

Н. Ш. ШИРЯНОВ

НОВЕЙШАЯ
ТЕКТОНИКА
И РАЗВИТИЕ
РЕЛЬЕФА

КУРА-АРАКСИНСКОЙ
ДЕПРЕССИИ

БАКУ-1975

Н. Ш. ШИРИНОВ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И РАЗВИТИЕ
РЕЛЬЕФА КУРА-АРАКСИНСКОЙ
ДЕПРЕССИИ

5392

Дорогому
Левону Пересовику
Зографу
с добрыми пожеланиями
Ширинов



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Азербайджанской ССР
Редактор Б. А. Антонов*

© Издательство «Элм», 1975 г.

2-9-2
66-74 М

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данная работа является продолжением ранее опубликованной нами монографии, посвященной морфоскульптурам рельефа Кура-Араксинской депрессии*. В первой книге рассматриваются закономерности пространственного проявления современных экзогенных рельефообразующих процессов, детально охарактеризованы строение и динамика современных берегов прилегающего побережья Каспийского моря, а также строение, генезис и возраст морских и речных террас, долин и конусов выноса. При характеристике морфоскульптур рельефа установлена их связь с геологическим строением, новейшими и современными тектоническими движениями.

Все эти материалы использованы при написании данной монографии, освещающей основные вопросы геоморфологии Кура-Араксинской депрессии: новейшие и современные тектонические движения, морфоструктуры и развитие рельефа. Кроме этого, использованы данные анализа материалов бурения и геофизических исследований, а также результаты экспедиционных исследований 1953—1954 и 1959—1970 гг., проведенных с целью составления средне- и крупномасштабных геоморфологических карт и изучения новейших тектонических движений.

Как известно, до сих пор остаются нерешенными и дискуссионными некоторые вопросы геоморфологии и неотектоники. Собранный нами фактический материал и анализ результатов бурения и геофизических исследований позволяют рассмотреть эти вопросы и высказать свою точку зрения. В разделе «Неотектоника» излагаются некоторые соображения относительно предмета изучения неотектоники, начального рубежа и объема неотектонического этапа.

Приводятся данные об основных показателях новейших тектонических движений: гипсометрическом уровне, мощностях и литофациях новейших отложений, формировании и развитии структурного плана, характере складчатости и разрывных дислокациях, формировании и деформации поверхностей выравнивания, морских и речных террас и эрозионном расчленении территории. Освещается также история новейших тектонических движений и дается их количественная характеристика. Для полноты представления некоторые элементы рельефа и геологического строения прослеживаются по всей Куринской впадине и

* «Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии» (Морфоскульптуры). АН Азерб. ССР, Баку, 1973.

смежным склонам Б. и М. Кавказа. Количественная характеристика новейших движений дается как для неотектонического этапа, так и для отдельных эпох. При этом характеристики отдельных эпох сравниваются по величине общего размаха, амплитуд и скорости движений. В конце вышеуказанного раздела даются общая характеристика современных тектонических движений Кура-Араксинской депрессии и неотектоническое районирование территории.

Следующий раздел монографии посвящен истории геологического развития рельефа. Здесь вскрываются причинная связь и взаимообусловленность отдельных событий в истории развития и становления современного рельефа с геологическим развитием области. Для того чтобы у читателя сложилось отчетливое представление о новейшей истории развития рельефа Кура-Араксинской депрессии (в особенности истории развития гидрографической сети), при характеристике отдельных геоморфологических процессов освещаются также смежные участки горных сооружений Б. и М. Кавказа.

В последнем, третьем разделе монографии дана характеристика морфоструктур Кура-Араксинской депрессии. Вначале дается анализ существующих общих представлений о морфоструктурах рельефа и высказывается определенная точка зрения. Далее Кура-Араксинская депрессия определяется как крупный морфоструктурный элемент рельефа Кавказа, подробно описываются особенности рельефа отдельных ее морфоструктур более низшего порядка.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Некоторые проблемные вопросы неотектоники

В последнее время все более необходимым становится углубление неотектонических исследований. Это обусловлено тем, что без глубоких познаний неотектоники невозможно восстановить ход развития тектонических структур и рельефа, особенностей их формирования во времени и пространстве, определить характер взаимосвязи рельефа и тектоники, а также связи последних с формированием месторождений рудных и горючих ископаемых.

