Марц явно локализованы в долинах этих рек и принадлежат к единому крупному лавовому потоку или периодически повторявшимся потокам, стекавшим с Джавахетского хребта [Маруашвили, 1971].

В обрывах каньонов имеются структурные лавовые террасы; между слоями лав отдельных фаз излияния имеется обожженный делювий (литомарж). Лавовый поток по долине р. Дебед достигает Дебедашена, и здесь лавовая терраса погружается под аллювиальные отложения. Такая же картина погружения лав

под уровень эрозии наблюдается и в долинах Алгети и Храми севернее Сомхетского хребта, на востоке Цалкинской равнины.

Лавовые потоки подпрудили реки, стекавшие с Базумского и Сомхетского хребтов, благодаря чему вдоль их склонов образовались слабонаклонные озерно-пролювиальные, аллювиально-делювиальные и делювиальные равнины [Маруашвили, 1971, Г.К. Габриелян, 1962]. В юго-западную часть Лорийской котловины глубоко врезаны р. Дзорагет и ее притоки, а в восточной части реки Дзорагет и Дебед образовали глубокий каньон, до 300-350 м глубиной, со структурными террасами на бортах.

Поверхность Лорийского лавового плато — слабонаклонная, местами слабо-волнистая равнина; кое-где имеются небольшие блюдцеобразные понижения, превращающиеся весной в озера. По краям равнины развиты мощные делювиально-пролювиальные шлейфы.

### Верхнеахурянская котловина

Она лежит между Днавахетским нагорьем и Гукасянским хребтом и состоит из нескольких впадин, образующих единую плиоцен-четвертичную брахисинклиналь, заполненную маломощными позднеплиоценовыми лавами, а также озерно-аллювиальными и флювиогляциальными отложениями, перекрытыми делювиальными суглинками [Асланян, 1958]. Верхнемеловой фундамент котловины погружен до 1500 м в ее центральной части и приподнят до 2000 м на ее периферии. В западной части котловины располагалось реликтовое озеро Арпи, превращенное в настоящее время в водохранилище.

### Амасийская котловина

Котловина, расположенная в юго-западной части Верхнеахурянской котловины, сложена позднеплиоценовыми базальтами, покрывающими лагунно-континентальные отложения олигоцена и раннего миоцена. Она ограничена на севере разломом вдоль небольшого горстового Сепского массива. Прилегающие к нему позднеплиоценовые базальты деформированы и образуют крутой флексуобразный изгиб. Река Ахурян врезана в Сепский массив и базальты глубоким (130 м) каньоном. Правобережье реки представляет собой вулканическое плато, обрывающееся уступом до 200-400 м к Амасийской котловине [Г.К. Габриелян, 1962]. Склоны плато расчленены эрозионными врезами, конусы выноса которых образуют пролювиальный шлейф прямо на лавовой террасе р. Ахурян. В пределах котловины развиты процессы механического выветривания и водной эрозии.

### ПРИАРАКСИНСКИЕ ХРЕБТЫ И ВПАДИНЫ

Приараксинские хребты имеют складчато-глыбовые и глыбовые морфоструктуры, испытавшие дифференцированные движения разного знака и амплитуды. Они отделены один от другого крупными разновозрастными разломами, частью глубинными. Одни сбросы (Хуступ-Гирратахский и др.) — продольные и соответствуют простиранию тектонических зон, другие — поперечные; с ними совпадают долины некоторых рек (Элегис, Нахичеванчай и др.). Северо-западную часть Приараксинской зоны занимает Урцский хребет, отделенный от Среднеараксинского межгорного прогиба разломом, образующим крутой склон. Урцский хребет соответствует северо-восточному крылу Урц-Айонцзорского антиклинория, который прямо выражен в рельефе. Аналогичную морфоструктуру имеет Даралагезский (Айонцзорский) хребет. Восточнее Капыджикскому глыбовому поднятию соответствует Зангезурский горстовый хребет, сложенный гранитоидами Мегри-Ордубадского плутона. Он осложнен Восточно-Капуджихским разломом, ограничивающим с запада глубокий Мегринский грабен отчетливо выраженной в рельефе впадиной. В северной части Занге-

зурского хребта наблюдается несоответствие простирания осей антиклиналей и гребней хребтов. Первые имеют юго-западное, а вторые — субмеридиональное простирание, что связано с перестройкой структуры на неотектоническом этапе.

Зангезурский антиклинорий, сложенный интенсивно складчатым верхним мелом и эоценом, был раздроблен субмеридиональными разломами на три блока — Ордубадский, Зангезурский и Мегри-Баргушатский. В течение неогена Мегри-Баргушатский блок был спаян с Кафанским, сложенным пологоскладчатой юрой и мелом [Зограбян, Аракелян, 1968]. Кафанский блок представляет собой крупный и широкий антиклинорий, ось которого проходит через средние части долины р. Вохчи у г. Кафан. В восточной части Приараксинской зоны расположен Баргушатский глыбовый хребет, в осевой полосе которого выступают ограниченные разломами палеозойские отложения. На Баргушатском хребте встречаются останцы небольших среднеплейстоценовых лавовых потоков (в Кафанской котловине) и более древних лавовых покровов в других участках, а также пород годердзской свиты [Асланян, 1958; Бальян, 1969].

На севере к Приараксинским хребтам примыкает Арпа-Воротанская зона впадин (Шагапская, Арпинская, Воротанская впадины) — брахиантиклинальных прогибов, соответствующих крупному палеогеновому синклинию [Милановский, 1968]. Впадины наложены на древнюю долину палео-Воротана. Следы ее сохранились в виде галечников и врезов на поверхности поперечных перемычек (Карахачский и Воротанский перевалы). По этой долине в миоцене и позднем плицене осуществлялся разнонаправленный сток в Араратскую котловину на западе и в Акеринский прогиб на востоке.

В высокогорном поясе Зангезурского и Даралагезского хребтов господствуют нивально-ледниковые и эрозионно-денудационные морфоскульптуры. Основными формами являются трог и многочисленные кары, создающие типичный альпийский рельеф.

Нивальные процессы на Зангезурском хребте начинаются с высоты 2200 м, а в южной части хребта — на более высоком уровне в связи с большей сухостью климата. Склоны Зангезурского и Даралагезского хребтов покрыты каменными осыпями, формирующимися в результате интенсивных процессов морозного выветривания. Резкий континентальный климат и бедный растительный покров в среднегорьях и низкогорьях также вызывают интенсивное разрушение горных пород. Склоны почти сплошь оголены, и у их подножий скапливается грубообломочный материал осыпей и обвалов. Древнеледниковые позднплейстоценовые кары и трог встречаются преимущественно на Зангезурском хребте на высоте от 3000 до 3500 м; на дне их сохранились донные и конечные морены, образующие до трех-четырех валов. На Даралагезском хребте кары встречаются и на меньшей (2400 м) высоте [Абасов, 1965].

Северо-западная часть Баргушатского хребта, отделенная от более пониженной юго-восточной части Хуступ-Гирратахским разломом, относится к высокогорному поясу. Ледниковые формы здесь отсутствуют, что связано, по-видимому, с аридностью климата [Зограбян, 1962].

В рельефе среднегорного пояса, занимающего наибольшую площадь, развиты прямые и обратные морфоструктуры. Обратные соотношения с тектоникой имеет, например, Хуступ-Катарский хребет, характеризующийся синклинальной структурой в гребневой полосе. Благодаря относительно слабой устойчивости пород (туфов и туфобрекций) против денудации обращенной морфоструктурой является Кафанская антиклинальная котловина, на склонах которой выходят меловые породы, образующие моноклиальные гребни. В среднегорьях Приараксинских хребтов преобладают аридно-денудационные формы, глубоко (до 800–1000 м) расчлененные как постоянными, так и в особенности временными водотоками. Широко распространены литоскульптурный рельеф, особенно в известняках палеозоя и в интрузивных породах. Несколько отличается среднегорный рельеф юго-восточных Приараксинских хребтов (Баргушатский, Мегринский хребты), где вследствие развития лесной растительности выветривание и денудация развиты слабее, а водоразделы имеют более округленные формы в связи с распространением поверхностей выравнивания.

Аридно-денудационные процессы наиболее ярко выражены в низкогорьях, расчлененных сухими долинами и оврагами (например, на восточном склоне Зангезурского хребта). Сочетание форм полупустынного и пустынного аридно-денудационно выветривания напоминает местами ландшафт каменистых пустынь-гаммад с "пустынным загаром" на поверхностях обломков и выходах коренных пород. Встречаются также эоловые столбы, скалы-грибы и другие аналогичные формы.

Для низкогорий типичны моноклиальные гряды, а на участках полого-складчатых структур — столовые горы, бронированные плотными песчаниками. Склоны их покрыты мощными осыпями крупного щебня и обломков горных пород, которые местами в Нахичеванской АССР погребают почти до вершин скульптурные останцы и гряды. Куэстовый и бронированный рельеф характерен и для восточной части Баргушатского хребта, где известняки юры и мела обычно образуют отвесные скалистые карнизы и бронированные склоны.

Долины рек определяются планом расположения морфоструктур, а также особенностями литологии горных пород и состоят из молодых и древних участков; молодые участки имеют форму узких и глубоких ущелий, некоторые из них являются antecedентными. Наиболее крупные реки — Восточный Арпачай (Арпа), Нахичеванчай и Вохи (Охичай).

На верхнем меридиональном участке долины р. Восточный Арпачай расположен Гендевазский лавовый поток, залегающий на пятой террасе высотой 110–120 м. В среднем продольном течении реки расположена широкая котловина, в склоны которой вложены низкие аккумулятивные (высотой 2–5, 18–20 м) и цокольные (высотой 40, 80, 180, 220 м) террасы. На первой террасе расположен молодой, позднеплейстоценовый моноклиальный вулкан Вайоцсор, прекрасно сохранивший свой первичный рельеф. Наиболее высокие (180–200 м) террасы увязываются с поверхностью позднеплиоценово-раннеплейстоценовых галечных Ахванадзорского и Азизбековского плато, расположенных в западной части котловины.

В долине р. Нахичеванчай также имеется ряд расширенных относительно огу-скающихся участков (Шахбузская котловина и др.), где накапливались поздне-плиоценово-раннеплейстоценовые валунно-галечные отложения, расположенные в настоящее время на высоте 300 м над дном долины. На склонах ее развиты надпойменные плейстоценовые террасы высотой 1–2, 5–10, 30–50, 80, 100, 150 м.

Террасы р. Вохи (высотой 2, 10–12, 20, 50, 70–80 и 170 м) тектонически повышаются (особенно пятая и шестая) на antecedентном участке долины при пересечении Хуступ-Катарского хребта. Эти деформации вызваны поднятием, связанным с оживлением Хуступ-Гирратахского разлома. В Кафанской котловине долина р. Вохи расширяется, на ее склонах сохранилось до восьми террас. Нижние террасы — аккумулятивные, позднеплейстоценовые; верхние террасы (100, 140–150 м) по корреляции с галечниками низовий Акеры — позднеплиоценовые [Думитрашко, 1962]. В низовьях р. Вохи террасы постепенно понижаются и сливаются с террасами р. Аракса.

Несмотря на интенсивное расчленение Приараксинских хребтов, отдельные части их водоразделов имеют плоские поверхности. На водоразделах Приараксинских хребтов сохранились реликты древних поверхностей выравнивания на высотах 700–900, 1000–1300, 1600–1700, 2000, 2800, 2940–3000, 3000–3600 м. Некоторые из них перекрыты мощными валунно-галечными отложениями. Формирование этих уровней относится к олигоцену, позднему миоцену, плиоцену и раннему плейстоцену [Абасов, 1970]. Основным периодом планации был поздний плиоцен. На Баргушатском хребте выделяются также миоцен-плиоценовые и миоценовые поверхности выравнивания на высотах 2400, 2800 и 3200 м [Зограбян, 1962]. Поверхности выравнивания отчетливо моноклиально деформированы и понижаются от водоразделов к предгорьям Среднеараксинских котловин.

Покровы валунно-галечных отложений мощностью до 40 м сохранились на поверхностях выравнивания высотой 1600–1700 м в Нахичеванской АССР.

Наиболее характерны они для плато Дашбаши (бассейн р. Гилянчай), поверхности Тагна и левобережья р. Нахичеванчай в районе Шахбуза. Мощные аллювиально-пролювиальные позднеплиоценовые галечники распространены на северном и северо-восточном склонах Даралагезского хребта, к северу от Биченагского перевала [А.А. Габриелян, 1964].

Впадины Арпа-Воротанской зоны заполнены мощными позднеплиоценовыми [Габриелян, 1964] озерными и речными отложениями и молодыми, позднеплиоценово-раннечетвертичными лавами Карабахского нагорья. Молодые, среднеплейстоценовые лавовые потоки отделяют друг от друга котловины на р. Воротан [Асланян, 1958].

На северо-западе Арпа-Воротанской зоны находится Шагапская синклинальная котловина, примыкающая с Среднеараксинскому прогибу. Она сложена среднеэоценовыми и олигоценовыми песчано-глинистыми породами, перекрытыми аллювиально-пролювиальными плейстоценовыми отложениями. На склонах долины р. Шагап расположено шесть надпойменных террас, над которыми поднимаются эрозионные террасы древней продольной долины палео-Шагапа.

В среднем течении р. Восточный Арпачай расположена обширная брахисинклинальная Арпинская котловина, отделенная от Шагапской поперечным антиклинальным поднятием. Арпинская котловина сложена средне- и верхнеэоценовыми туфогенно-осадочными отложениями и имеет низкорельеф, расчлененный в виде бедленда. Ее восточная и западная части заняты наклонными Ахавнадзорским и Азизбековским плато, покрытыми мощными позднеплиоцен-раннеплейстоценовыми галечниками пролювиально-флювиогляциального генезиса [Думитрашко, 1962; Думитрашко и др., 1962]<sup>1</sup>.

Высокие террасы и наклонные плато Арпинской котловины тектонически опущены и являются реликтами дна долины позднеплиоценовой р. палео-Арпы, которое соответствует аналогичным террасам р. палео-Шагап и является восточным продолжением древней долины этой реки через синклинальную Чанакчинскую котловину (Арац), расположенную на высоте 1200-1600 м. К аналогичной системе древней долины палео-Воротана относятся позднеплиоценовые галечники, приподнятые новейшими движениями на разделяющих котловины перевалах [Бальян, 1957].

О продолжающемся относительном прогибании дна котловины в плейстоцене свидетельствует понижение относительных высот лавовых потоков, простирающихся по долине правого притока р. Арпа - р. Елегис [Милановский, 1968б].

Еще восточнее, в верхнем течении р. Базарчай (Воротан), расположена Воротанская котловина, отделенная от Арпинской поперечным поднятием. Как и Арпинская, Воротанская котловина соответствует брахисинклинальному прогибу, зародившемуся в миоцен-плиоцене. В среднем плиоцене котловина была глубоко прорезана р. палео-Воротан, а позднее заполнена позднеплиоценовой сисианской озерно-диатомитовой толщей и потоками позднеплиоценовых и плейстоценовых лав, стекающих с Карабахского нагорья [Милановский, 1968б], которые расчленили котловину на ряд более мелких замкнутых участков. В котловине имеется до шести террас: низкие являются аккумулятивными, а средние и высокие врезаны в сисианскую диатомитовую свиту и среднеплейстоценовые лавы.

От места слияния рек Воротан и Шенатах начинается глубочайший (600-700, до 850 м) на всем Закавказском нагорье каньон р. Воротан шириной до 2,5-4 км, образование которого связано с разломом. На его склонах местами сохранились фрагменты террас на высотах 5-7, 20-25, 50-60, 110-140, 190-200, 250-400 и 470 м. Последние три, по-видимому, плиоценовые.

<sup>1</sup> По Л.Н. Зограбяну, Г.С. Абрамяну и др. (устное сообщение), часть этих галечников (у сел. Мартирос) представляет собой рисскую морену; другая часть (у сел. Заритап) имеет аллювиальный генезис (п р и м. р е д.).

Среднеараксинский межгорный прогиб подразделяется на Ереванскую (Котайкскую), Араратскую, Нахичеванскую и Джульфа-Ордубадскую впадины. Большая часть их заполнена мощными миоценовыми и раннеплиоценовыми молассаами, а также позднеплиоценовыми и плейстоценовыми отложениями, переслаивающимися с лавовыми потоками. На участках поперечных перемычек (например, в Волчьих Воротах) на поверхность выступают известняки среднего и верхнего палеозоя, а на Неграмском поднятии — комплекс пермских, триасовых, среднеюрских, верхнемеловых и эоценовых осадочных и вулканогенно-осадочных отложений.

Среднеараксинский межгорный прогиб является крупной наложенной структурой, возникшей в олигоцене — миоцене в результате дробления древнего фундамента и опусканий, разделивших его на ряд межгорных впадин [Милановский, Хаин, 1963].

С северо-запада Среднеараксинский прогиб ограничен крупным разломом (или флексурой), отделяющим его от Приараксинских хребтов. Вдоль него расположены минеральные источники, поля травертинов, а в Нахичеванской АССР — раннеплиоценовые интрузии и экструзии. По-видимому, мощный глубинный разлом, с которым связаны вулканы Большой и Малый Арарат, ограничивает Среднеараксинский прогиб и с юга [Милановский, Хаин, 1963].

Араратская котловина — наиболее крупная в Среднеараксинском прогибе. Она представляет собой межгорную синклиналиную впадину, преобразованную в грабен-синклинорий [Габриелян, 1948]. По А.Т. Асланяну [1949], это молодой некомпенсированный прогиб, наследующий такую же олигоцен-плиоценовую структуру.

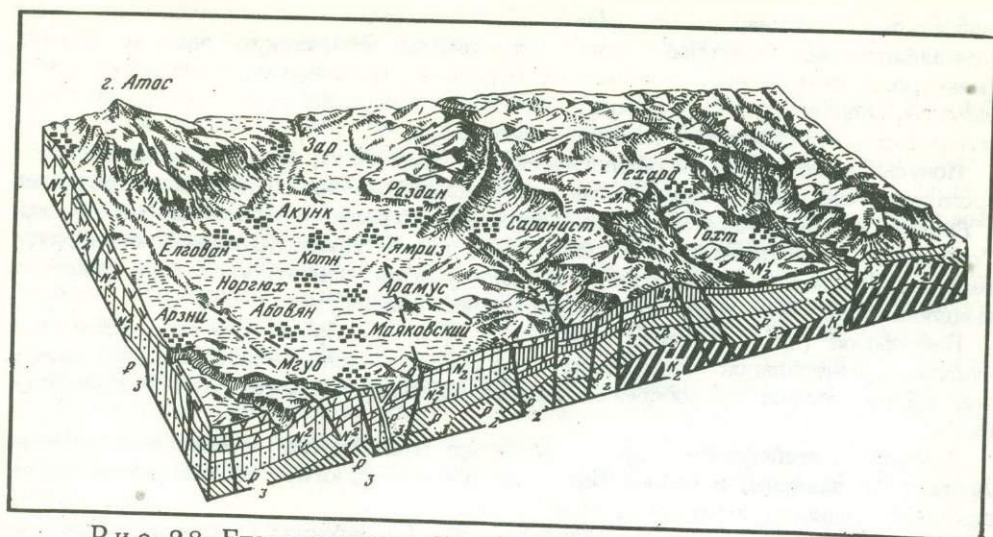
В последнее время буровыми данными под мощными неоген-антропогенными отложениями котловины выявлен ряд блоковых структур общекавказского и антикавказского простираения, неравномерно перемещенных по разломам. Отдельные центральные части котловины со структурами типа косоаклонных полугорстов раздробленного фундамента, погребенными неоген-антропогенными отложениями или выступающими на поверхность, испытали интенсивные новейшие и современные поднятия [Бальян, 1965, 1969].

На периферии котловины выделяются две ступени — верхняя, 1200–1600 м над ур. м., и нижняя, высотой 800–1000 м. Они разделены Енгинджа-Двинским разломом, продолжающимся под массив Арагаца [Бальян, 1969].

Верхняя ступень представлена предгорными денудационными и лавовыми плато (Егвартским, Котайкским, Советашенским, Давалу-Суренованским и др.; рис. 28). Они соответствуют северной части Среднеараксинского прогиба — Ереванской впадине, заполненной мощными отложениями олигоцена и миоцена, перекрытыми плиоцен-плейстоценовыми вулканогенными образованиями. Ереванская впадина отделена от расположенной к югу Араратской депрессии погребенным Енгинджинским поднятием, связанным с глубинным разломом и представляющим собой узкий горст [Асланян, 1954; Милановский, 1968б]. В юго-восточной части верхней ступени Араратской котловины расположены наклонные аккумулятивно-денудационные Давалу-Суренованское и Советашенское плато. Давалу-Суренованское плато представляет собой педимент в основании склонов Урцского хребта.

На поверхности плато аллювиально-пролювиальные отложения выклиниваются у подножий склонов Урцского хребта, где появляются неровные гряды и ступени, расчлененные временными потоками и свидетельствующие о продолжении процесса педиментации.

Аналогичный генезис имеет, по-видимому, и Советашенское наклонное плато, образованное в результате расчленения склона Вохчабердского хребта. Педимент Давалу — Суренованское плато впоследствии было перекрыто мощными (до 70 м) апшерон-плейстоценовыми аллювиально-пролювиальными галечными выносами р. палео-Азат. Плато имеет ступенчатый профиль, обусловленный разломами в субстрате [Думитрашко, Бальян, 1952].



Р и с. 28. Блок-диаграмма Котайкского плато [по Бальяну, 1969]

Нижняя ступень Араратской котловины сложена плейстоценовыми аллювиально-пролювиальными и озерно-речными отложениями (200–400 м), переслаиваемыми лавовыми покровами и залегающими на песчаниково-мергелистых соленосных и гипсоносных миоценовых отложениях (1400–1700 м), пестроцветных молассах верхнего олигоцена (800–1000 м) и флишевых сериях палеогена и верхнего мела. Поверхность котловины занята наклонными аллювиально-пролювиальными и аллювиальными террасированными равнинами.

Вдоль подножий гор основными формами рельефа являются конусы выноса, сложенные частично селевым материалом; местами имеются покровы травертинов мощностью до 10 м и более. Долина р. Раздан, нижний участок которой расположен в пределах аллювиально-пролювиальной равнины, врезана в глыбовые и столбчатые лавы, расположенные на галечниковых террасах высотой 12–13 и 22–25 м. Вниз по течению террасы понижаются и лавовые покровы погружаются под аллювиально-пролювиальные отложения. Высокие террасы Аракса (130 и 180–200 м) сохранились в Приереванском районе; здесь же, между Ереваном и Эчмиадзином, встречаются небольшие центры четвертичных лавовых извержений.

Значительную площадь Араратской котловины занимает слабонаклонная аллювиально-пролювиальная террасированная равнина, протягивающаяся на юго-восток до Волчьих Ворот. На ней местами встречаются невысокие останцы палеозойских известняков и других пород. Они отвечают поперечному Араратскому поднятию, отделяющему центральную часть впадины от ее восточного, Садаракского участка.