Широкий размах неотектонических исследований на Кавказе за последние два десятилетия (Н. И. Николаев, 1948; Е. Е. Милановский, 1952, 1964, 1965, 1968, 1969; В. Е. Хаин, 1953; В. А. Растворова, 1960, 1961; Б. А. Антонов, 1961; С. П. Бальян, 1961; Н. В. Думитрашко, 1961; Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг, Б. А. Будагов, 1961; Н. Ш. Ширинов, 1962, А. А. Габриелян, 1963, М. А. Мусеилов, 1963, И. Н. Сафронов, 1964, 1970; А. Л. Цагарели, 1964; Н. Е. Астахов, 1965; Ф. С. Ахмедбейли, 1966; А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, Н. Ш. Ширинов, 1967; Б. А. Будагов, 1967; Л. В. Когошвили, 1970 и др.) свидетельствует об огромном значении изучения неотектоники в геоморфологических и геологических исследованиях.

В работах указанных авторов, кроме региональной характеристики новейших тектонических движений, освещены и такие вопросы, как предмет изучения неотектоники, начало и объем неотектонического этапа, количественная и качественная характеристика движений, связи неотектонических движений с геологическим строением и рельефом, неотектоническое районирование и др. Тем не менее многие вопросы неотектоники Кавказа и отдельных его регионов, в особенности о начале и объеме неотектонического этапа, до сих пор остаются дискуссионными. Эти вопросы не получили своего окончательного решения и по другим регионам СССР и Земли в целом.

В данной работе на основании результатов наших исследований, проведенных в период с 1953 по 1970 гг., обобщения и анализа существующей литературы, данных бурения и геофизики рассматриваются некоторые из указанных дискуссионных вопросов неотектоники.

О предмете изучения неотектоники. Для решения дискуссионных вопросов неотектоники прежде всего следует уточнить предмет изучения

последней. В. А. Обручев (1922) при исследовании гор Южной Сибири обнаружил новейшую тектоническую активизацию земной коры, нашедшую свое отражение в формах рельефа. Аналогичное мнение было высказано позднее (в 1924 г.) немецким ученым В. Пенком (1961)*.

С. С. Шульц (1939) на основании глубокого анализа соотношения современного рельефа и тектоники Тянь-Шаня высказывает мнение о том, что под новейшей тектоникой нужно понимать тектонические процессы, создавшие основные черты современного рельефа Тянь-Шаня. Более полное понятие о предмете изучения новейшей тектоники сформулировано в работе Н. И. Николаева (1962). Согласно определению указанного автора новейшая тектоника изучает тектонические процессы, обуславливающие структурные формы и определяющие основные черты современного рельефа земной поверхности.

В ряде работ по неотектонике Азербайджана (А. В. Мамедов, М. А. Мусейбов, Н. Ш. Ширинов 1966 аб; М. Г. Агабеков, Ш. А. Азизбеков, Б. А. Антонов, Ф. С. Ахмедбейли, Б. А. Будагов, Б. В. Григорьянц, К. А. Исмаилов, А. В. Мамедов, М. А. Мусейбов, Н. Ш. Ширинов, Э. Ш. Шихалибейли и др. 1968) высказываются сходные точки зрения и за новейшие движения принимаются те процессы, которые сформировали современный облик структурного плана и рельефа. Подобных взглядов придерживаются также исследователи других регионов СССР.

Итак, по представлениям большинства исследователей неотектоникой охватываются те тектонические процессы, которыми обусловлены современные геологические структуры и рельеф земной поверхности. Фактические данные по территории Азербайджана, в том числе и Кура-Араксинской депрессии, не отрицают справедливости этого определения. Однако следует отметить, что при установлении возраста современного структурного плана и рельефа, на основании которого определяется объем неотектонического этапа, мнения авторов часто расходятся. Так, например, за возраст структуры и рельефа одними авторами принимается отрезок геологического времени, в котором начали формироваться современный структурный план и рельеф, другими — период завершения формирования структур и рельефа, а третьими — интервал времени возникновения и завершения формирования рельефа и структур. Кроме того, в одном и том же регионе при определении объема новейшего этапа исследователи основываются на возрасте морфоструктур разной категории.

Не менее существенным фактом является и то, что при установлении начального рубежа и продолжительности неотектонического этапа в одних случаях во внимание принимаются основные, общие черты рельефа и структурного плана, а в других случаях — их детали. Отсюда и возникают те разногласия во взглядах, в определении начала и объема неотектонического этапа, которые встречаются в литературе.

Анализ строения морфоструктур, установления времени заложения, истории развития и структурной обусловленности их позволяет принять за неотектонический этап тот отрезок геологического времени, в течение которого создались наиболее крупные морфоструктуры современного рельефа. Именно такие морфоструктуры являются достаточно устойчивыми во времени, сохраняющими главные черты своего строения. В пределах территории Азербайджанской ССР такими морфоструктурами могут быть Кусаро-Дивичинская равнина, Большой Кавказ, Курильская впадина (или Кура-Араксинская депрессия), Малый Кавказ, и Талыш, Приараксинская депрессия. Более мелкие морфоструктуры, расположенные в пределах крупных, формировались в течение всего неотектонического этапа, в различные эпохи проявления новейших движений.

* Русское издание

При определении начального рубежа неотектонического этапа решающее значение должны иметь факты, говорящие о коренном изменении количественных соотношений и зарождении нового качества в процессах формирования современного структурного плана и рельефа в альпийском цикле тектогенеза (В. Е. Хаин, 1953; Н. И. Николаев, 1949, 1962; И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков 1964 и др.). Подобный подход к данному вопросу позволяет более объективно определить объем неотектонического этапа.

Начальный рубеж и объем неотектонического этапа. Выше было сказано, что различие в подходе к выбору предмета неотектоники приводит к разногласию как в определении начального рубежа, так и объема неотектонического этапа. Рассмотрим вопрос о том, следует ли выделять новейший тектонический этап из альпийского цикла тектогенеза.

Еще в 1948 г. на конференции Московского общества испытателей природы В. А. Обручев предложил рассматривать новейшие тектонические движения отдельно от альпийского цикла тектогенеза. Позже эти взгляды были поддержаны Н. И. Николаевым (1949, 1962) и другими авторами, которые основывались при этом на фактах повсеместного резкого усиления на рубеже неогена и палеогена новейших тектонических движений, формирования горных сооружений, усиления денудации и образования молассовых отложений, перестройки структурного и орографического плана и т. д. Действительно, все эти факты имели место в начале неогена. Однако зачатки указанных процессов и движений проявились в еще более ранние этапы альпийского цикла тектогенеза. А что касается перестройки тектонического плана, то она носила преимущественно частный характер и затрагивала более мелкие морфоструктуры, изменяя лишь детали строения крупных морфоструктур.

Главной же характерной чертой тектонических движений на протяжении всего альпийского цикла тектогенеза была их общая направленность, которая не испытывала в этот период существенных изменений в пределах крупных орогенных областей. Изменения претерпевали лишь такие показатели неотектоники, как скорости, амплитуда, контрастность и дифференцированность движений.

Таким образом, следует подытожить, что изменения испытывали лишь количественные показатели тектонических движений. С качественной же стороны они оставались почти неизменными. Поэтому новейший тектонический этап нельзя выделить из альпийского цикла тектогенеза и рассматривать его нужно в качестве позднейшего этапа орогенического цикла, как это делали Е. Е. Милановский (1964, 1965, 1968), Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963), О. К. Леонтьев (1970) и др. Остановимся вкратце на образе известных источников о начальном рубеже и объеме неотектонического этапа.