В долинах рек, пересекающих равнину, прослеживаются первая и вторая террасы, а на поверхности равнины – вторая, третья (15–17 м) и четвертая (40–50 м) террасы р. Аракс. Останцы более высоких террас сохранились к юго-западу от Еревана.

Аллювиальная террасовая равнина узкой полосой тянется по левому берегу р. Аракс. Она занята главным образом первой надпойменной террасой (2–3 м) р. Аракс, повышающейся в прирусловой части реки; между ней и аллювиально-пролювиальной равниной образовалось продольное понижение, большей частью заболоченное. Вдоль р. Аракс многочисленны старицы, расположение которых указывает на постепенное перемещение русла реки к югу.

Морфология речных долин Араратской котловины (рек Касах, Раздан, Азат) и особенности аккумуляции их выносов позволили наметить в центральной части котловины участки поднятий и компенсационных прогибов (Асланян, 1950; Бальян, 1965). Эти реки и другие мелкие притоки приносят огромные массы

аллювиально-пролювиального материала, который накапливается в зонах компенсационных прогибов вдоль окружающих Араратскую равнину крутых флексурных погружений, выявленных буровыми скважинами, гравиметрической съемкой, подчеркнутых дислоцированностью долеритов и сменой фаций под-долеритовых песчанисто-конгломератовых слоев.

Конусы выноса рек морфологически не выражены, хотя их аллювиально-пролювиальные наносы имеют большую мощность. Реки не направляются прямо к Араксу, а, разделяясь на рукава, блуждают по равнине параллельно его руслу. Соединяясь, они принимают перпендикулярное р. Аракс направление, образуя неглубокие врезы, намечающие, очевидно, участки поднятий. На этих участках выявлены зоны относительных гравитационных максимумов.

Небольшой (4-5 м) врез имеется в русле р. Аракс - в ее собственных наносах в центральной части равнины, на участке Маркара-Диза, и в параллельных ей сухоречьях правобережья Аракса (Каджар - Доганшалы - Дженетабад).

Крупные antecedentные врезы р. Аракс расположены у северной границы Араратской равнины, в районе Бахчалар, а также на юге, у выхода реки к Араздагской равнине и в районе Волчьих Ворот.

Нахичеванская котловина. Араратская котловина отделена от Нахичеванской блоковым поперечным поднятием Волчьих Ворот, сложенным среднепалеозойскими известняками, возвышающимися над поверхностью равнины на 400 м. Араратская и Нахичеванская котловины отличаются одна от другой рядом особенностей [Бальян, 1969]. Нахичеванская котловина сложена менее мощными четвертичными отложениями; в ней отсутствуют лавовые потоки, покровы и морфологические ступени, характерные для Араратской котловины. Подлавовый субстрат Араратской котловины имеет более сложную структуру. В Нахичеванской котловине в отличие от Араратской более широко развиты высокие террасы р. Аракс.

Нахичеванская котловина сложена олигоценowymi и миоценовыми соленосными и плейстоценовыми аллювиально-пролювиальными отложениями. В рельефе ее выделяются высокие аккумулятивно-денудационные плато, а также аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины, занимающие большую часть площади. В структурном отношении она представляет собой центральную, наиболее широкую зону Среднеараксинского прогиба. Максимально опущена юго-восточная часть, где аккумуляция осадков происходит и в современную эпоху. Центральный участок Нахичеванской котловины превращен в водохранилище, недавно сооруженное. В предгорьях Нахичеванской котловины по глубинному разлому, ограничивающему Среднеараксинский прогиб с севера, протягивается цепочка экструзивных куполов (Иландга, Алинджа, Нагаднйр и др.). Они прорывают отложения верхнего эоцена в виде пикообразных или конусообразных островных гор относительной высотой до 750 м.

По особенностям рельефа Нахичеванская котловина делится на три участка - Норашенский, Кыврагский и собственно Нахичеванский.

Норашенский участок охватывает Шарурскую равнину в низовье р. Восточный Арпачай. Ее рельеф в основном аккумулятивный и сложен современным аллювием р. Восточный Арпачай. На правом берегу Аракса (в Иране) аллювиальные отложения бронированы покровом плейстоценовых базальтовых лав. Шарурская равнина почти не расчленена, и лишь отвалы вдоль каналов оросительных систем придают ей некоторую всхолмленность.

Участок равнины, прилегающий к предгорьям, частично перекрытый позднелигоценово-нижнеплейстоценовыми галечниками, подвергался значительному эрозионному расчленению. Ее реликтами служат плоские останцы, на склонах которых обнажаются породы соленосной толщи миоцена.

Кыврагский участок образует поперечное поднятие, окаймляющее с юга Даралагезский хребет, и представляет собой высокое аккумулятивно-денудационное плато с цоколем из отложений миоцена, покрытым плащом валунно-галечных отложений и суглинков. Мощность аккумулятивного чехла возрастает в юго-западном направлении, к руслу Аракса, над которым плато образует

высокий уступ; породы цоколя постепенно погружаются под аллювий р. Аракс. На склонах плато в ряде мест развит бедленд, а на его поверхности встречаются травертиновые поля.

Нахичеванский участок занимает низовье р. Нахичеванчай, низкие террасы которой постепенно погружаются под современный аллювий Аракса.

Крупным элементом рельефа Нахичеванской впадины является плато Дуздаг, сложенное породами соленосной толщи миоцена, перекрытыми мощным (до 40 м) плащом позднеплиоценово-раннеплейстоценовых валунно-галечных отложений. Склоны плато расчленены густым лабиринтом бедленда.

Плато Дуздаг и Кыврагское в позднем плиоцене представляли собой обширную область аккумуляции валунно-галечных отложений на срезанном миоценовом субстрате. Но вследствие большой амплитуды новейших поднятий плато Дуздаг более приподнято, чем Кыврагское, а поверхность его более расчленена.

С юго-востока Нахичеванская впадина ограничена невысоким структурно-денудационным Неграмским плато, сложенным породами верхнего палеозоя, мезозоя, палеогена; поверхность его расчленена на ряд моноклиальных гребней. Река Аракс пропиливает плато глубоким (до 1000-1200 м) antecedentным ущельем.

Неграмское поднятие отделяет от Нахичеванской котловины Джульфа-Ордубадскую впадину. Она протягивается узкой полосой вдоль р. Аракс и заполнена в основном грубым валунно-галечным материалом конусов выноса левых притоков р. Аракс. Часть этого материала селевые и, по-видимому, флювиогляциальные отложения.

# ВПАДИНЫ МОРЕЙ

## АЗОВСКОЕ МОРЕ

Основная особенность рельефа дна Азовского моря — слабая расчлененность, небольшие глубины и монотонное их распределение с постепенным увеличением к центральной части моря. Максимальные глубины (14–14,5 м) несколько смещены к юго-западу. Глубины более 10 м занимают около 45% общей площади дна.

Геофизические и геологические исследования выявили неоднородность тектонической структуры дна моря [Маловицкий, 1965; Успенская, 1965, Судариков, 1965; Собакарь, 1966, и др.]. Северная его часть расположена на Южной окраине Русской платформы, средняя — в пределах эпигерцинской Скифской платформы, южная — в области передовых прогибов геосинклинальной зоны (рис. 29). Контакт допалеозойской и эпигерцинской платформ проходит южнее оконечностей северных кос и выражен продольным нарушением.

В области эпигерцинской платформы с севера на юг выделены Северо-Азовская (Ейско-Утлюкская) зона прогибов, Азовский вал с относительно высоким залеганием поверхности фундамента (1100–1200 м) и сокращенной мощностью мелового комплекса и южный склон эпигерцинской платформы в виде моноклинали с погружением фундамента и осадочного чехла к югу до 6–7 км. Граница Северо-Азовской зоны прогибов и Азовского вала фиксируется дизъюнктивными нарушениями в фундаменте и меловом комплексе. Переход к Индоло-Кубанскому прогибу, ось которого проходит в 12–13 км от линии берега Керченского и Таманского полуостровов, происходит по резкой флекуре, выраженной в фундаменте нарушениями, связанными с движениями альпийского цикла.

Кроме субширотных нарушений большое значение в структуре имеют глубинные разломы субмеридионального направления (Мелитопольский, Белосарайская зона разломов, коса Обиточная — мыс Казантип).

Движения по линиям нарушений создали дифференциацию единой субширотной зоны на относительно поднятые и опущенные блоки. Движения альпийского этапа вместе с кристаллическими породами затрагивают миоценовые, плиоценовые и более поздние отложения [Кравченко, 1965].

Намечаются разломы, формирующие более мелкие блоки, смещение которых в новейший этап развития, возможно, имело значение для образования областей аккумуляции в береговой зоне [Довгань, 1967].

Основные тектонические структуры акватории дна Азовского моря, как правило, не отражаются в третичном комплексе, который имеет спокойное моноклинальное залегание, осложненное цепочками локальных поднятий в пределах главным образом Азовского вала.

Несоответствие вытянутых в широтном направлении тектонических структур и типов рельефа дна, имеющих тенденцию к концентрическому распределению, показывает, что определяющим в их развитии был неотектонический, в особенности голоценовый этап, определивший формирование впадины моря, наложенной на более древний структурный план. В работе Д.Г. Панова и Ю.П. Хрусталева [1966] даны ориентировочные скорости вертикальных движений за последние 5000 лет, выявленные по глубине залегания континентальных новоэвксинских отложений на дне моря.

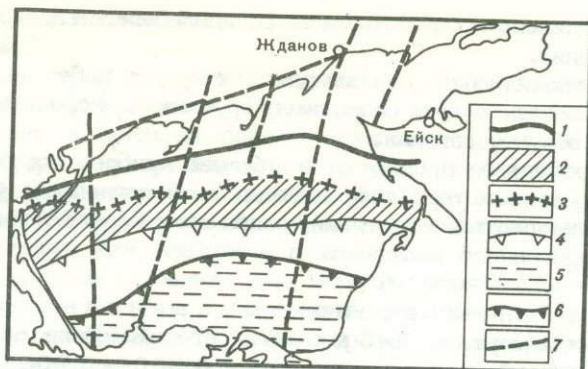


Рис. 29. Схема тектонических структур дна Азовского моря. Составила Р.А. Мамыкина

1 - контакт допалеозойской Русской и эпигерцинской Скифской платформ; 2 - Азовский вал эпигерцинской платформы; 3 - дизъюнктивные нарушения между Северо-Азовской зоной прогибов и Азовским валом; 4 - южный склон эпигерцинской платформы; 5 - Индоло-Кубанский и Керченско-Таманский периклинальные прогибы; 6 - субширотное нарушение на границе эпигерцинской платформы и передовых прогибов геосинклинальной зоны; 7 - основные линии разломов фундамента

Тектонический фактор в формировании впадины моря и рельефа дна был одним из ведущих наряду с эвстатическими изменениями уровня Азово-Черноморского бассейна [Невеский, 1961].

Современный рельеф дна - результат взаимодействия геологических, гидрологических, динамических и биологических условий, проявляющихся на фоне современных движений.

Типы рельефа морского дна выделяются по характерным глубинам, мощностям отложений со времени последней, новоазовской [Хрусталева, 1966] трансгрессии, в определенной мере отражающих направление и скорости тектонических движений, а также по наличию форм рельефа и преобладающим современным процессам.

Прибрежные абразионно-аккумулятивные равнины имеют глубину 0-6 м, среднюю мощность новоазовских отложений 0-1 м. Уклоны абразионной части профиля 0,003-0,01. Осадки представлены песками, крупноалевритовыми илами, ракушей. Их возраст около 2000 лет. Широко развиты абразионные террасы (бенчи), выработанные в коренных лёссовидных суглинках и глинах, и аккумулятивные формы (подводные продолжения кос, валы, грязевые вулканы в Темрюкском заливе). Надводные и подводные аккумулятивные формы сложены песчано-ракушечным материалом. В наносах кос Таганрогского залива преобладает кварцевый песок, на формах открытого моря - биогенный материал - ракуша [Мамыкина, 1961, 1974]. Особенностью прибрежных равнин является большая расчлененность по сравнению с другими районами и чередование участков размыва дна и районов аккумуляции.

Площади размыва составляют 20% общей площади поверхности дна и относятся к областям положительных и отрицательных движений [Мамыкина, Хрусталева, 1966]. Это указывает на обусловленность гидродинамическими причинами и дефицитом материала в береговой зоне. Абразии подвержены не только коренные породы берегов и дна, но также подводные и надводные аккумулятивные формы.

Узкие участки аккумуляции в виде современных кос в области размыва береговой зоны, возможно, связаны с линиями разломов. Залегание кровли древнеэвксинских отложений выше уровня моря к западу от кос и ниже уровня моря к востоку от них позволяет предполагать, что первопричиной аккумуляции явились неравномерные движения по обе стороны от линий разломов. Дальнейшее

развитие кос определено воздействием волн, вдольбереговых и придонных компенсационных течений.

Большая интенсивность углубления дна (Ахтарское побережье, южная часть Арабатской стрелки) тяготеет к областям погружения и, вероятно, также связана с тектоническими структурами дна.

Основным современным процессом в области прибрежных равнин является абразия, интенсивность которой обусловлена ветроволновыми условиями моря и распространением рыхлых отложений, слагающих берега и дно. Аккумуляция биогенного и терригенного материала в береговой зоне имеет второстепенное значение.

Аккумулятивно-абразионные равнины имеют глубины 6–10 м в открытом море, до 5–8 м в Таганрогском заливе; средняя мощность новоазовских отложений 1–3 м; уклоны дна 0,0001–0,0003. Гидродинамические условия соответствуют области транзита материала в связи с сильным воздействием на дно вдольбереговых ветровых течений. Характерно постепенное увеличение глубин, нарушаемое поднятиями дна в виде ракушечных банок (Железинская, Морская, Арабатская и др.).

Основные грунты дна – алевритовые илы с различной примесью ракуши и песка; преобладающий процесс – слабая аккумуляция, на глубинах 6–7 м – локальные размывы дна.

Аккумулятивные равнины центральной части моря с глубинами 10–14 м занимают около 45% общей площади дна, соответствуют области наибольших мощностей новоазовских отложений (более 5 м) и максимальной скорости погружения (до 3 мм/год); уклоны дна – менее 0,0001. В гидродинамическом отношении этот район наименее активен. Предельно выположенная аккумулятивная равнина центральной части моря сложена ритмичной толщей алеврито-глинистых илов и ракуши. Основной современный процесс – интенсивная аккумуляция. Источниками осадконакопления служат продукты разрушения берегов и дна, сток взвешенных и растворенных веществ рек Дона и Кубани, материал органогенного и эолового происхождения.

На подводных равнинах Азовского моря по геологическим данным ориентировочно намечаются контуры реликтовых форм рельефа – древних долин Дона, Еи, Кальмиуса, Молочной и др. [Хрусталеv, 1966]. Долины были заложены во время новозэксинской регрессии, когда дно моря представляло сушу, прорезанную долинами рек палео-Дона, палео-Молочной, палео-Салгира и др. Распространение в Азовском море вод последней черноморской трансгрессии создало условия для выполнения древних долин более молодыми осадками.

## ЧЕРНОЕ МОРЕ

Черное море представляет собой обширный внутриконтинентальный водоем, обладающий лишь ограниченной связью через узкий и мелководный Босфорский пролив с Мраморным и через него со Средиземным морем. Средняя глубина Черного моря 1301 м, максимальная – 2212 м. Приблизительно четвертая часть площади приходится на материковую отмель, очень широкую в северо-западной части моря и весьма узкую в его северо-восточной и южной частях. Внешний край отмели имеет среднюю глубину немного более 100 м. Верхний уступ материкового склона очень крут: зона с глубинами 200–1000 м занимает лишь 8,5% всей площади моря; 36,1% площади приходится на центральную глубоководную часть Черного моря (глубже 2000 м).

По характеру распределения глубин дна Черное море четко разделяется на две основные части: мелководную северо-западную, расположенную между Крымом и румынским побережьем, которая целиком представляет собой материковую отмель с глубинами от 0 до 100 м, и остальную, большую часть – глубоководную Черноморскую котловину с плоским ложем, довольно крутыми

и на многих участках сложнорасчлененными материковыми склонами и узкими каемками отдели.

Эти главные морфологические элементы дна Черного моря соответствуют двум основным тектоническим структурам: северо-западная мелководная часть моря лежит в пределах древней добайкальской Восточно-Европейской (Русской) платформы и примыкающей к ней с юга молодой эпигерцинской Скифской платформы, а глубоководной котловине соответствует Черноморская впадина — структурный элемент Альпийского эпигеосинклинального орогенного пояса.

До недавнего времени строение дна Черного моря было почти неизвестно. Однако за последние 15 лет в результате проведения детальных батиметрических, сейсмических (ГСЗ, МОВ, сейсмопрофилирование), магнито- и гравиметрических исследований, геологического изучения донных осадков и начавшегося бурения на акватории положение резко изменилось и сложились определенные представления о тектонической зональности и глубинной структуре земной коры в области Черного моря. Вместе с тем ряд вопросов строения, происхождения и возраста Черноморской впадины остаются еще неясными и дискуссионными.

В тектонической структуре впадины четко выделяются периферические зоны и центральная часть. Их граница местами приблизительно совпадает с границей плоского глубоководного ложа Черноморской котловины (изобатой — 2 км), местами же (например, к югу от Северо-Западного Кавказа) проходит внутри нее. Периферические зоны представляют собой фрагменты разновозрастных складчатых сооружений, вовлеченных в опускание Черноморской впадины и перекрытых чехлом морских отложений различной мощности (от 0 до 8–10 км). В периферических частях впадины выделяется прерывистая узкая кайма внешних зон, представляющих собой опущенные участки альпийских (мезозойских и раннекайнозойских) складчатых структур, и более широкая непрерывная полоса внутренних зон, образованных глубоко опущенными палеозойскими (герцинскими) и главным образом позднепротерозойскими (байкальскими, дальсландскими) складчатыми структурами. Внешние зоны, выраженные в рельефе шельфом и наиболее крутыми и резко расчлененными верхними частями материкового склона, расположены к югу от Горного Крыма, к югу от Северо-Западного Кавказа, к северу от Понта и к востоку от Странджи и Старой Планины в Болгарии. К югу от Крыма предполагается раннемезозойское (киммерийское) складчатое основание, покрытое мощной толщей верхнемезозойских и кайнозойских отложений, а на периферии Северо-Западного Кавказа — складчатые зоны, сложенные мелом — эоценом и несогласно перекрытые сравнительно маломощными (1–3 км) неоген-четвертичными осадками, довольно сильно нарушенными глыбовыми подвижками (Терехов, Хахалев, Маловицкий, 1970, 1971). Аналогичное строение имеет, по-видимому, южная краевая зона дна, примыкающая к Понту.

Внутренние зоны на тех участках, где они граничат с внешними, занимают нижние, более пологие части материкового склона, его подножие и кое-где краевые участки центральной глубоководной равнины, а местами, в северо-западной и восточной частях Черноморской впадины, распространяются на весь материковый склон, непосредственно примыкая к затопленной юго-западной части Скифской плиты и к опущенной западной части Грузинского срединного массива — Рионской впадине. Породы внутренних зон имеют, очевидно, мезокайнозойский возраст, а их нижняя часть, на отдельных участках с байкальским фундаментом, может относиться к палеозою.

Палеозойское или протерозойское складчатое основание во внутренних зонах несогласно перекрыто осадочным чехлом, мощность которого колеблется от 4–5 до 10–12 км. Чехол образует пологие брахиморфные структуры, выявленные сейсмическими исследованиями (например, поднятие Андрусова к югу от Крыма и Восточно-Черноморское к юго-западу от Абхазского побережья), но, как правило, слабо выраженные в рельефе дна. Исключение составляет район к северу от центрального участка Понта, между Инеболу и

Орду, где имеется ряд подводных хребтов и ложбин со сглаженным рельефом (хр. Архангельского и др.), отражающих пологие сводово-глыбовые деформации осадочной толщи.

В периферических зонах Черноморской впадины (особенно внутренних) мощность земной коры сокращается по сравнению с окружающей сушей главным образом за счет редукции "гранитно-метаморфического слоя"; у границы с центральной глубоководной частью впадины он полностью выклинивается<sup>1</sup>.

Как показали сейсмические исследования А.Ф. Непрочновой [1972], Я.П. Маловицкого, Ю.П. Непрочнова [1966] и др., центральная часть Черноморской впадины характеризуется субокеаническим строением земной коры, имеющей общую мощность 18-25 км и состоящей из "базальтового" (5-14 км) и осадочного (8-15 км) слоев. При этом в западной части впадины большей мощности достигает осадочный слой, а в восточной - "базальтовый". В верхней части осадочного слоя мощностью 3-4 км методом отраженных волн на значительной части площади впадины установлена четкая горизонтальная слоистость, строго параллельная поверхности дна моря. Горизонтальное положение границы осадочного и "базальтового" слоев позволяет предполагать, что и большая его часть залегает ненарушенно. (Однако в последнее время на некоторых участках впадины в верхней части чехла выявлены складчатые деформации).

Существует предположение, что исчезновение гранитного слоя в центральной части Черноморской впадины было связано с процессом "базификации" [Белоусов, 1960], или оттока вещества этого слоя под зоны смежных альпийских сооружений [Муратов, 1955].

Стратиграфический диапазон отложений, выполняющих центральную часть Черноморской впадины, достоверно не известен и трактуется резко различно. Одни исследователи (Маловицкий, Чекунов и др.) предполагают, что основная часть этих отложений и главный этап формирования Черноморской впадины относятся к позднему кайнозою (олигоцен - антропоген), другие считают время погружения впадины более длительным (М.В. Муратов) и даже допускают ее существование уже в палеозое [Милановский, 1965б, 1967, 1968б; Сорский, 1966; Гончаров, Непрочнова, Непрочнов, 1966 и др.].

О малой тектонической активности центральной части Черноморской впадины в настоящее время и в позднем кайнозое, а следовательно, о ее относительной древности свидетельствуют такие факты, как асейсмичность (в отличие от сейсмичных периферических зон), низкий тепловой поток, отсутствие региональных изостатических аномалий, отсутствие явлений центростремительной вергентности в обрамляющих впадину альпийских сооружениях, а также ненарушенное залегание неоген-четвертичных осадков на большей части впадины и идеально ровный рельеф ее дна. Все эти признаки резко отличают Черноморскую впадину от молодых глубоководных впадин Средиземного моря. Мощности осадков, накопившихся в центральной части Черного моря в течение голоцена (т.е. за 10 тыс. лет), составляют в среднем около 1,0-1,5 м. Если бы скорость седиментации в прошлом была неизменной, то накопление 15 км толщи осадков должно было бы продолжаться около 100-150 млн. лет, а с учетом уплотнения осадков - и более длительное время. Однако в действительности скорость осадконакопления в Черном море в плиоцен-четвертичное время была значительно выше, чем в предшествующие эпохи, в связи с ростом альпийских горных сооружений в плиоцене и плейстоцене. Главный источник терригенного материала, питающего Черноморскую впадину, - р. Дунай - возник не раньше конца плиоцена. Эти соображения приводят нас к предположению о значительной древности Черноморской впадины, существующей по крайней мере с мезозоя, а возможно, и с палеозоя, и о ее длительном погружении, темп

<sup>1</sup> В последнее время В.И. Москаленко и Я.П. Маловицкий (Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9) допускают присутствие маломощного гранитно-метаморфического "слоя" на среднем участке внутренней глубоководной зоны Черноморской впадины.