Данные ряда ученых (Л. И. Маруашвили, К. Н. Паффенгольца, Лестера Кинга, В. А. Растворовой, Я. П. Маловицкого, Л. И. Турбина, З. А. Сваричевской, Л. Б. Вонгаза и др.) позволяют за начальный рубеж неотектонического этапа принять олигоцен или поздний олигоцен. В работе Л. И. Маруашвили (1952 и др.) высказывается мнение о том, что на Б. и М. Кавказе в период плиоцена были высоты, близкие к современным. Из этого можно заключить, что современный горный рельеф, а следовательно и обуславливающие его структуры начали формироваться не в позднем миоцене, а намного раньше. К. Н. Паффенгольц (1959) на основании материалов по М. Кавказу считает, что усиление тектонического развития этой горной страны совпадает с концом палеогена, а местами—с началом неогена. Н. И. Николаев (1949), уделявший большое внимание плейстоценовым движениям, размах которых, по его мнению, достигал 4—5 км, все же утверждал, что возраст горного рельефа Кавказа более древний. По его мнению, рельеф центральной части Б. Кавказа начал формироваться с начала

или середины третичного периода. Позднее Н. И. Николаев (1962) отмечал, что новейшие движения в большинстве случаев укладываются в рамки неогенового и антропогенного периодов. Тем не менее он не отрицает возможности начала неотектонического этапа со среднего и позднего олигоцена.

Согласно исследованиям В. А. Растворовой (1960, 1961) новейшие тектонические движения на Кавказе и в Копетдаге начались с конца олигоцена. Л. И. Турбин (1964) за начало неотектонического этапа для территории Киргизии также принимает олигоцен. На основании обобщений и анализа существующей литературы Лестер Кинг (1967)* пришел к заключению, что горные цепи Альпийско-Гималайской системы в своих главных чертах были сформированы уже к началу плиоцена. Я. П. Маловицкий (1970) считает, что на Кавказе с олигоцена началось постепенное расширение области общих поднятий и сокращение области седиментации, что, вероятно, было связано с началом неотектонического этапа.

По данным З. А. Сваричевской (1964), новейшие тектонические движения, начавшиеся со среднего олигоцена, положили начало новому, качественно отличному этапу обновления рельефа и его контрастности. Новые данные, полученные Л. Б. Вонгазом (1969) в результате детального анализа тектонических движений и процессов осадконакопления в Тянь-Шане и Л. М. Расцветаевым (1972) на основании изучения новейшей тектоники Копетдага, также подтверждают эти представления.

Концепцию о начале неотектонического этапа с олигоцена подтверждают данные об изменении количественных соотношений и зарождении нового качества в процессах формирования современного структурного плана и рельефа. Так, согласно мнению ряда ученых (В. Е. Хаин, 1953; Н. И. Николаев, 1949, 1962; И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков, 1964 и др.) в период альпийского орогенического цикла наступает время, когда изменения количественных соотношений в элементах структуры и рельефа влекут за собой существенные качественные изменения. Большинство исследователей за переломный рубеж, когда зарождаются новые качества в формировании структур и рельефа, принимают олигоцен.

Мнение о начале новейшего этапа с олигоцена подтверждается и некоторыми косвенными данными ряда авторов. Так, например, по мнению Н. Б. Вассоевича (1934), В. Е. Хаина (1954) и других исследователей, молассовые образования возникли в результате размыва уже сформировавшихся к этому времени горных сооружений. Эти образования по территории Азербайджана (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952; А. Г. Алиев, В. П. Акаева, 1960) и других областей Кавказа начали формироваться с олигоцена. В. А. Обручев (1948), С. С. Шульц (1948) и Н. И. Николаев (1949, 1962) предложили принять за неотектонический этап отрезок геологического времени от неогена до плейстоцена включительно, когда в основных чертах были сформированы современный структурный план и рельеф земной поверхности.

Довольно достоверные данные, подтверждающие эту концепцию, встречаются и в работах М. В. Муратова (1949) по Причерноморью. По мнению этого автора, все основные структурные элементы указанной области были уже сформированы к середине миоцена. После общих поднятий в конце раннего миоцена существенных изменений положительных структур и общего плана их распространения уже не происходило. По данным П. Д. Гамкрелидзе (1949), В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952) и других авторов Куринская впадина как межгорный прогиб, являющийся одним из крупных морфоструктурных элементов Кавказа, начала формироваться с олигоцена. Наличие горного, а места-

* Русское издание

ми даже высокогорного рельефа на Кавказе в среднем плиоцене и в более ранние этапы его развития утверждается исследователями органического мира Кавказа (В. В. Богачев, 1938; В. П. Малеев, 1941; А. А. Федоров, 1952 и др.).

Другая группа ученых (М. Г. Агабеков и Ф. С. Ахмедбейли, Б. А. Антонов, Е. Е. Милановский, Б. А. Будагов, И. Н. Сафронов, Н. Е. Астахов и др.) начальным рубежом неотектонического этапа считает конец миоцена, поздний миоцен или начало плиоцена. М. Г. Агабеков и Ф. С. Ахмедбейли (1956) пришли к этому выводу на основании анализа материалов по Азербайджану. Основной причиной выделения ими этого рубежа послужили региональное несогласие между отложениями плиоцена и миоцена, инверсия в тектонической структуре прибортовых зон депрессионных областей, усиление движений и т. д. Б. А. Антонов (1961) на основании материалов по М. Кавказу за начальный рубеж неотектонического этапа берет поздний миоцен. Однако он считает, что современный горный рельеф начал формироваться с олигоцена. Е. Е. Милановский (1964, 1965, 1969) в альпийском орогенном цикле Кавказа выделяет две стадии: раннеорогенную (олигоцен—средний сармат) и позднеорогенную (поздний сармат — плиоцен — плейстоцен). Вторую стадию он принимает за неотектонический этап. Однако в последних своих работах он не отрицает того, что крупные морфоструктурные элементы рельефа Кавказа и прилегающих впадин Черного и Каспийского морей возникали еще в раннеорогенной стадии, т. е. в олигоцене.

По мнению Н. Е. Астахова (1965), а также Е. Е. Милановского (1968), тенденция к увеличению контрастности в рельефе, наметившаяся в чокракском веке, усилилась в конце сармата. Этот рубеж принимается указанными авторами за начало неотектонического этапа. По их мнению, к этому рубежу приурочены оживления восходящих движений, омоложение дизъюнктивных швов и дифференцирования воздыманий консолидированных сегментов и блоков по омоложенным разломам, оживление эффузионной деятельности, формирование покровных складок, втягивание бортов впадин в общее воздымание и др.

И. Н. Сафронов (1964, 1970) для Северного Кавказа и Предкавказья за начальный рубеж неотектонического этапа принимает поздний сармат—мэотис. Основанием для этого являются, по его мнению, начало наиболее интенсивных неотектонических движений, резкое усиление прогибания краевых прогибов, усиление субарального вулканизма в центральной части Б. Кавказа, полное формирование основных морфоструктур рельефа и т. д. Б. А. Будагов (1967) на основании материалов азербайджанской части Б. Кавказа, где по его мнению морские верхне-сарматские отложения и поверхность выравнивания соответствующего возраста в приводораздельной части хребта приподняты на 3500—3600 м, за начальный рубеж неотектонического этапа принимает начало плиоцена.

Других, отличных от предыдущих концепций, взглядов в отношении начального рубежа и объема неотектонического этапа придерживаются Л. А. Варданянц (1948), Г. Ф. Мирчинк (1936), А. Л. Цагарели (1964) и авторы, проводившие неотектонические исследования в восточной, наиболее активной в неотектоническом этапе части Кавказа (М. А. Мусеилов, 1963; А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, Н. Ш. Ширинов, 1966; М. А. Мусеилов, А. В. Мамедов, 1967 и др.).

По мнению Л. А. Варданянца, в среднем апшероне Кавказ представлял собой выравненную слаборасчлененную страну с максимальной высотой не выше 1,5 км и лишь в результате резкого усиления тектонических поднятий, начавшихся в позднем апшероне, возник современный высокогорный рельеф этой области. Аналогичное мнение о неотектоническом развитии Кавказа было высказано Г. Ф. Мирчинком (1936).

В последнее время подобных взглядов придерживается А. Л. Цагарели (1964). По его представлению, к концу неогена на месте Б. Кавказа была выработана обширная поверхность выравнивания («главная денудационная поверхность») и лишь в результате интенсивных плейстоценовых поднятий это горное сооружение приобрело современный облик. Некоторые косвенные сведения о больших амплитудах плейстоценовых движений в центральной части Б. Кавказа, а следовательно и о молодом возрасте современного рельефа этой области встречаются в работах Е. М. Щербаковой (1965).