которого в целом резко усилились с конца миоцена<sup>1</sup>. Центральная часть впадины возникла, по-видимому, в области байкальского (или даже добайкальского?) консолидированного Мизийско-Закавказского массива, скорее всего, в результате процесса растяжения (или переработки?) континентальной коры. Периферические зоны стали вовлекаться в погружение позднее, позже всего погрузились самые внешние краевые участки впадины, представляющие собой опущенные и раздробленные фрагменты соседних альпийских складчатых сооружений.

Особенности строения материкового склона послужили основой для геоморфологического районирования Черного моря [Гончаров, 1965]. Выделяются следующие районы и подрайоны: I - северо-западный; II - южное побережье Крыма, с двумя участками - Центральным и Восточно-Крымским; III - Керченско-Таманский; IV - западная часть Кавказского побережья; V - восточная часть Кавказского побережья; VI - побережье Лазистана; VII - центральная часть Кавказского побережья; VIII - западное побережье Анатолии, состоящее из двух участков: подводного хребта Архангельского и центрального (Синоп-Инеболу); IX - западное побережье Анатолии с двумя участками - восточным и западным; X - юго-западное побережье (Босфор - Камчия); XI - ложе центральной котловины.

Обширное пространство в северо-западной части моря занято мелководьем. Край отмели отходит от берегов на расстояние до 150-200 км, где глубина меняется от 100 до 160 м. Глубже 115 м (к юго-востоку от устья Дуная и против Евпаторийского залива) отмечаются невысокие уступы, связанные, по-видимому, с древними погруженными террасами.

Материковый склон состоит из двух ступеней, разделенных тремя уступами. Вслед за материковой отмелью идет наиболее крутой и расчлененный долинами уступ склона. Ниже прослеживается первая ступень с глубинами 900-1300 м и небольшим расчленением. Далее идут две более пологие ступени, ограниченные снизу последним, третьим уступом высотой до 100-250 м. Подводные долины хорошо прослеживаются лишь до первой ступенеобразной поверхности, иногда и на ней; на нижней ступени они полностью затухают. На двух нижних ступенях прослеживается довольно большое поднятие Моисеева относительной высотой до 400-500 м, постепенно погружающееся с северо-запада на юго-восток. Согласно новейшим данным сейсмоакустического профилирования, это поднятие представляет собой "бескорневую" структуру аккумулятивного происхождения, образованную, возможно, далеко выдвинутыми в глубь моря выносами Дуная. Вдоль поднятия проходит единственная протяженная и глубоко врезанная подводная долина с очень крутыми внизу, но постепенно выполаживающимися выше бортами.

По направлению к Крымскому полуострову строение материкового склона меняется: ступени постепенно исчезают и склон приобретает вид единого уступа. Вдоль подножия склона к западу от меридиана Евпатории намечается узкий и неглубокий желоб. Резкий переход от склона к ложу впадины, наличие желоба и приуроченность к этой зоне эпицентров землетрясений позволяют предположить здесь разлом запад-северо-западного простирания.

У южных берегов Крыма, между Херсонесом и Гурзуфом, ширина отмели доходит до 35 км, а восточнее Гурзуфа она сужается до 6-7 км; глубина внешнего края здесь равна 75-85 м. В западной части материкового склона Крыма вслед за плавным переходом от отмели к склону идет единый уступ, резко сменяющийся ложем котловины. К юго-западу от мыса Айя протягивается подводный хребет, поверхность которого сильно расчленена. Хребет довольно быстро погружается под выровненное дно котловины; он прослеживается не дальше 45-50 км от берега.

<sup>1</sup> Это не исключает того, что в позднем миоцене обширные площади впадины могли быть временно выведены на дневную поверхность и подвергнуты денудации [Яншин, Маловицкий, Москаленко, Шимкус, Шлезингер. - Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1], после чего началось интенсивное опускание Черноморской впадины, не полностью компенсированное седиментацией.

К востоку от Ялты — Гурзуфа крутизна верхней части склона намного возрастает и местами превосходит  $30^{\circ}$ . Переход от отмели к склону резкий. Расчленение склона долинами и трещинами очень велико. Нижняя часть склона постепенно переходит в ложе котловины.

Таким образом, подводный рельеф центрального и восточного крымских участков различается весьма существенно. Граница между ними может быть определена зоной крупного поперечного субмеридионального разлома, проходящей примерно на долготе горы Аю-Даг; вдоль нее резко меняется простираение всех изобат. К этому разлому приурочены очаги большинства землетрясений к югу от Крымского побережья.

К югу от Керченского и Таманского полуостровов рельеф дна значительно упрощается. Широкая отмель (до 50 км) плавно переходит в спокойный сглаженный склон. На нем прослеживаются лишь две долины (от края отмели до глубин 1500–1700 м) и несколько террасовидных поверхностей на разных глубинах (от 80 до 135 м), разделенных невысокими уступами, которые, по-видимому, связаны с древними береговыми линиями. Продолжения складчатых структур Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа в рельефе дна не находят отражения.

В районе Кавказского побережья, от Анапы примерно до Гагры, рельеф дна тесно связан с тектоническим строением мегантиклинория Большого Кавказа. Ширина отмели уменьшается до нескольких километров, а иногда до нескольких сотен и даже десятков метров. Глубина ее внешнего края достигает 100–110 м, уменьшаясь в некоторых местах до 65–75 м. От Анапы и почти до Туапсе верхняя часть склона (до глубин 1200–1400 м) имеет большую крутизну — до  $15-17^{\circ}$ , а в некоторых местах более  $30^{\circ}$ .

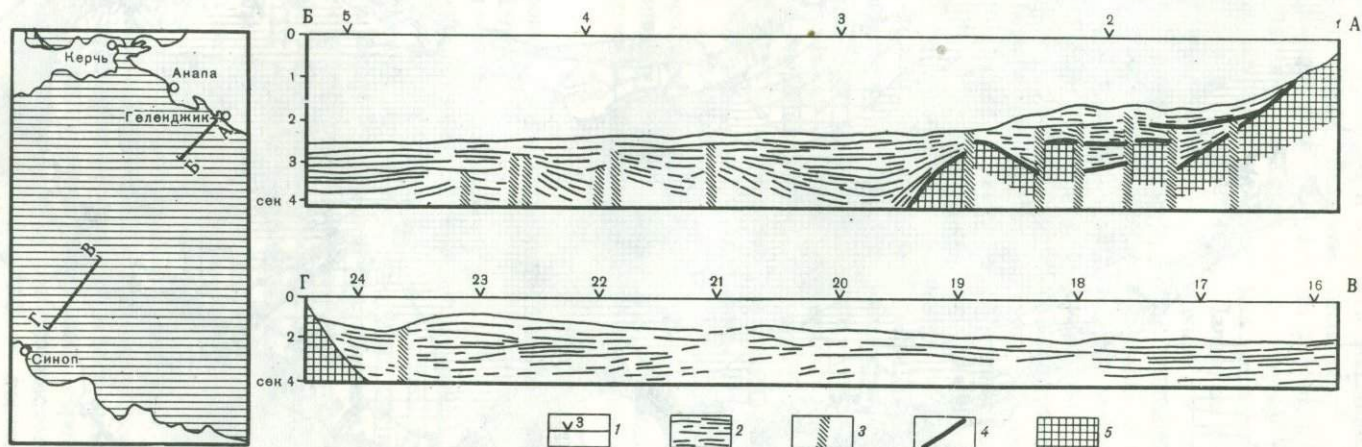
Вдоль п-ова Абрау склон довольно резко переходит в плоское дно желоба, простирающегося на северо-запад между параллелями Геленджика и Анапы. Крутые боковые склоны желоба, резкий переход ко дну, плоская поверхность которого осложнена узкой щелью, дают основание предполагать, что его происхождение связано с разломом. Однако данные сейсмоакустических исследований (Терехов и др., 1970, 1971) показывают, что этот желоб скорее затопленная эрозионная ложбина (возможно, палео-Кубани?).

Параллельно берегу, но дальше от него, чем желоб, располагается относительно невысокий подводный хребет, выраженный морфологически очень четко. Склоны его пологи и почти не расчленены, а вершинная поверхность выровнена. Северо-западное продолжение хребта постепенно переходит в материковую отмель Керченско-Таманского района, где оно не прослеживается.

В рельефе дна склона (до глубин 1600–1700 м) продолжается система поперечных разломов Северо-Западного Кавказа. Так, Молдавский и Кабардинский разломы ограничивают Неберджаевский прогиб, которому соответствует в рельефе дна прогиб против Цемесской бухты, представляющей собой, по-видимому, молодой грабен. Продолжение Геленджикского и Туапсинского разломов можно видеть в подводных долинах.

Небольшие хребты и поднятия, расположенные параллельно или под небольшим углом к линии берега, прослеживаются на участках Ольгинка-Лазаревское и Сочи — Гагра. Относительная высота их 300–500 м, а основания погружены на глубину 1400–1800 м. Хребты у Лазаревского лежат на продолжении осевой зоны Новороссийского синклинория, уходящего в море в районе устья р. Шахе. В области перехода к ложу центральной котловины на глубинах 1900–2100 м расположены гряды невысоких хребтов (относительной высотой 100–200 м), почти параллельных линии берега.

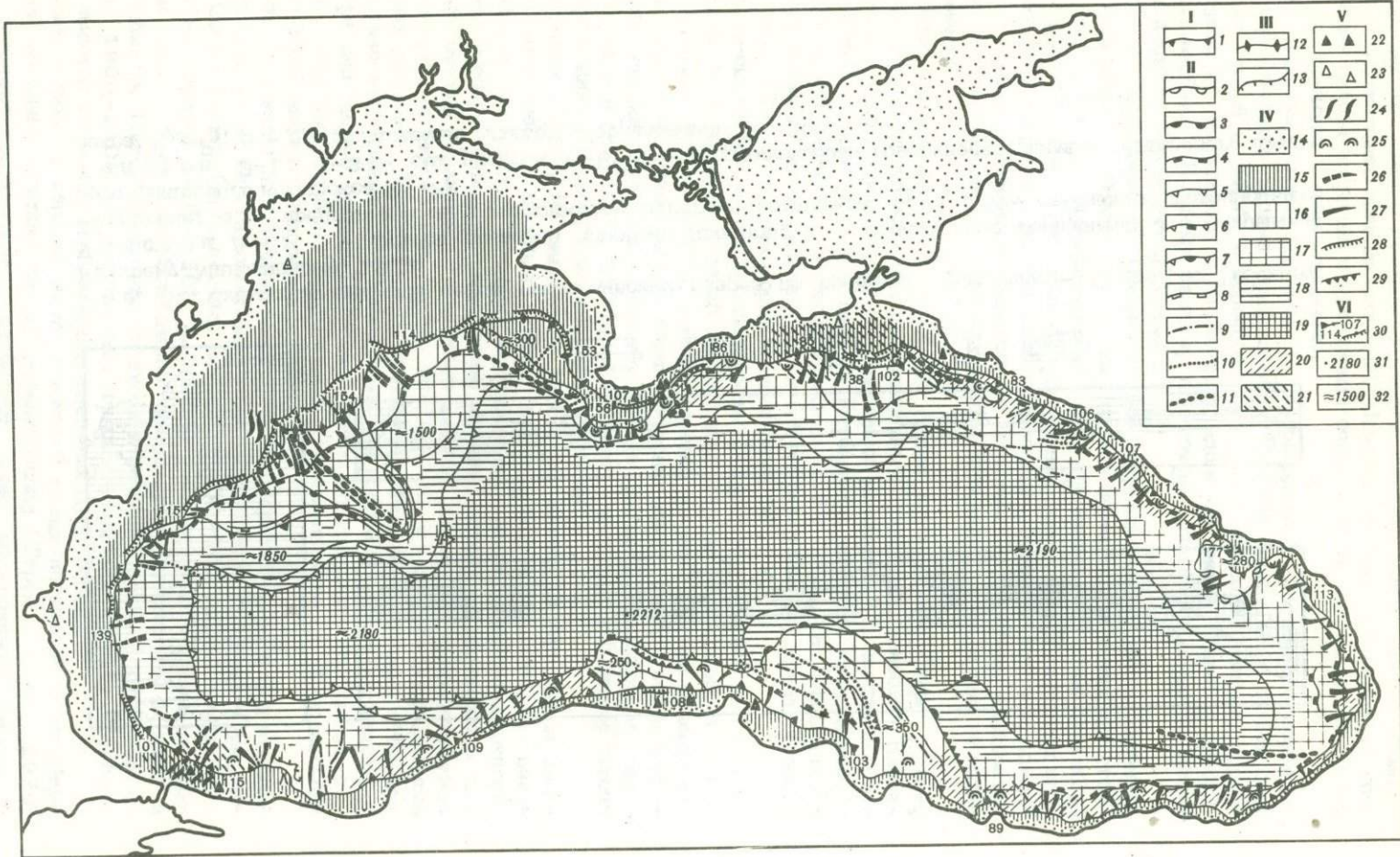
Изучение строения верхней части осадочной толщи восточной части Черноморской впадины методом сеймопрофилирования [Терехов и др., 1970, 1971], показало двухъярусную структуру зоны материкового склона в этом районе (рис. 30). Нижний ярус образует, очевидно, складчато-дислоцированный комплекс меловых и нижнепалеогеновых флишевых отложений опущенной части Новороссийского синклинория, косо срезанного береговой линией. На шельфе и в верхней, самой крутой части материкового



Р и с. 30. Схематизированный сейсмогеологический разрез по профилю Геленджик - Синоп [по Терехову, Хahalеву, Маловицкому, 1971]

Участок А-Б: 1 - пункты плановой привязки профиля; 2 - отражающие горизонты; 3 - разрывные нарушения; 4 - предполагаемая поверхность флишевого комплекса  $K_2-P_1$ ; 5 - отложения дислоцированного флишевого комплекса  $K_2-P_1$

Участок В-Г: 1-3 - см. участок А-Б; 4 - предполагаемая поверхность размыва флишевого комплекса  $K_2-P_2$ ; 5 - предполагаемые флишевые образования  $K_2-P_2$



склона этот ярус почти (или вовсе) не прикрыт более молодыми осадками, а ниже (в зоне шириной около 20 км) разбит продольными сбросами на несколько узких горстов и грабенов и погребен под несогласно залегающими молодыми, неоген-четвертичными осадками. Мощность осадков над горстами и грабенами резко различается (от 0,5 до 1,5 км); разделяющие их сбросы кверху постепенно затухают, и блоковые дислокации переходят в пологие (до 2-5°) коробления, выраженные в рельефе дна хребтами, описанными в районах Ольгинка - Лазаревское и Сочи - Гагра. Далее от берега прослеживается глубокий прогиб, полностью заполненный осадками, а за ним - зона отдельных невысоких пологих антиклинальных гряд, осложненных сбросами и затухающих или почти затухающих в верхах осадочной толщи. Эта зона имеет глубины до 1,8-2,1 км и ширину 20-30 км. Под этим слабдеформированным чехлом кайнозойских отложений на глубине нескольких километров можно предполагать киммерийское или домезозойское складчатое основание. На расстоянии 60-70 км от берега начинается плоское дно центральной глубоководной котловины (2,0-2,1 км), на котором доступная изучению верхняя часть осадочной толщи (мощностью до 2,5 км) залегает уже совершенно горизонтально.

К юго-востоку от Гагры характер рельефа материкового склона резко изменяется. Между Пицундой и Сухуми расположена Гудаутская отмель - хорошо выровненная подводная возвышенность с пологими, сглаженными склонами, вдающаяся со стороны суши в глубоководную зону и менее подвижная по сравнению с другими отрезками материкового склона Кавказского побережья. На глубинах 100-110 м прослеживается невысокий уступ, а ниже, на глубинах 130-140 м, встречаются холмы, неглубокие желобки и "промоины", возможно, субаэрального происхождения. Переход к склону очень постепенный (на глубинах 300-500 м). Склон расчленен расходящимися в разных направлениях оврагами и ложбинами, частично представляющими собой небольшие грабены. В нижних частях склона и у его подножия сейсмическими исследованиями [Непрочнов, Москаленко, 1969; Терехов и др., 1970, 1971] выявлены

Р и с. 31. Геоморфологическая карта Черного моря [По Гончарову, Непрочновой, Непрочнову, 1966]

Элементы геотекстур: 1 - граница между подводной окраиной материка и зоной материкового склона (материковая отмель). Элементы морфоструктур: 2 - возвышенности (контур); 3 - подножия горных сооружений; 4 - внешние края ступеней; 5 - подножия уступов; 6 - край ложа моря; 7 - то же, совпадающий с подножием уступа; 8 - то же, совпадающий с подножием горных сооружений; 9 - оси горных хребтов; 10 - оси депрессий; 11 - тектонические разломы. Поверхности выравнивания: 12 - край прибрежной отмели, не совпадающий с краем материковой отмели; 13 - край поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания иного возраста или уровня, чем прибрежная отмель. Морфоскульптуры (типы генетических однородных поверхностей): 14 - абразионно-аккумулятивная в зоне современного сильного волнового воздействия; 15 - то же, в зоне современного слабого волнового воздействия; 16 - аккумулятивная, с сохранением первичных неровностей в зоне низкогогорного рельефа; 17 - аккумулятивная, с выравниванием первичных неровностей в зоне низкогогорного рельефа; 18 - то же, в зоне слабохолмистого рельефа; 19 - предельная равнина неволновой аккумуляции; 20 - тектоническое раздробление, 21 - эрозионно-аккумулятивная (воздействие придонных течений). Отдельные формы или комплексы форм: 22 - абразионные останцы (подводные); 23 - то же, надводные; 24 - каменистые гряды; 25 - оползни; 26 - эрозионные долины и борозды; 27 - тектонические долины; 28 - погруженные древние абразионные террасы; 29 - тектонические уступы. Морфометрические показатели: 30 - глубины края отмели и поверхностей выравнивания; 31 - отметки глубин; 32 - средняя глубина поверхностей

отдельные крупные оползни кайнозойских отложений мощностью до нескольких сотен метров. Гудаутская отмель в целом отвечает крупному относительно пологому почти изометричному поднятию, которое по своему тектоническому характеру резко отличается от структур южного крыла Большого Кавказа и, очевидно, принадлежит к погруженному северо-западному продолжению Грузинского срединного массива.

У берегов Колхиды верхняя часть склона (до глубин 700–1000 м) очень сильно расчленена и имеет крутой уступ. Резкий переход от отмели к склону происходит на глубинах 100–110 м. Верховья крупных подводных долин подходят близко к берегу. Долины прослеживаются почти до самого подножия склона. Их тектоническая природа была подтверждена сейсмическими работами МОВ, проведенными вдоль побережья к югу от Кодори. Крупнейшие долины расположены над разломами, секущими толщу осадков иногда вплоть до верхнемеловых. Приустевой участок долины Риони приурочен к глубокому узкому субширотному грабену.

Восточному побережью Анатолии сопутствует очень сложный и крутой в верхней части (до 1200–1600 м) материковый склон. Он является продолжением склонов Восточно-Понтийского хребта, от которых отделен узкой (3–5 км) прибрежной отмелью. У подножия склона, к западу от мыса Перенит, проходит желоб, ограниченный с севера высоким уступом. Значительная линейная протяженность (150 км), резкая выраженность в рельефе и локализация в этой зоне эпицентров землетрясений позволяют связывать происхождение уступа с разломом.

К западу от Орду и Синопа строение материкового склона очень разнообразно. В этом районе расположено значительное горное сооружение, состоящее из нескольких крупных хребтов и депрессий между ними. Самый большой из хребтов – подводный хребет Архангельского – протягивается на расстоянии 40–80 км от берега и приблизительно параллелен ему. Восточная половина хребта имеет плоскую, почти горизонтальную вершину. К западу, по мере погружения, вершинная поверхность более изрезана. Склоны хребта расчленены слабо и, по-видимому, не подвергались субаэральной эрозии.

Ближе к берегу расположен второй хребет. Его гребень также выровнен до глубин 700–1000 м. Наиболее крутая и сильно расчлененная часть материкового склона – его верхний уступ – находится еще ближе к берегу. Различная степень расчленения вершинных поверхностей и склонов этих горных сооружений указывает на их общую древность по сравнению с уступом материкового склона и прибрежной отмелью.

Сейсмоакустический профиль, проведенный несколько восточнее меридиана Синопа, показал, что плосковершинные хребты и разделяющие их продольные депрессии сложены очень полого залегающими кайнозойскими осадками, несогласно налегающими на комплекс складчато-дислоцированных верхнемеловых (?) отложений Понта, круто погружающихся к северу в зоне материкового склона [Терехов и др., 1971]. Крутые, слабо расчлененные склоны хребтов отвечают сбросам и флексурам, по которым в позднем кайнозое происходили перемещения глыб.

Рельеф материкового склона Черноморского побережья Западной Анатолии сходен в общих чертах с восточноанатолийским участком: так же узок (до 5–6 км) шельф, верхняя часть материкового склона отличается небольшой крутизной. Подводные долины секут склон в различных направлениях и чередуются с поднятиями, которые прослеживаются в сторону больших глубин на значительном расстоянии.

К западу от Босфора и у болгарского побережья подводный рельеф значительно упрощается, сглаживается и с небольшими уклонами (1–3°) плавно снижается к ложу центральной котловины. Шельф расширяется до 35–50 км. Внешний край шельфа (или четко выраженный перегиб поверхности дна) расположен на глубинах 100–110 м.

Наиболее важной отличительной чертой дна глубоководной котловины является ее исключительная выровненность. Это огромная предельная равнина морской

аккумуляции, аналоги которой трудно найти среди равнин суши. Через центральную котловину было сделано большое количество профилей, но ни на одном из них не были обнаружены хотя бы незначительные неровности [Гончаров, 1962]. Максимальные глубины Черного моря расположены в центральных его частях, между Крымским полуостровом и Анатолийским побережьем, и приближены к южным берегам моря. По-видимому, ось погружения впадины проходит не по средней линии акваторий, а значительно смещена к югу.

На геоморфологической карте дна Черного моря [Гончаров и др., 1966] показаны важнейшие морфоструктурные элементы и типы генетически однородных поверхностей — волновые, аккумулятивные и эрозионные (рис. 31).

На карте показан край шельфа, являющийся границей между погруженной окраиной материка и "переходной зоной", к которой относится и материковый склон. Эта граница отделяет области с корой типично континентального типа от областей, где отмечается утоньшение и выклинивание "гранитного" слоя или где этот слой совершенно отсутствует. Нередко эта граница практически совпадает с краем прибрежной отмели, происхождение которой в отличие от материковой отмели (погруженной окраины материка) связывается с абразионно-аккумулятивным выравниванием в процессе миграции зоны волнового воздействия. Повсеместное положение внешнего края прибрежной отмели на глубине немного ниже 100 м, независимо от особенностей тектонических движений отдельных районов побережий Черного моря, очевидно, указывает на ее молодость, поскольку ранне- и даже среднелплейстоценовые морские террасы существенно дислоцированы. По всей вероятности, формирование прибрежной отмели было связано с абразионно-аккумулятивными процессами, происходившими в период позднеплейстоценового оледенения, во время которого уровень Черного моря понижался на 80–100 м по сравнению с современным.

## КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Каспийское море занимает крупную субмеридиональную депрессию, неоднородную по рельефу и геологическому строению (рис. 32). Обычно в связи с этой неоднородностью различают Северный, Средний и Южный Каспий. Северная часть Каспия — наиболее мелководная, ее южную границу условно проводят по изобате 20 м. Средний Каспий занимает обширную одноименную котловину, наиболее глубокая часть которой (до 788 м) называется Дербентской впадиной. Эта котловина отделяется подводной возвышенностью — Апшеронским порогом — от Южно-Каспийской котловины, максимальная глубина которой равна 1025 м. Котловины Среднего и Южного Каспия имеют асимметричные поперечные профили: их восточные борта более отлоги, зона мелководья шире, а максимальные глубины обеих котловин сдвинуты к их западным окраинам.

Северный Каспий занимает почти 1/3 площади моря, но на его долю приходится лишь 1% общего объема воды. Волга, Урал, Терек еще недавно приносили в Северный Каспий более 60 млн. т/год осадочного материала (в настоящее время в связи с сооружением различных гидротехнических объектов в долинах этих рек их твердый сток в Каспий сократился в 2–3 раза). До 20 млн. т/год осадков приносится ветром. Обильный приток осадочного материала обуславливает формирование в Северном Каспии обширной аккумулятивной равнины, поверхность которой благодаря малой глубине моря по всей площади подвержена воздействию волн и течений [Леонтьев, Халилов, 1965]. Существенно также, что дно Северного Каспия в течение плейстоцена неоднократно подвергалось то осушению, то затоплению. В результате для рельефа дна этой части моря весьма характерны различные субаэральные реликтовые формы, главным образом различные эрозионные формы и среди них так называемые бороздины — продолжения речных долин (рис. 33). Наиболее известны Уральская, на продолжении долины р. Урала, и Мангышлак-

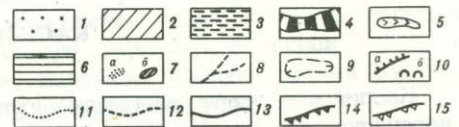
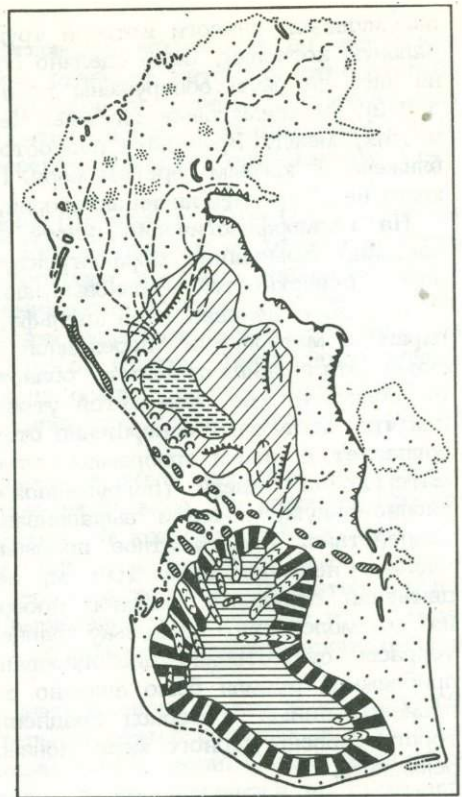
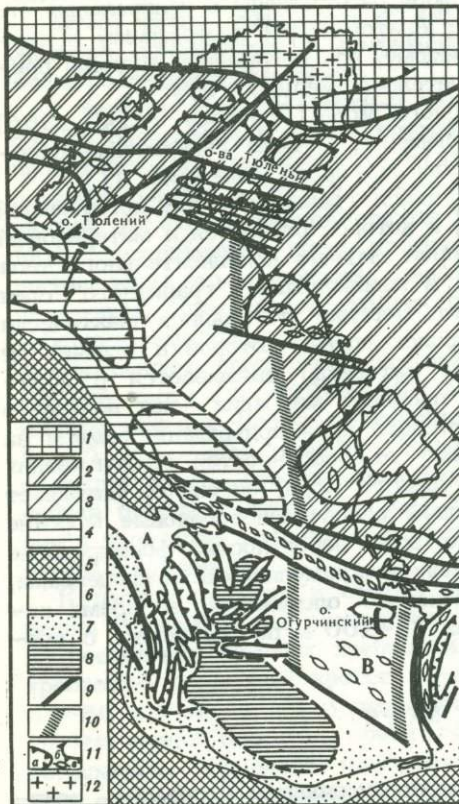


Рис. 32. Схема тектоники дна Каспийского моря. Составил О.К. Леонтьев

1 - докембрийская Русская платформа; 2 - эпигерцидская Скифско-Туранская платформа; 3 - Восточно-Каспийская моноклираль Туранской платформы; 4 - Терско-Каспийский передовой прогиб; 5 - мегантиклинорий Альпийско-Гималайского орогенного пояса; 6 - область новейшей и современной складчатости; А - Кобыстан, Б - Апшеронский порог и его восточное структурное продолжение, В - область погружения прикопетдагских структур; 7 - Куринская впадина и предгорные Приэльбурский и Прикопетдагский прогибы; 8 - субокеаническая Южно-Каспийская впадина; 9 - крупнейшие (в том числе глубинные) разломы; 10 - Восточно-Каспийская флексура; 11 - тектонические депрессии (а), сводовые поднятия (б), локальные поднятия (в); 12 - соляные куполы.

Рис. 33. Геоморфологическая схема дна и берегов Каспийского моря. Составил О.К. Леонтьев

1 - шельф; 2 - склоны Дербентской впадины; 3 - плоская аккумулятивная равнина дна Дербентской впадины; 4 - материковый склон; 5 - складчатые хребты Южно-Каспийской впадины; 6 - плоская абиссальная равнина Южно-Каспийской впадины; 7 - структурнообусловленные аккумулятивные отмели (а), структурнообусловленный абразионно-денудационный грядовой рельеф западного шельфа и Апшеронского порога (б); 8 - подводные долины; 9 - структурно-обусловленные впадины на склоне Дербентской котловины; 10 - уступы (а), подводно-оползневые формы (б)

Типы берегов: 11 - берега с непостоянным положением береговой линии, осушенные, 12 - дельтовые, 13 - аккумулятивные с пляжами, 14 - абразионные, 15 - стершие абразионные, с мертвыми клифами, скайпленными пляжами.

ская бороздины. Последняя образует четко выраженную подводную долину широтного простирания на дне Мангышлакского залива и является частью долины палеореки, некогда стекавшей с северного склона горного Мангышлака. По данным Л.И. Лебедева и др. [Геологическое строение и нефтегазоносность..., 1976], хорошо выражены также бороздины Волги и Эмбы. Из современных форм рельефа дна, связанных с деятельностью флювиальных (речных) процессов, следует назвать авандельтовую равнину Волги и врезанные в ее поверхность "банчины" — формы, образованные эрозионным действием потоков речных вод на приустьевом мелководье [Велевич, 1958]. На внешнем крае авандельты волнами построен "морской бар" — крупный подводный вал, местами временно осушающийся и образующий небольшие низкие островки.

С работой волн связано также образование аккумулятивных песчано-ракушечных банок и островов, представляющих собой, как это было показано ранее автором [Леонтьев, 1957, 1964], подводные и островные бары.

Вместе с тем, как неоднократно отмечалось, эти формы имеют и структурно-геоморфологическое значение, так как бары часто формируются на склонах или сводах активных тектонических поднятий.

В северо-восточной части Северного Каспия имеется также несколько слабо выраженных положительных форм рельефа, связанных с погребенными под новейшими осадками соляными куполами. Южная граница распространения солянокупольных структур, совпадающая здесь с южной границей докембрийской Русской платформы, отчетливо очерчивается также по гравиметрическим данным [Казаков и др., 1958; Геологическое строение и нефтегазоносность..., 1967].

Генетическим своеобразием отличаются аккумулятивные донные равнины крайнего юго-западного и северо-восточного участков описываемого региона. Большие массы взвешенного материала поступают сюда, приносимые нагонными ветровыми течениями, а в Кизлярский залив — также сточным Волжским течением. В результате тут образуются однообразные аккумулятивные донные равнины из алевритово-мелкопесчаных осадков. Море здесь быстро мелеет.

Чрезвычайно малый уклон подводного берегового склона способствует преимущественному развитию в пределах Северного Каспия весьма отмельных берегов с ветровой осушкой, отличающихся крайним непостоянством положения береговой линии, частыми и быстрыми ее миграциями в зависимости от сгонов и нагонов воды. Другой характерный тип берегов — дельтовый, но в настоящее время активный дельтовый берег по существу сохранился лишь на волжском взморье, а также в Аграханском заливе, где интенсивно растущая дельта основной протоки Терека — Аликазгана — почти полностью за последние 30–40 лет заполнила этот залив.

Геоморфологические и геофизические данные позволяют в настоящее время составить довольно отчетливое представление о глубинной геологической структуре Северного Каспия. Как уже упоминалось, северо-восточная его часть лежит в пределах краевой зоны докембрийской Русской платформы, будучи частью ее Прикаспийской синеклизы. Земная кора в центральной части этой синеклизы имеет своеобразное строение: здесь, по-видимому, отсутствует гранитный слой, и она близка по строению к субокеанической [Фоменко, 1972], но к периферии приобретает нормальное для материковой коры строение. С юга докембрийская платформа окаймлена эпигерцинской Скифско-Туранской платформой, главной структурой которой в пределах Северного Каспия является Промыслово-Бузачинская зона поднятий ("кряж Карпинского"). Еще южнее располагается другой структурный элемент этой платформы — зона Прикумских поднятий; обе эти зоны поднятий выражены в деталях рельефа дна, в особенности вторая зона, к которой относятся погребенные поднятия банок Жемчужной, Ракушечной, Большой Жемчужной, Безымянной, о. Тюленьего, Кулалинской.

Промыслово-Бузачинская зона, как указывает и ее название, широкой полосой следует от западного берега Каспия на Бузачи. С юга ее обрамляет прогиб, который хорошо выражен в рельефе в виде Мангышлакского залива

и продолжающей его на восток депрессии, отделяющей структуры Бузачи от Мангышлака. Лежащая южнее зона поднятий не находит своего непосредственного продолжения в мангышлакских структурах (как это предполагал ранее автор - см. Леонтьев, 1961, 1964), а, как показали Я.П. Мало-вицкий [см. Тектоника и нефтегазоносность..., 1970], Б.С. Романов и А.Ю. Юнов [1968], отсечена крупным разломом, протягивающимся от Аграханского залива к устью Урала. Надо заметить, что этой зоне разломов в своем простирании подчинена и Уральская бороздина. Обе положительные структуры Мангышлака - Тюб-Караганский и Беке-Башкудукский антиклинории - продолжаютя на дне Северного Каспия, но непосредственного их перехода в структуры западной части Северного Каспия не отмечается.

Эти структурно-геоморфологические особенности Северного Каспия находят отражение и в строении геофизических полей. Краине докембрийской платформы соответствует зона мозаичного гравитационного поля, зоне поднятий Скифско-Туранской платформы - поле положительных аномалий силы тяжести с четко выраженными локальными максимумами, приуроченными к отдельным поднятиям. Положительные аномалии характеризуют также мангышлакские структуры, но Предмангышлакский прогиб выражен четко проявившимся локальным минимумом силы тяжести.

Средний Каспий. Главным элементом рельефа дна Среднего Каспия является Среднекаспийская котловина, наиболее глубокую часть которой образует Дербентская впадина (макс. глубина 788 м). Впадина расположена ассиметрично по отношению к осевой линии Среднекаспийского бассейна, будучи сдвинутой к западу. Соответственно и поперечный профиль всей котловины отличается растянутостью склона впадины на востоке и коротким и более крутым западным ее склоном. Средний Каспий составляет более 1/3 площади моря, и на его долю приходится 34% объема воды Каспийского моря.

В рельефе дна Среднего Каспия обычно выделяют периферическую мелководную зону Каспия, которую подразделяют на северную, восточную и западную отмели, склоны Дербентской впадины и ее днище. Как показало глубинное сейсмическое зондирование, весь Средний Каспий, включая и дно Дербентской впадины, имеет кору материкового типа. Таким образом, Средний Каспий целиком представляет собой подводную окраину материка, и называть борта Дербентской впадины материковым склоном было бы так же неправильно, как, например, называть материковым склоном борта Кандалякшской котловины в Белом море.

По современным данным [Гальперин и др., 1962; Тектоника и нефтегазоносность..., 1970; Геологическое строение и нефтегазоносность..., 1976] в Среднем Каспии выделяются следующие важнейшие структурные элементы: Терско-Каспийский прогиб - альпийский краевой прогиб; охватывающий западный шельф, а также западную и юго-западную части Дербентской впадины; Центрально-Каспийская моноклиналь, соответствующая северному и восточному склонам Дербентской впадины и представляющая собой погруженную часть Туранской платформы; затопленная окраина Туранской платформы, охватывающая восточный шельф Среднего Каспия. Последние два структурных элемента четко разделяются Восточно-Каспийской флексурой, имеющей меридиональное простирание [Геологическое строение и нефтегазоносность..., 1976]. Важную роль в тектонике восточной части Среднего Каспия играют также крупные субширотные разломы: один - на севере, на границе с Беке-Башкудукским антиклинорием, другой - в центре, ограничивающий с юга крупный положительный структурный элемент Туранской платформы - Песчаномысско-Ракушечную зону поднятий, и третий - на юге, отделяющий Туранскую платформу от Апшеронско-Прибалханской зоны новейших поднятий, о которой речь пойдет несколько позже.

Терско-Каспийский прогиб соответствует полю отрицательных аномалий силы тяжести, тогда как большая часть Центрально-Каспийской моноклинали и прибрежной окраины Туранской платформы - положительным аномалиям.

Переходя непосредственно к описанию рельефа дна Среднего Каспия, начнем это описание с отмели. Северная отмель, большая часть которой в структурном отношении является частью Центрально-Каспийской моноклинали, представляет собой аккумулятивную равнину, сложенную песчано-ракушечными карбонатными и песчаными и крупноалевритовыми терригенно-карбонатными осадками. Характерной особенностью являются многочисленные реликтовые русловые формы, которые на глубинах 50-100 м восточнее Махачкалы образуют сложное переплетение, истолковываемое Л.И. Лебедевым и его соавторами [Геологическое строение и нефтегазоносность..., 1976] как древняя дельта Волги. Бровка шельфа лежит на глубинах, близких к 100 м. Западный, предкавказский шельф в основном приурочен к Терско-Каспийскому прогибу. На северном своем участке он соответствует Терско-Сулакской впадине, и прогибание тут полностью компенсировано осадконакоплением. Шельф здесь представляет собой монотонную аккумулятивную равнину, с запада он ограничен аккумулятивными береговыми формами - Аграханским полуостровом, небольшой дельтой Сулака, в настоящее время интенсивно размывающейся, и отрезком аккумулятивного побережья с днами, протягивающегося от Махачкалы до устья Сулака. К югу от Махачкалы прибрежная часть шельфа расположена в пределах сильно нивелированных денудацией и абразией брахиантиклинальных структур так называемой Морской антиклинальной зоны Восточного Дагестана [Леонтьев, Варущенко, 1976]. Работами, которые проводились тут под руководством автора этих строк в течение ряда лет, было, в частности, выявлено, что наиболее характерный и имеющий структурно-геоморфологический интерес тип рельефа здесь - это грядовой бенч в его различных вариантах, характеризующийся распространением асимметричных гряд известняков-ракушечников сарматского возраста, образующийся в результате препарировки выходов этих прочных пород абразией и денудацией [Леонтьев, 1948]. Путем картирования этих гряд были выявлены характерные региональные разломы, а также система складок-брахиантиклиналей (Дузлак-море, Берикей-море, Инче-море, Ачису-море и др.), которые и образуют в совокупности Морскую антиклинальную зону. Морским бурением была подтверждена промышленная нефтегазоносность одной из этих складок. Показано, что Избербашская и Дербентская структуры также относятся к этой зоне [Леонтьев, Мякокин, 1972; Леонтьев, 1973; Бурштар и др., 1974; Леонтьев, Варущенко, 1976].

Важным элементом рельефа являются подводные валы, сформированные морским волнением в прибрежной полосе шельфа, а также резко переуглубленные ложбины между грядами, в формировании которых, видимо, главная роль принадлежит ветровым течениям. На глубинах около 4-6, 14-16, 20-24 м были обнаружены следы древних береговых линий в виде реликтовых абразионных и аккумулятивных береговых форм.

Берег Дагестана преимущественно аккумулятивный, построенный деятельностью волн и прибой, абразионные участки крайне незначительны по своим размерам. Берег Самурско-Дивичинской низменности на значительном протяжении подвержен размыву. Шельф здесь выражен в виде узкой аккумулятивной равнины, на расстоянии 3-4 км от берега сменяющейся резко очерченной бровкой склона Дербентской впадины. Напротив дельты Самура, также подверженной в настоящее время размыву вследствие сократившегося твердого стока этой реки (в связи с гидротехническим строительством в ее долине), были выявлены следы древней затопленной дельты этой реки.

Южный отрезок западного шельфа имеет в строении рельефа много общего с дагестанским. Здесь также распространены моноклинальные гряды, очерчивающие контуры складчатых структур, но в отличие от дагестанского шельфа тут они сложены песчаными продуктивной толщью и известняками апшерона.

Восточный шельф Среднего Каспия отличается значительной шириной и небольшой мощностью поверхностных осадков, представленных здесь исключительно ракушей, карбонатными песками и алевритами. У берега многочисленны выходы дочетвертичных (миоценовых) пород. Характерны также различные грядовые формы рельефа, представляющие собой реликты литифицированных

хазарских и хвалынских береговых валов, системы которых образуют крупные, большей частью затопленные древние береговые бары. Интересны также переуглубленные впадины, которые, видимо, являются вскрытыми абразией бессточными впадинами типа тех, которые распространены на Южном Мангышлаке [Леонтьев и др., 1976]. Западнее Кара-Богаз-Гола подводный грядовой рельеф связан с реликтами литифицированной хазарской пересыпи Кара-Богаз-Гола. Бровка шельфа на большем ее протяжении находится здесь на глубинах более 100 м. Как и на восточном шельфе, тут выделяется несколько древних береговых линий, выраженных чаще абразионными подводными уступами. Встречены также реликты затопленных долин — к югу от Тюб-Карагана, а также на прикарабогазском участке шельфа. Геоморфологические и сейсмические данные позволяют в пределах восточного, или примангышлакского, шельфа выделить три крупные платформенные структуры — Песчаномысскую, прогиб Казахского залива и Кара-Богазский свод. Восточные берега Среднего Каспия в недавнем прошлом были почти все абразионные, но сейчас к подножиям отмерших в связи с падением уровня моря клиффов, выработанных в миоценовых и палеогеновых породах, прилегают защищающие их широкие пляжи. Имеется также несколько крупных замыкающих аккумулятивных форм — Песчаномысская, мыс Ракушечный, коса Кендерли, а также Кара-Богазская пересыпь.

Крайне интересен в геоморфологическом отношении зал. Кара-Богаз-Гол. Геоморфологический анализ позволяет считать, что он сформировался в результате абразии берегов системы риасовых заливов, образовавшихся еще в верхнем плиоцене благодаря подтоплению низовьев древней реки Карын-Жарык, некогда стекавшей с Мангышлака, а также ее притоков [Леонтьев, 1961]. На его бортах сохранилась целая серия морских террас, а значительные пространства обсохшего дна заняты соляными равнинами с характерными микроформами в виде полигональных отдельностей и торосов.

Северный борт Дербентской впадины, лежащий в пределах Центрально-Каспийской моноклинали, представляет собой расчлененную ложбинами мутьевых потоков наклонную равнину, в средней части которой отмечается четко выраженная ступень. Эта ступень выражена также на южной и восточной окраинах впадины, причем в последнем случае ее положение совпадает с упоминавшейся выше Восточно-Каспийской флексурой. Л.И. Лебедев [1961] описываемую ступень рассматривает как древний (вероятно, плиоценовый) шельф. В нижней части северного склона Дербентской впадины хорошо выражен конус выноса мутьевых потоков. Западный борт Дербентской впадины отличается максимальной крутизной и холмисто-западинным рельефом, обусловленным широким развитием подводных оползней. На восточном борту впадины кроме уже упоминавшейся ступени должны быть отмечены: подводная Песчаномысская возвышенность с сильно расчлененным древними эрозионными формами, покатым западным и крутым южным склонами; две впадины, получившие название Северной и Южной впадин Среднего Каспия [Лебедев, 1961], долинные формы — одна к югу от Песчаномысской возвышенности, а другая, по-видимому, представляющая собой продолжение долины палеореки Карын-Жарык [Рихтер, Маев, 1955; Леонтьев, 1961]. В верхней части склона, вероятно, наблюдается эпизодический смыв материала донными течениями, большая же часть восточного борта представляет собой пологонаклонную равнину, сложенную с поверхности слабоизвестковистыми илами и алевролитами.

Дно Дербентской впадины — это плоская равнина, подобная плоским абиссальным равнинам других морей, сложенная глинистыми илами. Как отмечают Л.И. Лебедев и др. [Геологическое строение и нефтегазоносность..., 1976], в генетическом отношении осадки, слагающие донную равнину впадины, — турбидиты, и, следовательно, их происхождение связано главным образом с мутьевыми потоками и подводными оползнями северного и западного бортов впадины. В целом Дербентская впадина может рассматриваться как очень молодая часть Терско-Каспийского прогиба, не компенсированная осадконакоплением, несмотря на высокий темп осадкообразования (до 100 мм/тыс. лет).

Апшеронский порог и Южный Каспий. Площадь Южного Каспия составляет несколько меньше 40% всей площади моря, а объем воды — около 65%. Это самая глубокая часть Каспия. С севера его отделяет от Среднего Каспия Апшеронский порог — широтно ориентированная подводная возвышенность, имеющая сложное геологическое строение и своеобразный рельеф.

Апшеронский порог представляет собой антиклинальную зону, которая связывает Апшеронский район периклинального погружения Большого Кавказа с Прибалханской областью Западной Туркмении. Она состоит из ряда брахиантиклинальных складок, начинающихся на северном шельфе Апшеронского полуострова, захватывающих его восточную часть, далее продолжающихся на восток, в море, и появляющихся вновь на суше п-ова Челекен и в Прибалханском районе. Складки сложены плиоценовыми и четвертичными отложениями.