М. А. Мусеилов (1963) неотектонический этап принимает в объеме апшерон — плейстоцен. В основу своей концепции М. А. Мусеиловым были взяты факты об обратимости направления движений. В пределах Среднекуринской впадины до позднего плиоцена, как это отмечает указанный автор, происходили опускания и осадконакопления. Начиная с позднего плиоцена, преобладают поднятия, сопровождавшиеся молодой инверсионной складчатостью. Представления этого автора развивались в несколько измененном виде и в его позднейших, совместно с А. В. Мамедовым и Н. Ш. Шириновым (1966), исследованиях по неотектонике Куринской впадины. В работах этих авторов, исходя из возраста структурного плана и современного рельефа Куринской впадины, в особенности перестройки структурного плана, усиления скорости и градиента движений, за начальный рубеж неотектонического этапа принимается начало акчагыла (позднего плиоцена).

Идея о данном начальном рубеже неотектонического этапа более подробно излагается в работе М. А. Мусеилова и А. В. Мамедова (1967). Под новейшим этапом на территории всего Азербайджана они предлагают понимать самый последний отрезок геологического времени, характеризующийся наиболее интенсивной активизацией тектонических движений, сопровождающихся перестройкой тектонического плана, рельефа, значительным усилением магматической деятельности, существенным изменением климата и органического мира. Однако, по их мнению, наиболее древняя (привершинная) поверхность выравнивания М. Кавказа формировалась в эоцене и раннем олигоцене. Таким образом, указанными авторами допускается возможность усиления тектонических движений и начала общего сводового поднятия этой горной области с олигоцена.

Идея о начале неотектонического этапа с акчагыла была положена и в основу неотектонической карты Азербайджана (коллектив авторов, 1968, 1972), хотя на этой карте величина поднятий в 2400 м из общей суммы поднятий 4000 м (на Б. Кавказе) и более 1600 м из 3200 м (на М. Кавказе) была отнесена к доакчагыльскому периоду развития этих горных сооружений.

По-видимому, основная причина разногласий в определении начального рубежа и объема неотектонического этапа кроется в разнообразии материала, которым располагали авторы той и другой концепции, и характере геолого-геоморфологического развития конкретного, в большинстве случаев ограниченного по площади района исследования.

Анализ существующей геолого-геоморфологической литературы, данных бурения и геофизических исследований, а также результаты наших работ позволяют принять за неотектонический этап для Кура-Араксинской депрессии и прилегающих горных областей Б. и М. Кавказа в пределах Азербайджана отрезок геологического времени от олигоцена (или позднего олигоцена) до плейстоцена включительно, который соответствует орогенному этапу развития Кавказа по Е. Е. Милановскому (1965, 1968). Отсюда вытекает, что неотектонический этап следует считать продолжением раннеальпийской истории развития Земли и завершающим (орогенным) этапом альпийского цикла тектогенеза. На тех участках Земли, которые были затронуты этим циклом тектогенеза,

начало данного этапа знаменуется усилением интенсивности, контрастности и дифференцированности тектонических движений, отличающихся большой эффективностью в создании рельефа и структурного плана.

Наш вывод о начальном рубеже и продолжительности неотектонического этапа подтверждается также следующими факторами:

1. Существенная перестройка тектонического строения исследуемой части Кавказа в крупном плане и формирование горных областей Б. и М. Кавказа и разделяющей их Кура-Араксинской депрессии, как наиболее крупных морфоструктур Кавказа, происходили с олигоцена. С этого времени Кавказ, вступающий в орогенную стадию своего развития в целом, и его наиболее крупные морфоструктурные элементы переживают необратимое и направленное развитие.

2. Периодические ослабления поднятий и последующие за ними плантации рельефа, с одной стороны, и происходящие трансгрессии с увеличением ареалов аккумуляции, с другой, носили эпизодический характер, а в целом преобладали процессы нарастающего увеличения площадей суши и высот гор.