М.В. Кленова [Кленова и др., 1962] выделяет на Апшеронском пороге четыре участка, отличающихся по строению рельефа. Первый, северо-западный участок является отмелью северного побережья Апшеронского полуострова. Дно здесь имеет сложный рельеф каменистых банок, гряд, подводных камней, островов, подводных грязевых вулканов, связанных с молодыми брахиантиклинальными структурами. Характерны поверхности, выровненные деятельностью донных течений, названные Е.Г. Маевым [1974] стримфлетами.

Второй участок характеризуется мелкорасчлененным рельефом в районе о. Жилой — Нефтяные Камни и относительно выровненным к северу от него. Мелкие, но довольно контрастные формы донного рельефа связаны с обнаженными выходами коренных пород брахиантиклинальных поднятий (о-ва Артема, Жилой, Нефтяные Камни). Имеются также песчано-ракушечные гряды, образованные деятельностью штормовых течений.

Центральный участок порога отделяется с запада заметным уступом и имеет наибольшие глубины (почти до 200 м). Он представляет собой меридиональную депрессию, лежащую на продолжении Южной впадины Среднего Каспия. Полого наклоненное к северу дно депрессии на южной стороне порога обрывается крутым уступом, расчлененным подводными каньонами. На западном и южном склонах депрессии расположены брахиантиклинальные поднятия.

Восточный участок порога занимает почти половину всей его площади и постепенно сливается с шельфом, окаймляющим Красноводский полуостров. В осевой зоне этого участка глубины менее 100 м и постепенно уменьшаются к востоку. Здесь расположены банки Ливанова, Губкина, Жданова, ЛАМ, представляющие собой брахиантиклинали, осложненные грязевыми вулканами. Они расположены на одной оси с возвышенностью Чохрак, образующей структурную основу п-ова Челекен.

На Апшеронском пороге широко распространены участки дна, лишенные современных осадков, представляющие собой выходы древнекаспийских глин [Кленова и др., 1962], которые, как это было впоследствии показано Л.И. Лебедевым и Е.Г. Маевым [1963], имеют хвалынский и предновокаспийский возраст, хазарских и ачкагельских ракушечников. На всех банках обнажаются плиоценовые песчаники и известняки, часты выходы сопочной брекчии. Это указывает на широкое распространение на большей части Апшеронского порога подводных денудационных процессов.

Главным фактором подводной денудации являются, очевидно, штормовые течения, возникающие при жестоких северных ветрах. Они же создают и грядовой аккумулятивный рельеф.

Господство подводной денудации на Апшеронском пороге косвенно указывает также на преобладание в этой области дна восходящих тектонических движений.

Широкий шельф, окружающий котловину Южного Каспия, занимает особенно большую площадь на востоке и ограничен здесь четко выраженной бровкой. В северной и северо-западной частях моря переход от шельфа к ложу глубоководной котловины осложнен системой подводных хребтов, вдающихся далеко в пределы глубоководной котловины, вследствие чего контуры ее дна при-

обретают сложные извилистые очертания, а понятие "материковый склон" получает лишь условный характер.

Значительная часть этих хребтов имеет северо-западо-юго-восточное направление, а затем, по мере увеличения глубин, субмеридиональное и меридиональное. Об их тектонической природе можно судить по строению расположенных на шельфе западного побережья банок и островов (Булла, Дуванный и др.), которые лежат на продолжении брахиантиклинальных гряд и грязевых вулканов прибрежной суши [Соловьев и др., 1960]. Морская геологическая съемка, сейсмические исследования и бурение показали, что эти молодые структуры сложены бакинскими и хазарскими отложениями; широкое развитие на них имеет грязевой вулканизм [Путкардзе, 1958; Шарков, 1964].

Самое южное из этих структурных поднятий на западном шельфе — о. Куринский Камень. К югу от него шельф быстро суживается, выходы коренных пород исчезают. Бровка шельфа приобретает простые очертания, материковый склон становится крутым и узким. По-видимому, такое же строение имеют шельф и материковый склон у Иранского побережья.

Берега западной части Южного Каспия на большом протяжении аккумулятивные, но на Апшеронском полуострове и кобыстанском отрезке побережья многочисленны участки коренных абрадируемых берегов. Отмечается современный интенсивный размыв дельты Куры и Куриной косы.

Шельф восточной части Южного Каспия отличается большой шириной и равнинным рельефом. Наиболее заметными неровностями здесь являются меридиональные возвышения дна о. Огурчинского и банки Ульского к югу от п-ов. Челекен. Геофизическими исследованиями тут обнаружено несколько погребенных поднятий субмеридионального простирания, а на южном окончании одного из них расположен подводный грязевый вулкан [Соловьев и др., 1960].

Строение шельфа в восточной части Южного Каспия сходно с рельефом прибрежной равнины Западной Туркмении, где под толщей эоловых (вернее, перевеянных) морских и дельтовых отложений вскрыта система погребенных поднятий области погружения Копет-Дага. Шельф восточной части Южного Каспия представляет собой непосредственное продолжение этой области. В северной части материкового склона обнаружено несколько подводных антиклинальных хребтов восток-северо-восточного простирания, близкого к простиранию погребенных поднятий на шельфе. Кроме того, вдоль южной окраины шельфа по геоморфологическим признакам выделяется крупная зона погребенных поднятий восток-юго-восточного простирания (Вал НИИМГ'Э), которая с юга обрамлена разломом, а с запада — уже упоминавшейся ранее Восточно-Каспийской флексурой [Кулакова и др., 1974]. Берега восточной части Южного Каспия исключительно аккумулятивные.

Восточная часть материкового склона впадины Южного Каспия отличается значительной шириной и неровным рельефом, связанным с подводными оползнями, и, вероятно, деятельностью мутьевых потоков. Дно Южно-Каспийской впадины в южной части плоское и представляет собой абиссальную равнину, возникшую в результате накопления огромной толщи осадков, под которой погребены все неровности первичного (тектонического) рельефа. Юго-восточный участок впадины занят крупным конусом выноса, формирующимся под действием мутьевых потоков, стекающих с материкового склона [Агапова, Кулакова, 1973].

В северной части впадины рельеф дна образован узкими понижениями с плоскими днищами (глубиной более 800–900 м), чередующимися с хребтами. Довольно четко они разделяются на две системы: северо-западную, связанную с новейшей складчатостью Южного Кобыстана и Апшерона, и северо-восточную — область погружения складок Прикопетдагской зоны.

На западном шельфе Южного Каспия преобладают терригенные пески, в формировании которых, вероятно, значительную роль играют грязевулканические продукты; на восточном шельфе велика роль карбонатных оолитовых и ракушечных осадков. Борты и дно Южно-Каспийской впадины выстланы алевроитовыми и глинистыми, сильнокарбонатными осадками.

Дислоцированность осадочного чехла и строение донного рельефа свидетельствуют о том, что Южно-Каспийская впадина, особенно в северной части, в настоящее время охвачена интенсивным процессом складкообразования. Результаты глубинного сейсмического зондирования показывают, что земная кора в котловине Южного Каспия — субокеаническая. В ее строении отсутствует гранитный слой, мощность базальтового слоя достигает 15 км, а осадочного — 20—25 км.

Разрастание молодой складчатости в пределы субокеанической Южно-Каспийской котловины указывает на ее реликтовый характер. Очевидно, здесь происходят интенсивная "переработка" океанической коры и заполнение геосинклинального прогиба новейшими складками как со стороны Кавказа, так и со стороны Копет-Дага. По всей вероятности, Южно-Каспийская впадина, как и Черноморская, а также Балеарская, Тирренская, Ионическая котловины Средиземного моря, представляет собой реликт океана Тетис, простиравшегося в палеозое — мезозое от Атлантики до Индонезии. Таким образом, это древнейший структурный элемент дна Каспийского моря. Напротив, самыми молодыми элементами являются Апшеронская зона поднятий и хребты северной части Южного Каспия вместе с их продолжениями на шельфе. Молодым элементом структуры дна (олигоцен—миоцен) является Дербентская впадина и прилегающая к ней с северо-запада шельфовая часть Терско-Каспийского прогиба [Хаин, Милановский, 1963]. Резкое углубление прогиба в его морской части произошло в позднем плиоцене.

Еще в среднем плиоцене весь Средний и Северный Каспий был сушей. "Древний шельф" Л.И. Лебедева, возможно, был выработан в начале акчагыла, когда уровень моря был еще значительно ниже современного. Современные равнины шельфа формировались в ходе многократного их затопления и осушения в течение верхнего плиоцена и четвертичного времени.

## ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ КАВКАЗА

Народнохозяйственное значение изучения рельефа горных областей общеизвестно, и влияние его на освоение природных ресурсов многопланово.

Формирование рельефа Кавказа укладывается в рамки позднеорогенного этапа альпийского цикла. Особое значение в современном его облике приобрели разнонаправленные вертикальные неотектонические движения, создавшие контрастность и поясную зональность рельефа, наблюдаемую в настоящее время. В этой связи становится очевидным, что геоморфологическое изучение Кавказа имеет большое значение при выборе и эксплуатации площадей под сельскохозяйственные культуры, для гидроэнергетического, дорожного, промышленного и гражданского строительства, для освоения горных и приморских территорий в оздоровительных и туристических целях, при выборе мероприятий по защите от стихийных явлений, по борьбе с эрозией, оползневыми и обвальными явлениями, снежными лавинами, селями и т.д.

В этом аспекте важное место отводится и детальным геоморфологическим исследованиям морских берегов и подводного берегового склона, в особенности на Черноморском побережье.

Геоморфологические методы применимы и перспективны для прогнозирования поисковых площадей различных полезных ископаемых. При поисках погребенных нефтегазоносных структур в предгорных и межгорных прогибах методы морфоструктурного анализа дали весьма ощутимые результаты, частично заменив собой дорогостоящие виды поисковых и разведочных работ. Геоморфологические методы привлекаются на Кавказе к прогнозу рудных месторождений различного типа, а также для изучения подземных вод.

Для эффективной и рациональной эксплуатации площадей под сельскохозяйственные угодья и для их расширения первостепенное значение имеет характер рельефа, особенно на Кавказе, где такие площади невелики. Их расширение должно производиться с учетом сохранения устойчивых склонов, предотвращения условий усиления эрозионных процессов. Большое значение имеет характер вспашки на склонах; если она производится без учета местных особенностей рельефа, то крупные посевные площади подвергаются интенсивной эрозии почв. В большинстве случаев выходят из строя земли на участках нерациональной вырубki и неорганизованного выпаса скота.

Для рационализации использования площадей под сельскохозяйственные культуры, сенокосы и пастбища целесообразно проведение специальных геоморфологических съемок с оконтуриванием угодий, где условия рельефа благоприятны для этих целей, а также прогноз участков, опасных в отношении усиления эрозии и таких явлений, как осовы, оползни, оплывины и осыпи.

Существенное значение приобретает картирование поверхностей выравнивания, характера их рельефа и покрывающих их отложений, а также распределения выходов подземных вод, так как в горных условиях Кавказа и Закавказского нагорья поверхности выравнивания широко используются как сезонные пастбища, для посевных площадей, строительства населенных пунктов и проведения дорог. Немаловажны геоморфологические исследования карстовых массивов, где знание специфики рельефа имеет большое значение при размещении строительных объектов, поисках участков с разгрузкой карстовых источников, спелеологических наблюдениях и пр. В настоящее время подробному геоморфологическому изучению подвергаются обширные карстовые области Западной Грузии.

На Черноморском склоне Большого Кавказа, в предгорной полосе, окаймляющей Колхидскую низменность, в связи с особенностями теплого и влажного климата могут быть значительно расширены площади под насаждения садовых и технических культур — виноградников, чая, цитрусовых, табака. Детальная геоморфологическая съемка даст ценный материал для выявления участков, опасных в эрозионном отношении, для оконтуривания оползневых площадей, растущих обрывистых, осыпных склонов и т.д., а также рекомендации для наиболее рационального расположения защитных инженерных сооружений или производства мелиорации путем лесопосадок [Думитрашко, 1966].

Для гидроэнергетического строительства рельеф имеет определяющее значение. При сооружении плотин выбираются участки речных ущелий с оптимальными для строительства условиями рельефа — обычно в плотных коренных породах. Выбор этих участков требует подробного геоморфологического изучения, которое служит основой для инженерно-геологических исследований. Проектированию гидроэлектростанций предшествует подробное геоморфологическое изучение не только участка будущей плотины, но и смежных территорий.

На специальных геоморфологических картах оконтуриваются границы площадей затопления выше плотин водохранилищ, участки возможных просадок и фильтраций, особенно в рыхлых породах и в районе выхода трещиноватых и карстующихся известняков. Особенно следует подчеркнуть неполноту объема исследований по изучению береговых процессов и динамики береговых и донных течений.

Проблема орошения засушливых равнинных районов Восточного Предкавказья и Закавказья, тесно связанная с эксплуатацией водохранилищ и сбросом их вод по сети оросительных каналов, неизбежно должна решаться с учетом особенностей рельефа, путем оценки орошаемых территорий геоморфологическими методами.

Из-за слабых уклонов воды на низменных участках застаиваются и испаряются, засоляя почвы. Такое явление наблюдается в Алазанской долине. Между тем до проведения канала количество засоленных участков в Карабахской степи было значительно меньшим, а в Алазанской долине это явление совсем не наблюдалось.

Для планомерного дорожного, гражданского и промышленного строительства большое значение имеет правильный выбор трасс в зависимости от условий рельефа, а также рациональное размещение различных строительных объектов. В целом ряде случаев, особенно в высокогорных районах, это представляет очень сложную задачу вследствие интенсивного развития процессов физического выветривания и гравитационных явлений. Трудность условий дорожного строительства на Большом Кавказе иллюстрирует тот факт, что до сих пор все железные дороги огибают его по периферии и ни одна из них не проходит в высокогорной зоне. Существовал целый ряд проектов туннелей для Транскавказской железной дороги; лишь в последнее время намечен к осуществлению один из оптимальных вариантов.

Для разработки мероприятий по защите объектов дорожного строительства необходимо проведение крупномасштабных геоморфологических съемок и стационарных наблюдений на особо опасных участках.

В инженерной защите от лавин и камнепадов нуждаются высокогорные поселки, связанные с эксплуатацией месторождений полезных ископаемых на Центральном и Западном Кавказе, а также туристские и альпинистские базы.

Многие районы Центрального и Восточного Закавказья являются сейсмически активными, в связи с чем при строительстве в ряде пунктов необходимо соблюдение специальных правил. Геоморфологическими методами могут быть определены сейсмоопасные участки, а также сеймотектонические и сеймогравитационные явления. К подобным сейсмоопасным районам относятся в первую очередь Шемахинский, Вандамский, Шекинский, Горийский, Ахалкалакс-

кий, Ордубадский, Ленинаканский, Ереванский и др. В этих районах необходимо антисейсмическое строительство.

Грязевые вулканы во время извержений приносят ущерб местным жителям, использующим прилегающие территории как пастбища. Стационарные наблюдения за деятельностью мелких грифонов, расположенных в кратерных частях грязевых вулканов, могли бы дать материал для изучения динамики и прогнозирования их извержений.

Медленные современные тектонические поднятия и опускания земной поверхности должны учитываться при возведении долгосрочных сооружений, особенно в областях дифференцированных поднятий и опусканий, в прилегающих к южному склону Большого Кавказа районах контрастного рельефа, а также на участках, где нередки землетрясения высокой балльности.

В настоящее время районы активных современных движений подвергаются всестороннему изучению, в котором принимают участие геоморфологи, геологи и геофизики. Созданы специальные полигоны для проведения комплексных исследований структурно-геоморфологическими и геофизическими методами. Такие полигоны имеются на Южно-Грузинском нагорье и Апшеронском полуострове.

Первостепенную актуальность приобретает геоморфологическое изучение береговых процессов на Черноморском побережье, где в последние двадцать лет наблюдается размыв берегов. Причиной этого явления следует считать оскудение потока вдольбереговых наносов, а также с недоучетом природных условий при возведении некоторых портовых сооружений.

Начавшееся в 1914 г. строительство портового мола в Гагре сопровождалось быстрым нарастанием пляжа. К северу от сооружения пляж выдвинулся в море, а к югу от него начался активный размыв берега. Отсюда было сделано заключение, что материал пляжа перемещается с севера, и определена мощность потока — около 20 тыс. м<sup>3</sup>/год.

На ряде примеров разрушений берега А. Жданов [1963] установил, что наилучшей его защитой является сохранность достаточно широкой полосы пляжа и удержание оставшейся пляжевой гальки и искусственное восполнение ее массы. С этой целью широко применяются буны и подводные волноломы различных типов. Последние оказываются также весьма полезными при борьбе с оползнями. Галечные накопления за волноломами покрывают подводные части оползневых языков и прекращают абразию. Таким путем были ликвидированы подвижки оползней у горы Ахун (между Сочи и Хостой), у Дагомьса и в некоторых других местах.

Берег на участке севернее Очамчире отступил более чем на 100 м, и этот процесс не остановлен.

С начала нашего столетия стало известно, что вершина Потийского подводного каньона постепенно приближается к берегу со скоростью до 8 м/год. В 30-х годах она подошла так близко к молу Потийского порта, что возникла угроза его разрушения. В связи с этим были проведены детальные исследования. Они показали, что периодические заполнения и опорожнения каньона происходят по нескольку раз в год. Иными словами, массы наносов, заполнявшие вершину каньона, сползали по его ложу и, очевидно, производили эрозионный эффект, так как каньон продолжал углубляться и продвигаться в сторону берега.

Были испробованы меры по прекращению этого процесса путем забрасывания фашин, тюфяков с камнем, корпусов вышедших из строя судов [Макашария, 1969]. Неизвестно, какой был бы получен результат, так как с 1937 г. обстановка вблизи вершины каньона резко изменилась. Река Риони избрала новое русло в нескольких километрах севернее порта. Там начала быстро нарастать дельта, после чего каньон постепенно законсервировался, а район его вершины обмелел и приобрел плавную конфигурацию.

Очевидно, что причиной длительного общего разрушения кавказских берегов Черного моря, отмечавшегося еще с середины прошлого века, является и вынос рыхлого материала по каньонам.

Установить основные закономерности пульсаций вершин каньонов является важнейшей задачей научных исследований, решение которой дает непосредственный выход в практику.

В настоящее время разработан ряд предложений по защите Пицундского побережья в районе санаторного комплекса и по проектированию необходимых для этой цели инженерных мероприятий. На Черноморском побережье в ряде мест производятся детальные геоморфологические исследования и стационарные наблюдения за динамикой берега, а также изучение подводных оврагов, в которые сваливается материал вдольберегового потока наносов, формирующий пляж. В 1973 г. впервые для этой цели применен весьма эффективный метод наблюдения за материковым склоном до глубин более 400 м с помощью специального аппарата.

По данным А.Ф. Мандрыча [1967], реки Грузии выносят к Черному морю до 10 млн. т пляжеобразующего материала (влекомый сток) в год. Подсчет наносов, включающихся во вдольбереговые потоки и нарастающих морской берег в редких ныне участках, дает цифру не более 200 тыс. т/год. Все же остальное громадное количество выносится на большие глубины по руслам подводных оврагов. Это подтверждается существованием обширных шлейфов песчано-галечного материала на глубинах 300–400 м – там, где большинство оврагов выклиниваются. Особенно четко они выявлены на юго-западной стороне Пицундского полуострова.

Приведенные примеры с очевидностью свидетельствуют о необходимости комплексного изучения природных условий Черноморского побережья, в котором ведущую роль должны играть подробные геоморфологические исследования и изучение динамики шельфа и берегов.

Геоморфологические методы при поисках полезных ископаемых широко используются, и их значение общепризнано. С этой целью применяются палеогеоморфологические, морфогенетические и структурно-геоморфологические методы [Звонкова, 1970] для поисков и разведки как экзогенных (горючих – нефть, газ, уголь и др.; россыпных – золото, платина, касситерит и др.), так и эндогенных месторождений.

Изучение погребенных структур депрессионных областей межгорных и передовых прогибов Кавказа имеет большое практическое значение, так как с ними связаны залежи нефти и газа. За последнее время при поисках этих структур стал широко применяться недорогой структурно-геоморфологический метод. Большой объем работ выполнен в Куринской впадине [Ширинов, 1961, 1962, 1975а; Ширинов, Троцок, 1963, 1966; Бабазаде, Троцок, 1961; Бабазаде, 1962; Троцок, 1967]. При структурно-геоморфологических исследованиях здесь использован широкий круг различных методов: дешифрирование аэрофотоматериалов и аэровизуальные наблюдения, комплексные геолого-геоморфологические полевые исследования с применением стратиграфо-корреляционных методов, изучение картографического материала и особенностей природных ландшафтов.

Применение стратиграфо-корреляционного метода позволило наметить в толще четвертичных отложений наличие пологих антиклинальных перегибов, ранее не обнаруженных при обработке данных структурно-поискового бурения. Это удалось зафиксировать на площадях Геокчая, Кубалы, на западном крыле Восточно-Бабазананского поднятия, на Падарском поднятии [Бабазаде, Троцок, 1961], Агджабединском поднятии [Троцок, Ширинов, 1963] и на других участках и дало возможность количественно сопоставить деформации на поверхности с амплитудами поднятий на глубине. Сопоставление результатов изучения современного рельефа Куринской впадины с данными геофизических исследований и бурения говорит об унаследованном развитии погребенных поднятий.

Огромная мощность плиоцен-плейстоценовых отложений, которые выполняют депрессионные области, в особенности Куринской впадины, ограничивает широкое применение весьма дорогостоящего структурно-поискового и разведочного бурения. Поэтому необходимо практиковать проведение предварительных структурно-геоморфологических исследований, чтобы в дальнейшем на

выявленных и предполагаемых погребенных структурах поставить геофизические исследования и структурно-поисковое бурение.

Сопоставление данных геоморфологических исследований и геолого-геофизических работ позволило составить структурную схему и структурно-геоморфологическую карту Кура-Араксинской низменности (Нижекуруинской впадины) и выделить более сорока погребенных локальных поднятий [Ширинов, Троцюк, 1966]. Двенадцать из них ранее были известны и в той или иной мере уже изучены геологическими и геофизическими методами. Три поднятия, выявленные структурно-геоморфологическими методами, впоследствии были подтверждены геофизическими работами и бурением. Более двадцати двух поднятий установлены также структурно-геоморфологическими методами и подлежат геолого-геофизическому контролю.

В отдельных случаях погребенные поднятия, особенно в Прикуруинской полосе и юго-западной прибортовой зоне Куруинской впадины (Сорсорское, Джарлинское, Зардобское, Ширинкумское и др.), приурочены к выступам мезозойского складчатого фундамента. Поэтому геоморфологический метод может быть использован для выявления структур в мезозойских отложениях. Наиболее положительные результаты эти работы могут дать в тех частях депрессионных областей Кавказа, где наблюдается унаследованное развитие структур.

Имеют очевидную перспективу структурно-геоморфологические исследования на Колхидской низменности, где на сравнительно небольших глубинах залегает складчатый мезозой, а также в передовых прогибах (в областях Закубанской равнины, Терско-Кумской, Самуро-Дивичинской низменностей). На Терско-Кумской и Прикаспийской низменностях многие мелкие антиклинальные структуры обнаружены в результате детального структурно-геоморфологического картирования [Якушова и др., 1965].

Анализ взаимосвязи структурно-металлогенических зон с современными формами рельефа является той научной основой, на которой могут базироваться методы прикладной геоморфологии в применении к поискам полезных ископаемых. В республиках Закавказья и на Северном Кавказе эти методы еще слабо использованы. Тем более необходимым представляется их развитие.

Размещение рудных районов, полей и отдельных месторождений зависит от сочетания металлогенических и геоморфологических факторов. Обнаружить эндогенные месторождения можно в первую очередь в положительных морфоструктурах, подвергавшихся интенсивной эрозии и денудации.

В качестве примера можно привести несколько случаев.

Древний кристаллический фундамент Водораздельного хребта Большого Кавказа в Грузии почти лишен герцинских и раннеальпийских месторождений, вероятно уничтоженных эрозией. Здесь наблюдается позднеальпийское оруденение с арсенопиритовыми, молибденитовыми и сурьмяно-ферберитовыми месторождениями, ассоциирующимися с малыми интрузиями гранит-порфиров и липарито-дацитов, внедрение которых связывается с активизацией глубинного разлома. Распространение молодого оруденения, очевидно, объясняется ведущей ролью тектонического фактора как в локализации магматических очагов, так и в формировании современного рельефа.

Для Абхазско-Рачинской ступени характерно широкое развитие месторождений и рудопроявлений медно-пирротиновой формации, залегающей в породах лейаса. Эта рудная формация протягивается вдоль всего южного склона Большого Кавказа в Азербайджане и Дагестане. Медно-пирротиновое оруденение является первичным, непосредственно связанным с вмещающей его структурно-металлогенической зоной. Условия современного рельефа, в которых находятся месторождения этого оруденения, представлены благоприятным сочетанием скорости воздымания рудоносных структур с интенсивностью их денудации.

Структурно-геоморфологические исследования районов распространения медно-пирротинового оруденения и анализ степени денудации слагающих его морфоструктур, позволяют определить участки с наиболее перспективной концентрацией полезных ископаемых.

На Малом Кавказе развиты минерализация и рудообразование как киммерийской, так и альпийской металлогенической эпохи. К ним относится, например, Сомжито-Агдамская зона, где развиты медь, серный колчедан, барит, кобальт, железные и марганцевые руды, алунит, ртуть, полиметаллы и др. [Абдуллаев и др., 1962]. Как правило, положительные морфоструктуры лишены оруденения и месторождений позднеальпийской эпохи, что связано с воздыманием и размывом.

Отрицательные синклиновые структуры этой зоны, кроме Дашкесанского синклинория, характеризуются лишь альпийской минерализацией, так как по всей вероятности, оруденения более древних эпох еще не вскрыты эрозией. К альпийской эпохе оруденения относятся проявления полиметаллов, ртути, гидротермального марганца, которые известны в юго-восточной части Казахского синклинория. Здесь в горст-антиклинальных и антиклинальных хребтах и грядах вскрыты полиметаллы, а в синклинальных структурах, образующих структурно-денудационные котловины, моноклинальные хребты, гряды и синклинальные плато, встречаются полиметаллы и ртуть. Отсутствие более низкотемпературных рудных ассоциаций в пределах положительных морфоструктур вызвано их более интенсивным поднятием на неотектоническом этапе, что привело к размыву.

Большой интерес представляет осадочное железо-марганцевое месторождение в глинисто-песчаных породах верхнего мела Агджакендского синклинорного прогиба [Абдуллаев и др., 1962]. Восстановление палеогеоморфологических условий денудации и аккумуляции древнего рельефа, определение положений береговых линий верхнемеловых морей, их трансгрессивных фаз — позволяют оконтурить зоны захоронения или размыва, а также участки концентрации железо-марганцевых руд. Детальное изучение палеогеоморфологической обстановки смежных территорий дает возможность также установить источник сноса руды.

Морфоструктурный анализ — изучение степени денудированности и глубины эрозийного вреза, истории развития рельефа — позволит определить направление поисковых и разведочных работ и в других структурно-металлогенических зонах Кавказа.

При выяснении условий формирования россыпей главным является установление общих закономерностей развития речной сети и выявление характера аккумуляции континентальных отложений различных структурно-морфологических зон. Современная меридиональная поперечная речная сеть северного склона Большого Кавказа развивалась унаследованно начиная с олигоцена, что создавало условия для накопления кавказского терригенного материала в прибрежно-морских и континентальных фациях на северной периферии Большого Кавказа. Это позволяет считать перспективными поисковые работы в этих речных долинах и в зонах аккумуляции выносимых ими материалов.

Большое значение для формирования россыпей имеют современные геоморфологические процессы, так как в одних случаях они способствуют их образованию в современных руслах рек и на морских пляжах, в других — приводят к уничтожению древних россыпей в результате активной эрозии.

Для общей характеристики палеогеоморфологических условий формирования россыпей, связанных с областью сноса Большого Кавказа, очень важно учитывать следующие этапы его развития.

Формирование наиболее древних россыпей Большого Кавказа происходило в различные стадии развития доорогенного рельефа, в частности в верхнем карбоне и нижней перми, когда в межгорном прогибе, существовавшем на месте Передового хребта, накапливались грубообломочные континентальные отложения.

В течение нижней, средней и отчасти верхней юры отдельные участки осевой кристаллической зоны Кавказа испытывали временные поднятия с образованием островов, служивших источником сноса терригенного материала. Поэтому обломочные накопления нижней и средней юры, особенно их базальные серии, можно рассматривать как вторичные коллекторы.

В последующие стадии раннеальпийского этапа значение кавказского материала в формировании отложений в отдельных участках передового прогиба прогрессивно падает, и его место занимает материал, принесенный с Русской платформы [Гроссгейм, 1957; Сафронов, 1972]. Источники сноса материала необходимо учитывать при анализе формирования россыпей.

На Малом Кавказе, в Армянском нагорье, для прогноза россыпных месторождений существенное значение имеет выяснение палеогеоморфологических условий с момента вступления этих горных областей в субэральную стадию континентального развития. Весьма важно определить области первоначального сноса, области накопления, послужившей в дальнейшем источником питания позднейших россыпей.

Эллювиальные россыпи возникли благодаря денудации гранитных массивов и продолжали формироваться до позднего миоцена и раннего плиоцена, когда на обширных территориях образовался регионально выраженный уровень денудации с корой выветривания. На склонах Вохчабердского, Варденисского, Гегамского хребтов в глубоких речных долинах и денудационных срезах четко вырисовываются участки погребенной денудационной поверхности с корой выветривания. Они представляют большой практический интерес, так как с ними могут быть связаны различные гипергенные образования.

Древние озерные и лагунные отложения, широко распространенные в котловинах Армении, могут быть перспективными на содержание металлоносных россыпей. Россыпи, связанные с прибрежными фациями мелководных морей (озер), могут быть встречены как самостоятельно, так и в сочетании с предыдущими типами россыпей.

Отложения древней гидрографической сети приурочены обычно к грабен-синклинориям. На высоких склонах хребтов, а местами на водоразделах сохранились большие поля валунно-галечных отложений, являющиеся остатками древних продольных речных долин или аллювиально-пролювиальных плейффов.

Для выяснения возможности нахождения металлоносных россыпей в этих отложениях или же последующего сноса переотложенных россыпей следует четко разграничить каждую ступень эрозионного среза перевальных участков или водоразделов с синхронными им коррелятивными аккумулятивными фациями в депрессиях.

Террасовые и сложные россыпи в условиях Армянского нагорья представляют большой практический интерес. Отложения этого типа принадлежат к четвертичной и современной гидрографической сети, заложенной в целом поперечно или диагонально по отношению простирания структур. Наиболее хорошо выражены низкие плейстоценовые и голоценовые террасы. Более древние уровни речных террас нередко перекрыты покровами четвертичных эффузивов, туфов, морен и флювиогляциальных наносов. Металлоносные россыпи в них могут быть обнаружены методами, разработанными для поисков сложных или погребенных россыпей.

В балансе полезных ископаемых Грузинской ССР россыпные месторождения играют ограниченную роль.

Россыпи на южном склоне Большого Кавказа встречаются в бассейнах многих рек, но особенно распространены по рекам Ингури, Цхенис-Цхали. В этих речных бассейнах зарегистрировано около 50 аллювиальных россыпей. По морфологическим типам россыпи распределяются следующим образом: русловые и косовые - 30% общего количества, долинные и пойменные - 52%, террасовые - 18% [Панцулая, 1963].

В продольной долине верхнего течения р. Ингури локализовано много россыпей. Правые притоки р. Ингури - реки Ненскра, Накра, Долра и др. размывают древний кристаллический комплекс Водораздельного хребта, где коренные металлические месторождения не известны. Однако вероятность существования их в прошлые геологические эпохи подтверждается отдельными находками в долинах рек.

Структурно-геоморфологические исследования являются одним из основных методов для выявления запасов подземных вод, погребенных под лавами Армянского нагорья. Древние долаговые долины, заполненные водоносными мезотическими галечниками, имеются на западном склоне Гегамского нагорья и служат путями глубокого подлавового дренажа вод оз. Севан в сторону долины палео-Раздана, также погребенной под лавами (по древним долинам в синклинальных прогибах и межкуэстовых депрессиях, погребенных ранне- и среднеплейстоценовыми лавами, возникшими до оледенения того же времени), — происходит подземный сток, питающий артезианские бассейны Ширакской, Севанской и Араратской котловин. Эти древние долины обладают большой водоотдачей и заканчиваются родниками в эрозионных врезах (у окончания лавовых потоков) в зоне предгорных лавовых плато и у подножий вулканических массивов [Бальян, 1969].

## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ КАВКАЗА

Несмотря на хорошую геоморфологическую изученность Кавказа и появление в последние годы ряда обобщающих и региональных работ, отдельные вопросы его геоморфологии требуют дополнительных исследований.

Одной из важных проблем геоморфологии Кавказа является проблема морфоструктурного анализа его рельефа.

В отличие от равнинных (платформенных) стран морфоструктуры Кавказа изучены еще недостаточно и в ряде случаев рассматриваются только в аспекте общего отражения в рельефе геологических структур. В крупном плане эволюции рельефа Кавказа и отдельных его регионов (Армянское вулканическое нагорье, Грузия, восточная часть Куринской впадины) эти связи в основном выяснены [Бальян, 1961; Думитрашко, Милановский и др., 1968; Астахов, 1970], но в деталях и для морфоструктур низших рангов, за исключением Средне- и Нижне-куринской впадин [Мусеинов, 1975; Ширинов, 1975], они не изучены.

Морфоструктурные исследования должны быть направлены на изучение происхождения морфоструктур, датировку их возраста, на выявление активного или пассивного их проявления, связей с новейшими тектоническими движениями, влияния их на развитие морфоскульптур и современных рельефообразующих процессов и др. Следует также обратить внимание на разработку типологической и порядковой (ранговой) классификации морфоструктур, а также на выявление характера отражения морфоструктур в современном рельефе.

Решение вопросов морфоструктурного анализа рельефа Кавказа не может быть сколько-нибудь результативным, если оно не будет сопровождаться составлением специальных (морфоструктурных) карт, принципы построения которых также нельзя считать еще полностью разработанными.

Морфоструктурные исследования должны быть тесно увязаны с палеогео-морфологическими — изучением древнего (погребенного, откопанного и релик-тового) рельефа, что позволит в совокупности еще глубже выявить закономерности развития рельефа Кавказа, а также его эволюцию на отдельных этапах истории. Это имеет и прикладное значение для поисков полезных ископаемых.

Второй, не менее существенной проблемой геоморфологии Кавказа, является проблема изучения поверхностей выравнивания, составляющих одну из характерных особенностей его рельефа. Анализ тектонических деформаций поверхностей выравнивания является одним из основных методов изучения новейшей тектоники, морфоструктур и развития рельефа.

К числу вопросов, подлежащих дальнейшему изучению, относится также вопрос о происхождении и количестве денудационных уровней.

Исследование вопроса о возрасте и количестве поверхностей выравнивания на Кавказе должно быть продолжено в связи с противоречивыми взглядами на возраст и сохранность поверхностей выравнивания в высокогорном и среднегорном поясах. Так, одни авторы [Растворова, 1963; Щербаков, 1965, 1968, 1973] относят эти поверхности к наиболее молодым образованиям нивально-гляциального и перигляциального генезиса, а другие отрицают возможность сохранения этих поверхностей в современном рельефе вследствие значительного денудационного сноса мощных толщ горных пород с водоразделов [Криволуцкий, 1969, 1971; Растворова, 1973].

В большинстве случаев одновысотные поверхности выравнивания в отдельных морфоструктурных зонах различной активности считаются одновозрастными, что значительно искажает представления о формировании горного рельефа.

Противоречиво решается вопрос и о роли ледников в формировании выровненных поверхностей. Ряд авторов считают, что вследствие горно-долинного характера оледенения Кавказа каровые ледники интенсивно расчленили рельеф и придавали ему альпийский облик. Другие же приписывают ледникам основную роль в формировании выровненных поверхностей на склонах (между современным залеганием снеговой границы и ее положением в эпохи оледенений).

Должны быть продолжены исследования и по другим вопросам происхождения поверхностей выравнивания Кавказа. Не разработана методика определения возраста наиболее древних поверхностей выравнивания в среднегорном и особенно в высокогорном поясах рельефа, для которых, за редким исключением (наличие кор выветривания), фактические данные отсутствуют. Определение возраста поверхностей выравнивания по коррелятным отложениям затруднено вследствие их большого пространственного разрыва. Для изучения погребенных поверхностей выравнивания необходимы более тщательное изучение и анализ стратиграфических несогласий, наблюдения над которыми еще недостаточны. Сложен также и вопрос о датировке поверхностей выравнивания по геологическому возрасту срезаемых ими отложений и по соотношению с террасами речных долин, так как возраст самих террас, удаленных от морских побережий, нередко определяется по косвенным данным, а метод определения возраста поверхностей выравнивания по возрасту срезаемых ими отложений не точен. Он может определять (и то не всегда) в самом общем виде лишь нижнюю границу формирования поверхностей, так как при этом могут быть не учтены те более молодые отложения, которые в данном районе вообще не отлагались или смыты.

Поверхности выравнивания Кавказа изучены с различной степенью подробности, но имеющиеся материалы позволили составить и опубликовать их сводную карту в масштабе 1:2 500 000. Эта работа, проводившаяся в связи с подготовкой и публикацией карты поверхностей выравнивания СССР того же масштаба (1972), нуждается однако в дополнительных исследованиях, в том числе и по выявлению погребенных поверхностей выравнивания в межгорных и предгорных прогибах, а также поверхностей водораздельных пространств, недостаточно еще изученных. Поэтому дальнейшее изучение поверхностей выравнивания Кавказа должно сопровождаться составлением крупномасштабных карт.

При изучении возраста поверхностей выравнивания должно быть уделено большее внимание изучению генезиса уступов между ними, нередко обусловленных разломами, деформирующими разновозрастные поверхности и образующими различные гипсометрические ступени. Это может привести к неверному толкованию числа уровней разновозрастных поверхностей, так как одна разбитая разломом поверхность может быть принята за две разновозрастные.

На Кавказе почти не изучены педилены и педименты, о наличии которых упоминается лишь в работах последних лет [Ширинов, 1975]. Формирование педиментов происходит в определенных климатических, структурно-литологических и тектонических условиях, благоприятствующих интенсивному разрушению, обновлению и отступанию крутых склонов хребта, гряд, нередко предопределенных разрывными нарушениями. Наибольшему отступанию подвержены склоны хребтов, имеющих моноклинальную структуру (Скалистый хребет, предгорья Кобыстана, Среднекуринская впадина, Приараксинские хребты и др.), у подножия которых формировались педименты и педилены.

Значительные разногласия среди геоморфологов и палеогеографов Кавказа имеются и по вопросу древних оледенений, их кратности, количества, характера, мощности и размеров, возраста, сопоставления с колебаниями уровней Черного и Каспийского морей и оледенениями Русской равнины. Эти вопросы тесно связаны с проблемой корреляции морских и речных террас и форм древнего оледенения, для чего необходимо детальное геоморфологическое картирование долин основных речных артерий Кавказа, где развиты ледниковые формы, и составление продольных профилей террас. Требуют более тщательного изучения отложения, принимавшиеся за ледниковые и оказавшиеся оползневыми, обвальными, селевыми, аллювиально-пролювиальными, что приводило к неверным выводам о размерах и кратности оледенений. В связи с этим следует

обратить внимание на более детальное изучение четвертичных отложений Кавказа, которое находится еще на низком уровне и в большинстве случаев проводится без применения в должном масштабе современных методов анализа (определение абсолютного возраста, применение палинологических исследований, которые проводятся только в некоторых районах — Грузии, Азербайджана и Армении), на изучение древних погребенных почв методами почвенных исследований, а также на более тщательное изучение разрезов четвертичных отложений и их комплексной стратиграфической датировки (в том числе и с применением археологических данных, которые еще недостаточно широко используются). Должны быть продолжены исследования по проблемам так называемого Малого оледенения (XIII—XIX вв), начавшегося вслед за "Архызским перерывом" (V—VIII вв), и решения вопроса о связи современного и древних оледенений.

Крайне недостаточно и неравномерно изучены голоценовые и современные тектонические движения, количественная характеристика и особенности проявления которых имеют существенное значение для развития многих отраслей народного хозяйства, особенно в районах активной сейсмичности, сопровождаемой явлениями сеймотектоники, грязевого вулканизма и др. В связи с этим назрела необходимость организации на Кавказе ряда специальных полигонов и проведения на них комплексных геодезических и геоморфологических исследований для изучения современных тектонических движений и экзогенных процессов.

Проблемы палеогеографии плиоцена, плейстоцена и голоцена, вопрос о чередовании гумидных и аридных периодов, о наличии пльвиального периода и его соотношении с древним верхнеплиоценовым оледенением упираются в необходимость более детального изучения стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений и возможности абсолютных датировок отложений и форм рельефа. Для решения этих и других вопросов должны быть привлечены археологические данные и более широко поставлены палеопедологические исследования. Поэтому для дальнейшего развития геоморфологии и палеогеографии Кавказа важное значение приобретают определение абсолютного возраста и палинологические исследования позднеплиоценовых и плейстоценовых отложений, с организацией в наиболее крупных научных центрах соответствующих лабораторий.

Не менее крупной задачей будущих геоморфологических исследований является изучение современных рельефообразующих процессов, особенно экзогенных, требующих проведения мероприятий по борьбе с такими явлениями, как лавины, сели, оползни, эрозия, размыв и переформирование морских берегов и берегов водохранилищ, карст и т.п. Необходима организация стационарных и полустационарных наблюдений в районах активной абразии на берегах морей, интенсивного селепроявления, обвалов, оползней с применением количественных методов учета наблюдений. Особенно важно изучение склоновых процессов, в частности перигляциальных, которые на Кавказе до сих пор изучены еще недостаточно.

Проведение и организация геоморфологических исследований на Кавказе в будущем должны вестись с учетом конкретных мероприятий по освоению его природных ресурсов, намеченных в свете решений XXV съезда КПСС.

Дальнейшее развитие орошения земель, строительства водохранилищ на реках, курортов и санаториев на берегах Черного и Каспийского морей, планировка земель под населенные пункты, проектирование новых трасс железных и автомобильных дорог и т.д. требуют не только учета конкретных форм рельефа и особенностей их развития, но и учета тех последствий и процессов в изменении природной обстановки, которые могут произойти в результате осуществления перечисленных и других мероприятий.

В связи с изложенным большое значение приобретает проблема геоморфологического картирования в средних и крупных масштабах, с широким применением аэрокосмических материалов, для чего необходимы дальнейшая разработка методики составления геоморфологических карт и окончательная унификация их легенд. Следует также развивать составление морфометрических карт различного типа, использование которых имеет существенное значение при изучении современной тектоники в самых различных сферах хозяйственной деятельности человека. Важное практическое значение имеет также дальнейшая разработка вопросов геоморфологического районирования как базы для поисков полезных ископаемых и рационального использования природных ресурсов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абасов М.А. Геоморфология северо-западной части Нахичеванской АССР. - Тр. Ин-та геогр. АН АзССР, 1955, т. V.
- Абасов М.А. О древнем и современном оледенении Зангезурского хребта Малого Кавказа. - Изв. АН УзССР. Сер. геол.-геогр., 1965, № 4.
- Абасов М.А. Геоморфология Нахичеванской АССР. Баку: Элм, 1970.
- Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Кашкай М.А. и др. Металлогения Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962.
- Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Агабеков М.Г., Мамедов А.В. Перспективы и задачи нефтепоисковых и разведочных работ в пределах Кировабадской нефтеносной области Азербайджана. - Азерб. нефть. хоз-во, 1961, № 3.
- Агапова Г.В., Кулакова Л.С. Физикогеографическая карта Каспийского моря. - Океанология, 1973, т. XIII, вып. 4.
- Агибалова В.В., Чернова Л.В., Цогоев В.Б. Основные черты геоморфологии Северной Осетии. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северной Осетии. Орджоникидзе, 1969.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Азизбеков Ш.А. Тальшская зона (тектоника). - В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1972, т. 47.
- Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Исмаилзаде А.Д. Тектоническое строение Тальша и его связь с Эльбрусом и Малым Кавказом. - Геотектоника, 1971, № 3.
- Азизбеков Ш.А., Исмаилзаде А.Д. Связь поперечных структур с вулканизмом (на примере Тальша). - Изв. АН АзССР, Науки о Земле, 1975, № 3.
- Алиев А.Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1949.
- Алиев А.Г. О континентальном осадконакоплении в межгорных депрессиях. - ДАН АзССР, 1960, т. XVI, № 2.
- Ализаде А.А., Ахмедов Г.А., Надиров С.Г. и др. Геология и нефтеносность Алятской гряды Баку: Азернешр, 1967.
- Ализаде К.А. Акчагыльский ярус Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1954.
- Антонов Б.А. Геоморфология Ленкоранской зоны. - Баку, 1953, Труды ин-та геогр. АН АзССР, т. III.
- Антонов Б.А. Геоморфология Ленкоранской области. - Бюлл. ком. по изуч. четверт. периода, 1955, № 20.
- Антонов Б.А. Основные этапы развития рельефа Юго-Восточного Закавказья. - Баку: Изд-во АН АзССР, 1960. Т. I.
- Антонов Б.А. Геоморфология Юго-Восточного Закавказья (в пределах азербайджанской части Малого Кавказа и Тальша): Автореф. дис. докт. геогр. наук. Баку: Ин-т геогр. АН АзССР, 1963.
- Антонов Б.А. Поверхности выравнивания Тальша. - Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1964, № 3.
- Антонов Б.А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. Баку: Элм, 1971.
- Антонов Б.А., Абасов М.А., Кулиев Р.Я. История развития рельефа юго-восточной части Малого Кавказа и Тальша. - Тр. Ин-та геогр. АН АзССР, 1976, т. XVI.
- Антонов Б.А., Абасов М.А. Современные геоморфологические процессы на берегах Мингечаурского водохранилища. - Природа, 1961, № 7.
- Антонов Б.А., Будагов Б.А., Абасов М.А., Гаврилов М.Д., Ширинов Н.Ш. Геоморфология Азербайджанской ССР. - В кн.: Геология СССР. Т. 47, ч. 1. М.: Недра, 1972.
- Асланян А.Т. К вопросу о происхождении оз. Севан. - Изв. АН АрмССР. Естеств. науки, 1974, № 8.

- Асланян А.Т. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол., 1949, № 6.
- Асланян А.Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (АрмССР). — ДАН АрмССР, 1950, т. XI, № 5.
- Асланян А.Т. Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. — В кн.: Сборник научных трудов Ереванского политехнического института. Геол. и горн. дело, вып. 1. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1954, № 8.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
- Астахов Н.Е. История формирования рельефа Гомаретской нагорной котловины. — Сообщ. АН ГССР, 1951, т. XII, № 8.
- Астахов Н.Е. Геоморфологический очерк южной части Нижней Картли. — Тр. Ин-та геогр. им. Вахушти АН ГССР, 1957, т. VIII.
- Астахов Н.Е. Развитие юго-восточных берегов Черноморской впадины в плиоцен-четвертичное время. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1967, т. 12(2).
- Атлас Азербайджанской ССР, Баку; Москва, 1963.
- Ахметов Г.А. Геология и нефтеносность Кобыстана. Баку: Азнефтеиздат, 1957.
- Бабазаде Б.К. О структурно-геоморфологических исследованиях в Азербайджане. — Азерб. нефт. хоз-во, 1962, № 2.
- Бабазаде Б.К., Троцюк В.Я. Результаты структурно-геоморфологических исследований на территории Кура-Араксинской низменности. — Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геол., 1961, № 9.
- Балаев Л.Г., Царев В.П. Лессовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964.
- Бальян С.П. О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. — Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат. и естеств. науки, 1949, т. II, № 1.
- Бальян С.П. Морфологический анализ новейших тектонических движений и развития речной сети южной части Армянской ССР. — В кн.: Тр. IV геоморфологической конференции по изучению Кавказа и Закавказья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1957.
- Бальян С.П. Древнее оледенение. Поверхности выравнивания (Армянского вулканического нагорья). Водоснабжение вулканических гор. Использование геоморфологических методов для поисков россыпных месторождений. — В кн.: Геология Армянской ССР. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962, т. I.
- Бальян С.П. К истории формирования и возраста вулканического нагорья Армении. — В кн.: Материалы XVIII научной сессии Ереванского государственного ун-та. Ереван, 1963.
- Бальян С.П. Комплексные гидрогеологические и геоморфологические исследования по составлению мероприятий для обводнения и орошения Центрального вулканического нагорья Армянской ССР. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по использованию подземных вод. М.: Наука, 1964.
- Бальян С.П. Морфологический анализ строения Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1965, т. XVIII, вып. 3-4.
- Бальян С.П. Поверхности выравнивания — критерии, определяющие характер неотектонических движений Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, № 5.
- Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих его областей. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1969.
- Бальян С.П., Башнаган С.П. Палеогеография и некоторые вопросы гидрогеологии бассейна оз. Севан. — В кн.: Вопросы геологии Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Бальян С.П., Назарян Х.Е. Периферические вулканические плато. — В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962, т. I.
- Белевич Е.Ф. Колебания уровня Каспийского моря и формирование дельты р. Волги. — Тр. Астраханского заповедника, 1958, вып. IV.
- Белюсов В.В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). — В кн.: Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
- Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Божич П.К. Размыв морского берега в Гаграх. — Учен. зап. МГУ, 1938, № 19.
- Будагов Б.А. Геоморфология северного склона Юго-Восточного Кавказа. — Тр. Ин-та геогр. АН АзССР, 1957, т. VII.
- Будагов Б.А. Роль новейших тектонических явлений в селеобразовании. — В кн.: Защита железных дорог от селевых потоков. М., 1962.
- Будагов Б.А. Вертикальная поясность современных денудационных процессов южного склона Главного Кавказского хребта в связи с формированием селей. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1963, № 1.

- Будагов Б.А. Современное и древнее оледенение азербайджанской части Большого Кавказа (на азерб. яз., резюме на русск.). Баку: Изд-во АН АзССР, 1965.
- Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника азербайджанской части Большого Кавказа. Автореф. дис. докт. геогр. наук. Баку: Ин-т геогр. АН АзССР, 1967.
- Будагов Б.А. Геоморфология Южного Склона Большого Кавказа. Баку: Эпм, 1969.
- Будагов Б.А. Основные этапы развития рельефа азербайджанской части Большого Кавказа. - Тр. Ин-та геогр. АН АзССР, 1976, т. XVI. (Вопросы истории развития рельефа и ландшафты Азербайджанской ССР").
- Будагов Б.А. К вопросу четвертичного оледенения Юго-Восточного Кавказа. - ДАН АзССР, 1977, т. XXXIII, № 2.
- Будагов Б.А., Лиленберг Д.А., Ширинов Н.Ш. История развития гидрографической сети Юго-Восточного Кавказа. Ст. I-II. - Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1959, № 5; 1960, № 1.
- Будагов Б.А., Михайлов А.А. Некоторые вопросы геоморфологии дагестанской части Кусарской наклонной равнины. - Тр. геогр. об-ва АзССР, 1977, т. V.
- Бурштар М.С., Варущенко С.И., Леонтьев О.К. Перспективы открытия на Дагестанском шельфе нефтяного месторождения Инче-море. - Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 2.
- Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1948.
- Васильев В.А. Современные просадочные и эрозионные явления на орошаемых землях юго-восточного Предкавказья. - Изв. СКНЦ ВШ. Сер. естеств. наук, 1974, вып. 4.
- Вассоевич Н.Б., Хаин В.Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1.
- Вахушти. География Грузии. Пер. с груз. М. Джанашвили. - Зап. Кавказ. отд. Рус. геогр. об-ва, Тифлис, 1904, т. 24.
- Великовская Е.М. К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. - В кн.: Сборник МОИП, посвященный памяти А.Н. Мазаровича. М., 1953.
- Великовская Е.М. О древних продольных речных долинах Большого Кавказа. - Науч. докл. высш. школы Геол. и геогр., 1958, № 4.
- Великовская Е.М., Израилев В.М. О строении и происхождении Северо-Юрской депрессии между долинами рек Кубань - Большая Лаба. - Тр. ВАГТ, 1960, вып. 6.
- Верещагин Н.К. К истории фауны позвоночных и развитие ландшафтов Ставрополя в неогене. - В кн.: Материалы по изучению Ставропольского края, 1954, вып. 6.
- Волобуев В.Р. О высоких древнекаспийских террасах Восточного Закавказья. - Изв. АзССР, 1944, № 11.
- Волобуев В.Р. Кура-Араксинская низменность. - В кн.: Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1959.
- Волобуев В.Р., Ширинов Н.Ш. Краткая геоморфологическая характеристика Кура-Араксинской низменности. - В кн.: Природные условия и ресурсы Кура-Араксинской низменности. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965.
- Габриелян А.А. К истории тектонического развития Армении в третичное время. - ДАН СССР, 1946, т. 53, № 2.
- Габриелян А.А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов приереванского района. - ДАН АрмССР, 1948, № 1.
- Габриелян А.А. О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. - Науч. тр. Ереван. ун-та, 1952, т. XXXVII.
- Габриелян А.А. Новые данные по тектонике Среднеараксинской котловины. - ДАН АрмССР, 1958, т. 26, № 5.
- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Стратиграфия, тектоника и история геологического развития. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Габриелян Г.К. Ширакский, Базумский, Гукасянский, Чалдырский хребты. Верхнеахурянская котловина. - В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. Т. I.
- Гальперин Е.И., Косминская И.П., Кракшина Р.М. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании в центральной части Каспийского моря. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостехиздат, 1962.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1949.

- Гамкрелидзе П.Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. - Тр. Груз. политехн. ин-та, 1954, № 32.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. - Геотектоника, 1966, № 3.
- Гамкрелидзе П.Д. Введение. II советско-индийский симпозиум. Сравнительная геология Кавказа и Гималаев: Путеводитель экскурсий и иллюстрации. АН СССР и АН Грузинской ССР. Тбилиси, 1975.
- Гасанов Г. Аб. Тектонические покровы на Шахдагском хребте (Малый Кавказ). - ДАН СССР, 1971. Т. 201, № 4.
- Гвоздецкий Н.А. Карст. 2-е изд. М.: Географгиз, 1954.
- Геворкян В.Х., Довгань Р.Н. О тектонических условиях размещения кос на северном побережье Азовского моря. - ДАН УССР, 1964, № 1.
- Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976.
- Геология Армянской ССР, т. 1. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1959.
- Геоморфология Грузии. Тбилиси: Изд-во Мецниереба, 1971.
- Геоморфологическая карта СССР. М-б 1:4 000 000. М.: ГУГК, 1960.
- Гниловский В.Г. Результаты геоморфологических наблюдений в верхней части долины р. Б. Егорлык и в котловине Сенгимевского озера. - Тр. Ставроп. пед. ин-та, 1948, вып. 2.
- Гниловский В.Г., Горелов С.К. Геоморфологические особенности, новейшие и современные тектонические движения локальных структур Ставропольской возвышенности. - Тр. Ставроп. пед. ин-та, 1960, вып. 18.
- Голяков В.А. Геологическое строение Ставропольского газоносного района. - Геология нефти, 1958, № 1.
- Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. - В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.
- Горелов С.К. Поверхности выравнивания пластовых возвышенностей юго-востока Русской платформы и их значение для анализа тектонических структур. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 1.
- Горелов С.К. Тектонические движения Азово-Кубанской равнины по данным изучения отложений и морфологии пойм. - В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Горецкий Г.И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманьчья в узунларско-гирканский и буртасский века. - Вопросы географии, 1953, вып. 33.
- Горецкий Г.И. О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани. - В кн.: Вопросы стратиграфии и палеографии четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Григорьянц Б.В., Хаин В.Е., Шарданов А.Н., Соловьев В.Ф. Тектоническое положение Апшеронского полуострова в системе Большого Кавказа (по новым материалам). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
- Григорьянц Б.В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962.
- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. - Труды ин-та геол. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 17.
- Гроссгейм В.А. Некоторые черты рельефа Юго-Восточного Кавказа. - Изв. ВГО, 1948, т. 80, № 1.
- Гроссгейм В.А. К вопросу об истории осадконакопления в мезокайнозойе на территории Северного Кавказа и Предкавказья. - Бюлл. МОИП, отдел. геол., 1957, т. 32, вып. 2.
- Девдариани Г.С. О водораздельных конгломератах Мегрелии. - ДАН СССР, 1962, т. 147, № 2.
- Джанелидзе А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. - Тбилиси: Изд-во Груз. филиала АН СССР, 1940.
- Добрынин Б.Ф. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. Изд. второе. М.: Учпедгиз, 1948.
- Довгань Р.Н. О блоковом строении зоны сочленения Приазовского массива с Причерноморской впадиной. - ДАН УССР, 1967, № 1.
- Дотдугев С.И. О речных террасах в главных долинах Кубани и их роли при определении неотектонических деформаций. - В кн.: Северный Кавказ. Ставрополь: Изд-во Ставроп. пед. ин-та, 1975а, вып. 3.

- Дотдугев С.И. Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа: Автореф. дис. канд. геол. наук. Тбилиси: Мецниереба, 1975б.
- Думитрашко Н.В. Основные проблемы геоморфологии Кавказа. - В кн.: Материалы Всесоюзного совещания геоморфологической комиссии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Думитрашко Н.В. Современные речные долины и террасы. Древние долины. Поверхности выравнивания. - В кн.: Геология АрмССР. Том. I. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Думитрашко Н.В. Орография. Процессы рельефообразования, геоморфологическое районирование. Плейстоценовое древнее оледенение, трансгрессии и развитие речной сети. - В кн.: Природные условия и естественные ресурсы СССР. Т. "Кавказ". М.: Изд-во Наука, 1966.
- Думитрашко Н.В., Бальян С.П. К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской толщи. - Изв. АН СССР. Сер. геологич., 1952, № 1.
- Думитрашко Н.В., Будагов Б.А. Некоторые вопросы истории развития гидрографической сети северного склона Юго-Восточного Кавказа. - Изв. АН АзССР, 1957, № 9.
- Думитрашко Н.В., Будагов Б.А. Древнее оледенение северного склона Юго-Восточного Кавказа. Азербайджанская ССР. - Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1958, № 4.
- Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А., Антонов Б.А., Бальян С.П. и др. Древние оледенения Кавказа и их сопоставление с оледенением Русской равнины. - Тр. комис. по изуч. четверт. периода, 1962, т. XIX.
- Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А. Современные проблемы геоморфологии Кавказа. - В кн.: Рельеф горных стран. - Вопросы географии, 1968, вып. 74.
- Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А., Будагов Б.А. Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Антонов Б.А. и др. Морфоструктурные закономерности Кавказа. - Изв. АН СССР. Сер. географ., 1968, № 6.
- Еременко Н.М. Карстовые явления на северном склоне восточной половины Большого Кавказа. - В кн.: Северный Кавказ. Ставрополь, 1969.
- Жданов А.М. Об основных проблемах берегов Черного моря. - Тр. ВНИИ Трансп. стр-ва, 1963. Вып. 50.
- Желтов П.И. Новые данные оледниковых отложениях в Закавказье. - В кн.: К 45-летию научной деятельности Н.Ф. Погребова. М., 1937.
- Звонкова Т.В. Прикладная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1970.
- Зограбян Л.Н. Геоморфология южных хребтов Армянской ССР. - В кн.: Геология АрмССР. Т. 1. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Ибрагимов Д.М. Геоморфология. - В кн.: Геологическое строение восточной части северного склона Кавказа. Л.: Гостоптехиздат, 1960.
- Ибрагимов Д.М. Структурно-геоморфологические особенности восточной части северного склона Кавказа. В кн.: Материалы комплексной южной геологической экспедиции АН СССР. 1962, вып. 7.
- Иванова Н.К. Материалы к стратиграфии травертинов г. Мацук в окрестностях Пятигорска. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1946, т. 21, вып. 5.
- Исаханян Д.П. О возрасте гориской толщи Западно-Карабахского вулканического нагорья. - Науч. труды Ереванского гос. ун-та, 1955, т. 52, вып. 2.
- Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Изд-во Наука, 1966.
- Кавришвили В.И. К геоморфологии и гидрографии Джавахетии. - В кн.: Джавахетия. Тифлис, 1933.
- Казакова Н.М. К вопросу о происхождения оз. Севан. - Труды ин-та географии АН СССР, 1955, т. 65.
- Казиков М.П., Чарыгин М.М. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М.: Госполитиздат, 1958.
- Карапетян О.Т. Геологическое описание Ахалкалакского уезда. Тифлис, 1929.
- Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М.: Л., 1972.
- Кашкай М.А. Новые данные по геологии центральной части Малого Кавказа. - ДАН АзССР, 1952, № 7.
- Кашкай М.А., Хаин В.Е., Шихалибейли Э.Ш. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. - ДАН АзССР, 1952, т. VIII, № 6.
- Кленова М.В., Солевьев В.Ф., Алексина И.А., Вихренко Н.М. и др. Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

- Ковалевский С.А. Грязевые вулканы южного Прикаспия. Баку: Азнефтеиздат, 1940.
- Клименко А.И. Оползни Терско-Сунженской нефтегазоносной области и условия их развития: Автореф. дис. канд. географ. наук, 1972.
- Клопотовский Б.А. К геоморфологии Месхети. - Тр. Ин-та геогр. АН ГССР, 1950, т. 5, вып. 1.
- Когошвили Л.В. К вопросу о молодых тектонических движениях в связи с происхождением Мухранской долины. - Сообщ. АН ГССР, 1951, т. XII, № 5.
- Кожевников А.В. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения долины р. Кубани. - Тр. Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959-1960 гг., 1962, т. 3.
- Кондакова Л.П. Новейшая тектоника Маньчжунских прогибов. Автореферат диссерт. М.: Изд-во МГУ, 1969.
- Кравченко Г.Л. К вопросу о тектонике Северного Приазовья. - В кн.: Геологический журнал АН СССР. Киев: Наукова думка, 1965.
- Криволюцкий А.Е. Древние поверхности выравнивания и денудационный срез. - Вестн. МГУ, 1969. Сер. геогр., № 4.
- Криволюцкий А.Е. Жизнь земной поверхности. - В кн.: Проблемы геоморфологии. М.: Мысль, 1971.
- Кузнецов С.С. Происхождение оз. Гокча. - Природа, 1928, № 7-8.
- Кузнецов С.С. О некоторых геоморфологических чертах побережий оз. Севан. - Изв. АН СССР, отд. физ.-мат. наук, 1930.
- Кузнецов С.С. Геология северо-западного побережья оз. Севан (Гокча). - В кн.: Бассейн озера Севан (Гокча). М.: Изд-во АН СССР, 1933, т. III, вып. 2.
- Кузнецов С.С. Основные элементы геоморфологии гор на примере Большого Кавказа. - Уч. зап. ЛГУ, 1950, вып. 1. Сер. геол., т. 102.
- Кулакова Л.С., Лебедев Л.И., Улицкий Ю.А., Чистяков А.А. Некоторые результаты структурно-геоморфологического изучения Южного Каспия. - Океанология, 1974, т. XIV, вып. 2.
- Кулиев Р.Я. Основные особенности рельефа Карабахского нагорья. - Изв. АН АзССР, 1964. Сер. Науки о Земле, № 6.
- Кулиев Р.Я. Геоморфология Карабахского вулканического нагорья: Автореф. канд. дис. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966.
- Лалиев А.Г. К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. - Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. X (XV), 1957.
- Лебедев Л.И. Происхождение шельфа Среднего Каспия. - Дан СССР, 1961, т. 137, № 4.
- Лебедев Л.И., Маев Е.Г. Верхнечетвертичные осадки и геологическое строение Апшеронского порога Каспийского моря. - В кн.: Геология дна океанов и морей. М.: Наука, 1964.
- Лебедев П.И. Вулкан Алагез. Междунардн. геологич. конгресс, VIII сессия. СССР. Экскурсия по Кавказу. Армянская ССР. Ереван, 1937.
- Лебедева Н.А. Геоморфология Лабино-Зеленчукского междуречья Северо-Западного Кавказа. - В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Лебедева Н.А. Континентальные антропогеновые отложения Азовско-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. - Тр. ин-та геологии АН СССР, 1963, вып. 84.
- Леонтьев О.К. Следы древнекаспийских регрессий в рельефе берегового склона Дагестанского побережья Каспия. - Вестн. МГУ, 1948, № 3.
- Леонтьев О.К. Основные черты динамики и морфологии берегов Каспийского моря. - В кн.: Вопросы океанологии. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Леонтьев О.К. Донный рельеф Северного Каспия и его возможная связь с тектоническими зонами Юго-Запада Прикаспийской низменности. - Изв. высш. учебн. заведений, геология и разведка, 1961, № 6.
- Леонтьев О.К. Рельеф и тектоника дна Каспийского моря. - Вестн. МГУ. Сер. геогр., № 4, 1964.
- Леонтьев О.К. Типы рельефа подводного берегового склона Южно-Дагестанского побережья Каспия. - Геоморфология, 1973, № 1.
- Леонтьев О.К., Андреев В.В., Безруков А.А., Мысливец В.И. Новые данные по геоморфологии подводного берегового склона района мыса Токмак и косы Кендерли. - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, 1976, вып. 5.
- Леонтьев О.К., Варущенко С.И. Геоморфология прибрежной полосы шельфа Дагестанского побережья Каспийского моря и проблемы "третьей антиклинальной зоны". - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, 1976, вып. 5.

- Леонтьев О.К., Мякокин В.С. Методика и научные результаты специализированной крупномасштабной геолого-геоморфологической съемки прибрежной части Дагестанского шельфа (Каспийское море). - В кн.: Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тбилиси: Мецниереба, 1972.
- Леонтьев О.К., Халилов А.И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. О возрасте молодых вулканических толщ Карабахского плато. - ДАН АзССР, 1947, т. III, № 3.
- Лилиенберг Д.А. Опыт геоморфологического районирования молодых горных стран (на примере южного склона Юго-Восточного Кавказа). - В кн.: 5-я конференция молодых ученых ИГ АН СССР, М., 1957.
- Лилиенберг Д.А. Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. - Труды ин-та геогр. АН СССР, т. 74. - В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М., 1958, вып. 18.
- Лилиенберг Д.А. Пещеры и некоторые особенности карстовых явлений в Дагестане. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959а, т. 34, вып. 2.
- Лилиенберг Д.А. Особенности рельефа и новейшие тектонические движения Восточного Кавказа. - Географ. сообщения, М., 1959б, вып. 1.
- Лилиенберг Д.А. Морские террасы Северо-восточного Закавказья. Геогр. сообщ., вып. 2. М-лы 7-й конф. молодых ученых. М.: ИГ АН СССР, 1961.
- Лилиенберг Д.А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Лилиенберг Д.А., Метцкова В.А., Горелов С.К., Думитрашко Н.В., Муратов М.В. Карта современных вертикальных движений земной коры и морфоструктурные закономерности Кавказа. - В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Тр. III Международн. симпозиума по современным движениям земной коры. М.: Наука, 1969.
- Личков Б.Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Алагез - потухший вулкан Армянского нагорья, т. I и II - Тр. СОПС. Сер. закавказ., 1931.
- Лукашевич С.И., Страхов В.А. Гидрологический очерк долины верхней Куры. - В кн.: Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинской низменности. Вып. 5. Тифлис, 1933.
- Маев В.Г. Зависимость типов рельефа западной части северо-апшеронского шельфа от геологического строения дна. - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, 1974, вып. 5.
- Майсурадзе Г.М. Роль мюльтиценового вулканизма в формировании современного рельефа Эрзушетского нагорья. - Сообщ. АН ГрузССР, 1967, т. XVII, № 1.
- Макацария А.П. О возможной причине занесения вершины Потийского подводного каньона и мерах борьбы против разрастания каньонов. - Сообщ. АН ГрузССР, 1969, т. 54, № 3.
- Макеев З.А. Инженерно-геологическая характеристика майкопских глин на территории: южная часть Сталинградской области - Центральное Предкавказье: Автореф. дис. докт. геол. наук. М.: МГУ, 1956.
- Маловицкий Я.П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря. - В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965.
- Маловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. - В кн.: Строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1966.
- Мамедов А.В. Структурно-фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности сарматских отложений Среднекуриной впадины. Баку: Изд-во АН АзССР, 1968.
- Мамедов А.В. Геологическое строение и история развития Среднекуриной впадины в связи с нефтегазоносностью: Автореф. дис. докт. геол. наук. Баку: изд-во АН АзССР, 1970.
- Мамедов А.Ш., Абдуллаев Р.Н., Байрамов А.А. О закономерности размещения гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа в свете новых геофизических данных. - Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1974, № 2.
- Мамедов Т.А., Агаджанян Е.И., Харитонов В.М., Абасов М.М. и др. К палеогеографии северо-восточных предгорий Малого Кавказа (междуречье Тертерчая-Карачая) в раннеолигоценовое время. - Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1975, № 4.
- Мамыкина В.А. Типы берегов северо-восточной части Азовского моря и особенности их динамики. - Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1961, т. VIII.

Мамыкина В.А., Хрусталеv Ю.П. Процессы абразии и аккумуляции в современном осадконакоплении на примере Азовского моря. — *Океанология*, 1966, т. VI, вып. 3.

Мамыкина В.А., Хрусталеv Ю.П., Беляков С.И. Особенности абразии и дифференциации терригенного материала в береговой зоне Азовского моря. — В кн.: *Географические исследования на Северном Кавказе*. Ростов-на-Дону: Ростовское изд-во, 1974.

Мандрыч А.Ф. Твердый сток рек Западной Грузии: Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1967.

Маруашвили И. Современные "ледники" Мокрых гор (Южная Грузия). — *Природа*, 1951, № 1.

Маруашвили Л.И. Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии. — *Сообщ. АН ГрузССР*, 1956, т. XVII, № 4.

Маруашвили Л.И. Лихский пенеплен (опыт морфологической и генетической характеристики). — *Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр.*, 1966, № 5.

Маруашвили Л.И. Уникальная многоэтажная пещера Цухвати в Западной Грузии. — *Сообщ. АН ГрузССР*, 1967, № 1.

Маруашвили Л.И. Южно-Грузинское вулканическое нагорье. — В кн.: *Геоморфология Грузии*. Тбилиси: Изд-во "Мецниереба", 1971.

Мехтиев Ш.Ф. Основные черты геоморфологии Тальша. — *ДАН АзССР*, 1946, № 8.

Мехтиев Ш.Ф., Байрамов А.С. Основные черты геоморфологии Ленкоранской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1953.

Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений басс. оз. Севан. — *Изв. АН СССР. Сер. геолитч.*, 1952, № 4.

Милановский Е.Е. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. — *ДАН СССР*, 1960, т. 130, № 1.

Милановский Е.Е. Севанский хребет. Восточно-Саянский хребет. Памбакская долина. Севанская котловина. Следы древнего оледенения (на Армянском вулканическом нагорье): Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. — В кн.: *Геология Армянской ССР*. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962, Т. 1.

Милановский Е.Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа (неотектоника и новейший вулканизм): Автореф. дис. Изд-во МГУ, 1965а.

Милановский Е.Е. Происхождение Черноморской впадины и проблема взаимоотношений Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской складчатых систем. VII конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации: Доклады, ч. 1. София, 1965б.

Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966.

Милановский Е.Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре альпийского пояса. — *Вестн. МГУ. Сер. геол.*, 1967, № 1.

Милановский Е.Е. К проблеме плиоценовой истории Южного Каспия. — *Бюлл. МОИП, Отд. геол.*, т. XVIII(4), 1968а.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968б.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус. — В кн.: *Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа*. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.

Мкртчян К.А. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак: Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Ереван: 1956.

Мкртчян К.А. О памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. — *Изв. АН Арм. ССР. Сер. геол. и геогр. наук*, 1958, № 4.

Мкртчян К.А. К вопросу о молодой структуре и районировании новейших тектонических движений Советской Армении. — *Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук*, 1959, № 2.

Муратов М.В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. — *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1955, № 5.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Мусеилов М.А. Геоморфология междуречья Куры и Иори. — *Учен. зап. АГУ им. С.М. Кирова. Сер. геол.-геогр. наук*, 1965, № 4.

Мусеилов М.А. Отражение тектонического плана области междуречья Куры и Иори в его рельефе. — *Учен. зап. АГУ им. С.М. Кирова. Сер. геол. геогр.*, 1960, № 4.

Мусеилов М.А. Геоморфология и новейшая тектоника Среднекуринской впадины. Баку: Азернешр, 1975.

- Муσειбов М.А., Мамедов А.В. Некоторые вопросы изучения геоморфологии и палеогеографии Азербайджанской ССР. Учен. зап. АГУ им. С.М. Кирова. Сер. геол.-геогр., 1976, № 1.
- Невесский Е.Н. О ритмичности морских трансгрессий. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 1.
- Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н. Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудауты. — Геотектоника, 1969, № 3.
- Непрочнова А.Ф. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря по сейсмическим данным. М.: 1972, Изд-во МГУ.
- Нефедьева Е.А. Агмаганское вулканическое нагорье. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1950, вып. 47.
- Николаев Н.И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. — Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1948, т. 23.
- Островский А.Б. О строении переуглубленных речных долин на Черноморском побережье Кавказа. — ДАН СССР, 1966, т. 167, № 6.
- Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапой и устьем р. Шахе. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4.
- Островский А.Б. Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой сейсмичности этой территории. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970.
- Панов Д.Г., Сафронов И.Н. О геоморфологическом районировании Северного Кавказа. — Тр. по геол. и пол. иск. Северного Кавказа. Ставрополь, 1959.
- Панов Д.Г., Хрусталева Ю.П. Новейшие тектонические движения берегов и дна Азовского моря. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Панцулая В.В. Опыт выделения генетических зон россыпной золотоносности на территории Грузинской ССР: Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по геоморфологии Кавказа. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1963.
- Паффенгольц К.Н. К проблеме горы Алагез (Армения). М.: 1940.
- Паффенгольц К.Н. Четвертичные эффузивы Азербайджана и Восточной Армении. Геология СССР, т. X. Закавказье, 1941, ч. 1.
- Паффенгольц К.Н. Геология Армении. Госгеолиздат, 1948.
- Паффенгольц К.Н. О происхождении озер Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). — Изв. АН СССР, 1950. Сер. геол., № 1.
- Паффенгольц К.Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ажалкалакского) нагорья (Закавказье). — Тбилиси: АН ГССР, 1951 (Тр. Ин-та геол. и минер., вып. 4).
- Пириев Р.Х. Карта относительных высот Азербайджанской ССР. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук, 1964, № 6.
- Попов Г.И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья, сб. 22. М.; Л., 1947.
- Попов Г.И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, 1961, т. 2.
- Предельский Л.В. Литология и свойства голоценовых озерно-аллювиальных глин Терско-Сулакской низменности и дельты Терека: Автореф. дис. канд. геол. наук. Ростов-на-Дону, 1969.
- Путкарадзе А.Л. Бакинский архипелаг. Баку: Азернешр, 1958.
- Растворова В.А. О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. 38, № 6.
- Растворова В.А. Формирование рельефа гор (на примере Горной Осетии). М.: Изд-во Наука, 1973.
- Рейнгард А.Л. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области. — Изв. Кавказ. отд. Русск. геогр. о-ва, 1917, т. XXV
- Рейнгард А.Л. Несколько слов о хронологической связи между оледенениями Кавказа и каспийскими трансгрессиями. — Зап. Росс. Минерал. об-ва, 1932, т. 61, № 1.
- Рейнгард А.Л. Наблюдения по четвертичной геологии в центральной части Предкавказской равнины между Кумой и Череком. — Материалы ЦНИГРИ, 1933, сб. 2.
- Рейнгард А.Л. О возрасте оледенений в горной группе Шахдаг на Восточном Кавказе. — Тр. Ленингр. о-ва естествоисп. природы, 1936, т. 65, вып. 1.
- Рейнград А.Л. Морфогенез массива горы Алагез в свете новых геологических данных. — Изв. ВГО СССР, 1939, № 3.
- Рихтер В.Г., Маев Е.Г. Новые данные по геологии степного Мангышлака. — Докл. АН СССР, 1955, т. 126, № 2.

Романов Б.С., Юнов А.Ю. Тектоника Северного Каспия по данным морских геофизических исследований. — Геотектоника, 1968, № 6.

Рычагов Г.И. История развития Восточного Предкавказья в верхнеплиоценовое и четвертичное время. — Учен. зап. Моск. пед. ин-та, 1958, Сер. геогр., т. 70, вып. 3.

Сафронов И.Н. Геоморфологические особенности наклонных равнин Северного Кавказа. — Тр. Ставроп. пед. ин-та, 1957а, вып. 11.

Сафронов И.Н. Материалы к истории речной сети Северо-Западного Кавказа. — Тр. Ставроп. пед. ин-та, 1957б, вып. 11.

Сафронов И.Н. Террасы Кубани. — В кн.: Географич. сборник, X. Геогр. о-во СССР, М., 1958.

Сафронов И.Н. О поверхностях выравнивания Северного Кавказа. М., 1959. — Тр. по геологии и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. IX.

Сафронов И.Н. Закономерности формирования речной сети Северного Кавказа. — Изв. Высш. учебн. завед., 1967, № 7.

Сафронов И.П. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: Недра, 1972.

Сафронов И.Н. Геоморфология Западного и Центрального Предкавказья. — В кн.: Вопросы географии Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. Краснодар, 1973.

Сафронов И.Н., Хирсанов В.А. О некоторых закономерностях проявления гравитационных процессов на Северном Кавказе. — Изв. СКНЦ ВШ. Сер. Естеств. наук, 1974, № 6.

Саядян Ю.В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. — Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, № 3, 1969.

Саядян Ю.В., Алешинская З.В. Первая радиоуглеродная датировка и условия захоронения Лчашенских археологических памятников. — ДАН АрмССР, 1972, т. IV, № 1.

Собокарь Г.Т. Геологическая структура Украины и современные движения земной коры: Геофизический сборник АН УССР. Киев: Наукова думка, 1966, вып. 18.

Соловьев В.Ф., Кулакова А.С., Агапова Г.В. Рельеф и современная тектоническая структура дна Южного Каспия. XXI Междунар. геол. конгресс: Докл. сов. геологов. Геология моря. М., 1960.

Сорский А.А. О причинах отсутствия гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южнокаспийской впадины. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, вып. 3.

Судариков Ю.А. Системы разломов и тектоническая зональность эпигерцинской плиты Предкавказья. — В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР. Недра. М.: 1965.

Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. — Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958, № 8.

Табидзе Д.Д. Геоморфология бассейна р. Кодори. Автореферат диссерт. Тбилиси: Изд-во ТГУ, 1966.

Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л.: Недра, 1970.

Терехов А.А., Хахалев Е.М., Маловицкий Я.П. Новые данные о геологическом строении прикавказского континентального склона Черного моря. — ДАН СССР, 1970, т. 195, № 1.

Терехов А.А., Хахалев Е.М., Маловицкий Я.П. Строение верхней части разреза Черноморской впадины по профилю Геленджик-Синоп. "Морская геология и геофизика". Вып. 2. М.: Изд-во Недра, 1971.

Троцюк В.Я. Мелодика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазоносных работах. М.: Изд-во Недра, 1967.

Тушинский Г.К. Значение снежников и лавин в возникновении ледников и формировании рельефа. — Уч. зап. Моск. пед. ин-та, 1957, т. 66.

Успенская Н.Ю. Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья и некоторые особенности нефтегазоаккумуляции в ее пределах. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — Тр. Ин-та геол. АН СССР, 1957, вып. 10.

Федоров П.В. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. — ДАН СССР, 1959, т. 124, № 5.

Фоменко К.Е. Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным. — Геология нефти и газа, 1972, № 10.

Хайн В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950.

Хайн В.Е. Некоторые закономерности развития рельефа горных стран. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, № 2, 1952.

- Хайн В.Е. Становление рельефа Кавказа как итог его тектонического развития. — Труды конференции по геоморфологии Закавказья. Баку: Изд-во АН АзССР, 1953.
- Хайн В.Е., Абдуллаев Р.Н., Шихалибейли Э.Ш. Экзотические утесы типа осадочных клипшен на Малом Кавказе. — ДАН АзССР, т. XVIII, № 2, 1949.
- Хайн В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1950, т. 25, вып. 3.
- Хайн В.Е., Муратов В.М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. — Сб. матер. комит. южн. геолог. экспедиции АН СССР, 1962, вып. 7.
- Хайн В.Е., Тихомиров В.В., Горшенин Т.А. Верхний плиоцен восточной периферии Малого Кавказа. — ДАН СССР, т. 72, № 4, 1950.
- Хайн В.Е., Шарданов А.Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.
- Хрусталева Ю.П. Позднечетвертичные осадки Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону, 1966.
- Цагарели А.Л. Четвертичная тектоника Грузии. XXII сессия МГК Докл. совет. геологов (пробл. II). М.: Недра, 1964.
- Церетели Д.В. Рельеф и четвертичные отложения центральной части Колхидской низменности. — Тр. Ин-та геогр. им. Вахушти АН ГССР, т. XXVIII, 1964, № 6.
- Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Изд-во Мецниереба, 1966.
- Церетели Д.Д. Вулканический рельеф Джавахетского нагорья. Автореф. дис. Тбилиси: Изд-во Тбилисск. гос. ун-та, 1969.
- Чередниченко Л.И. К стратиграфии четвертичных отложений долины Кубани в ее нижнем течении. — В кн.: Вопросы географии Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. Краснодар, 1973.
- Черновалов М.Д. Овражная сеть Ставропольской возвышенности. — Тр. Ставроп. гос. ин-та, 1960, вып. 18.
- Чистяков А.А., Мирзоев Д.А. Результаты структурно-геоморфологических исследований в Терско-Сулакской низменности. — Материалы компл. южн. геологич. экспедиции АН СССР, 1962, вып. 7.
- Шарданов А.Н., Григорьянц Б.В., Мурадян В.М. Новые данные о внутримпалеогеновых перерывах и несогласиях на Юго-восточном Кавказе. — Изв. АН АзССР, 1955, № 9.
- Шарков В.В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М.; Л.: Изд-во Наука, 1964.
- Ширинов Н.Ш. К геоморфологии конусов выноса Куринской межгорной впадины и их связь с новейшими тектоническими движениями. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1961, № 3.
- Ширинов Н.Ш. К вопросу о выявлении погребенных нефтеносных структур методом геоморфологического анализа рельефа. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук и нефти, 1962, № 1.
- Ширинов Н.Ш. О возрасте современного горного рельефа Восточного Кавказа. — В кн.: Вопросы географии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964.
- Ширинов Н.Ш. Геоморфология Апшеронской нефтеносной области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965.
- Ширинов Н.Ш. Морфоструктуры и морфоскульптуры Кура-Араксинской депрессии. Особенности строения и развития. Автореферат дис. докт. геогр. наук. Баку, 1973а.
- Ширинов Н.Ш. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии (морфоскульптуры). Баку: Элм, 1973б.
- Ширинов Н.Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Баку: Элм, 1975а.
- Ширинов Н.Ш. Денудационно-аккумулятивные равнины подножья гор — педименты Кура-Араксинской депрессии. — ДАН АзССР, 1975б, т. XXXI, № 4.
- Ширинов Н.Ш., Гаджиев М.П. Геоморфология долины р. Тертер. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1964, № 2.
- Ширинов Н.Ш., Лилиенберг Д.А. О геоморфологии долины р. Сумгаит и ее развитии в четвертичном периоде. — ДАН АзССР, 1960, т. XVI, № 1.
- Ширинов Н.Ш., Троицк В.Я. Геоморфологические методы выявления погребенных поднятий в депрессионных областях на примере Куринской впадины. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания по палеогеографии Кавказа. Тбилиси, 1963.
- Ширинов Н.Ш., Троицк В.Я. Погребенные поднятия Нижне-Куринской впадины и методы их выявления. — В кн.: Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку: Изд-во АзССР, 1966.

Ширинов Ф.А., Баженов Ю.П. Геологическое строение предгорий южного склона Большого Кавказа. Баку: Азернешр, 1962.

Шихалибейли Э.Ш. Геоморфология и развитие рельефа азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. - В кн.: Тр. конференции по геоморфологии Закавказья. Баку: Изд-во АзССР, 1953.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку: Изд-во АН АзССР, 1964, т. 1; 1966, т. 2; т. 3, 1967.

Щербак ова Е.М. О молодости высокогорного рельефа Большого Кавказа (на примере Приэльбрусья). - Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разведка, 1965, № 7.

Щербак ова Е.М. Поверхности выравнивания и гляциально-нивальный уровень денудации (на примере Большого Кавказа). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, т. 43, вып. 5.

Щербак ова Е.М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973.

Щукин И.С. Очерки геоморфологии Кавказа. Большой Кавказ. - Тр. научн.-исслед. ин-та географии АН СССР, 1926, т. 1, вып. 2.

Якуш ова А.Ф. и др. Главнейшие черты геоморфологии и неотектоники Волго-Донской территории. - В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. М.: Недра, 1965.

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАВКАЗА. Б.А. Антонов, М.А. Мусеилов, И.Н. Сафронов, Н.Ш. Ширинов .....	5
РУССКАЯ РАВНИНА	
Предкавказская равнина	
Общая характеристика. И.Н. Сафронов .....	8
Азово-Кубанская равнина. И.Н. Сафронов .....	9
Ставропольское плато. И.Н. Сафронов .....	10
Терско-Кумская низменность. А.Ф. Якушова, А.А. Чистякова .....	13
Приманьчская низменность. Л.И. Кондакова, И.Н. Сафронов, А.Ф. Якушова .....	15
КРЕЙМСКО-КАВКАЗСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА	
Общая характеристика. Е.Е. Милановский .....	19
Предгорные депрессии и возвышенности	
Общая характеристика. И.Н. Сафронов .....	20
Таманский полуостров. Н.С. Благоволит .....	21
Западно-Кубанская равнина. И.Н. Сафронов .....	22
Восточно-Кубанская и Минераловодская равнины. И.Н. Сафронов .....	24
Терско-Кабардино-Сунженская область. И.Н. Сафронов .....	25
Общая характеристика И.Н. Сафронов .....	-
Терский и Кабардино-Сунженский хребты И.Н. Сафронов .....	26
Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская наклонные равнины И.Н. Сафронов .....	29
Низменности Терека и Сулака И.Н. Сафронов .....	30
Предгорья Восточного Дагестана. Д.А. Лилиенберг .....	31
Кусарская наклонная равнина. Б.А. Будагов .....	34
Большой Кавказ	
Общая характеристика. И.Н. Сафронов .....	35
Северо-Западный Кавказ. В.М. Муратов .....	36
Западный и Центральный Кавказ .....	40
Общая характеристика. И.Н. Сафронов .....	-
Прикубанские моноклинальные хребты и депрессии. И.Н. Сафронов .....	-
Приэльбрусские моноклинальные хребты и депрессии. Е.Е. Милановский .....	43
Водораздельный и Передовой хребты. И.Н. Сафронов, Е.Е. Милановский .....	45
Южный склон Западного и Центрального Кавказа. Л.И. Маруашвили .....	49
Восточный Кавказ .....	51
Общая характеристика. Б.А. Будагов, Д.А. Лилиенберг .....	-
Приказбекская и Чечено-Ингушская подобласть. Е.Е. Милановский, И.Н. Сафронов .....	53
Среднегорный Дагестан. Д.А. Лилиенберг, Д.М. Ибрагимов .....	58
Боковой и Водораздельный хребты. Б.А. Будагов .....	61
Южный склон Восточного Кавказа. Л.И. Маруашвили .....	62
Юго-восточный склон Восточного Кавказа. Б.А. Будагов .....	64
Юго-Восточный Кавказ. Б.А. Будагов .....	66
Апшероно-Кобыстанские низкогорья. Н.Ш. Ширинов, Д.А. Лилиенберг .....	71
Закавказская межгорная депрессия	
Общая характеристика. М.А. Мусеилов, Н.Ш. Ширинов .....	75
Рионская впадина. Д.В. Церетели .....	76
Лихский хребет и Верхнеимеретское плато. Д.В. Церетели, Л.И. Маруашвили .....	77
Курильская впадина .....	79
Общая характеристика. М.А. Мусеилов, Н.Ш. Ширинов .....	-
Верхнекурильская (Верхнекартлийская) впадина. Д.В. Церетели .....	80
Иорско-Аджиноурские низкогорья. Н.Ш. Ширинов, М.А. Мусеилов .....	81

Алазано-Агрчайская депрессия. Б.А. Будагов, М.А. Мусеилов, Н.Ш. Ширинов .	91
Караязи-Гянджинская равнина. М.А. Мусеилов, Н.Ш. Ширинов .	92
Кура-Араксинская низменность. Н.Ш. Ширинов .	94

## ПЕРЕДНЕАЗИАТСКИЕ НАГОРЬЯ

Общая характеристика. Б.А. Антонов, С.П. Бальян .	97
Малый Кавказ	
Общая характеристика. Б.А. Антонов .	98
Внешние северные хребты. Н.Е. Астахов, Ш.А. Цховребашвили .	99
Внешние восточные хребты. Б.А. Антонов, Н.Е. Астахов .	102
Внутренние среднегорные хребты и впадины. Б.А. Антонов, С.П. Бальян, Л.Н. Зограбян .	107
Тальш. Б.А. Антонов .	115
Армянское вулканическое нагорье	
Общая характеристика. С.П. Бальян .	117
Центральное Армянское вулканическое нагорье	
Общая характеристика. С.П. Бальян .	119
Массив Арагац. С.П. Бальян .	121
Гегамское нагорье. С.П. Бальян .	124
Вардениское нагорье. С.П. Бальян .	126
Карабахское нагорье. Р.Я. Кулиев .	128
Южно-Грузинское вулканическое нагорье	
Общая характеристика. Л.И. Маруашвили .	134
Эрушетское нагорье. Л.И. Маруашвили .	131
Джавапетское плато. Л.И. Маруашвили .	-
Верхнекуринское ущелье. Л.И. Маруашвили .	131
Абул-Самсарское и Джавапетское нагорья. Л.И. Маруашвили .	-
Лавовые Чоцианское, Гомаретское, Дманисское, Беденско-Нижнекартлийское плато. Л.И. Маруашвили .	141
Гукасянский и Чалдырский хребты. Г.К. Габриелян .	141
Цалкинская котловина. Л.И. Маруашвили .	-
Лорийская котловина. Г.К. Габриелян .	141
Верхнеахурянская котловина. Г.К. Габриелян .	141
Амасийская котловина. Г.К. Габриелян .	-
Приараксинские хребты и впадины. Б.А. Антонов, М.А. Абасов, Л.Н. Зограбян .	-
Среднеараксинские котловины. Б.А. Антонов, М.А. Абасов, С.П. Бальян, Л.Н. Зограбян .	-

## ВПАДИНЫ МОРЕЙ

Азовское море. В.А. Мамыкина .	
Черное море. Е.Е. Милановский, В.П. Гончаров .	
Каспийское море. О.К. Леонтьев .	

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ КАВКАЗА. Н.Е. Астахов, С.П. Бальян, И.Н. Сафронов, В.В. Панцулая, Г.А. Хадилов, Н.Ш. Ширинов .	172
---	-----

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ КАВКАЗА. Б.А. Антонов, Н.Е. Астахов, М.А. Мусеилов, И.Н. Сафронов .	180
---	-----

ЛИТЕРАТУРА .	183
--------------	-----

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
87	1 св.	геогряды	Геокчайской гряды
189	24 св.	Метцкова В.А.	Матцкова В.А.
196	6 св.	Хадилов	Халилов

Региональная геоморфология Кавказа

3467