3. Накопление молассовых образований на Кавказе также начинается с олигоцена. Увеличение гранулометрического состава молассовых отложений от более древних к более молодым и разделение их на нижние и верхние молассы обусловлено тем, что в первой половине неотектонического этапа Кавказ еще не достиг больших высот. Тем не менее мощные грубообломочные образования типа верхних моласс накапливались на отдельных участках и раньше, в олигоцене—раннем миоцене (низовья р. Акеры, северо-восточные подножья Мровдагского хребта и др.) и в чокраке (Дагестан и др.).

4. Большая мощность конгломератовой толщи верхних моласс (до 1600—2000 м), залегающих на морских слоях среднего сармата, и наличие в них крупных валунов свидетельствуют о том, что развитие крупных морфоструктур Кавказа началось значительно раньше накопления этих образований и уже к позднему миоцену на месте Б. и М. Кавказа был сформирован горный рельеф*.

5. Поверхности выравнивания, количество которых большинством авторов определяется от 5 до 8 уровней, формировались за один крупный тектонический цикл развития Кавказа. Наиболее высокая и древняя поверхность выравнивания всеми исследователями относится к олигоцену, что позволяет принять время формирования полного набора поверхностей выравнивания за неотектонический этап.

6. Периоды затухания или стабилизации тектонических движений, когда формировались поверхности выравнивания, являются одной из характерных особенностей этапа. Ярусное и концентрическое расположения поверхностей выравнивания на склонах горных сооружений указывают на направленный рост морфоструктур и все нарастающее поднятие и расширение областей размыва с олигоцена.

Нами не отрицается наличие тех палеотектонических и палеогеографических изменений, которые отмечаются многими авторами в связи с усилением тектонических движений в конце миоцена и позднем плиоцене. Подобные усиления тектонических движений имели место и в другие геологические эпохи — в позднем олигоцене, перед средним плиоценом, в позднем апшероне — раннем плейстоцене. Все эти изменения следует понимать как результат проявления крупных ритмов движений неотектонического этапа.

Ряд сторонников концепции о начале неотектонического этапа с позднего миоцена, плиоцена и позднего плиоцена утверждают (в качестве одного из аргументов для обоснования своих взглядов), что для неотектонического этапа не характерны периоды тектонического покоя.

* Здесь подразумевается вся территория Б. Кавказа.

Если это так, то спрашивается, каким образом могли формироваться позднеплиоценовые поверхности выравнивания* и чем было обусловлено резкое расширение в акчагыле (а местами в раннем и среднем апшероне) ареалов аккумуляции (особенно континентальной аккумуляции).

Несмотря на периодическое чередование эпох усиления и ослабления тектонических движений, неотектонический этап в целом для Кавказа является этапом всеобщего направленно-нарастающего поднятия. Следовательно, этот этап должен начинаться эпохой усиления тектонических поднятий. Поэтому нельзя за начало неотектонического этапа принимать эпохи преобладания опускания, которые сопровождаются обширной трансгрессией и расширением ареала седиментации.

7. Изменения климата и органического мира могут быть вызваны космическими причинами и быть не связанными с тектоническими процессами. Поэтому изменения климата и органического мира, в особенности в тех случаях, когда эти изменения происходят в планетарном масштабе, не могут служить аргументом при определении начального рубежа неотектонического этапа, так как орогенические движения на всем земном шаре почти никогда не бывают синхронными, как указывают Е. Е. Милановский (1960) и другие ученые.

Следует отметить, что олигоцен принят за начальный рубеж неотектонического этапа и редакционной коллегией неотектонической карты орогенных областей Юга СССР, составленной большим коллективом авторов и изданной сотрудниками ВНИГНИ (Москва, 1971).

Несколько подробнее остановимся на неотектоническом этапе для Кура-Араксинской депрессии (или Куринской впадины). Куринская впадина, как крупная морфоструктура Кавказа, возникла в олигоцене (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952). С тех пор она неоднократно покрывалась трансгрессивными водами морских бассейнов. В промежутках между трансгрессиями она представляла область относительного прогибания и континентальной аккумуляции. Границы впадины периодически испытывали то расширение, то сужение.

В северо-восточной прибрежной полосе впадины, начиная с конца позднего плиоцена, а в западной части впадины еще раньше — с раннего плиоцена, формируются складки, что приводит к инверсии знака движений и смене аккумуляции процессами денудации. Несмотря на все эти изменения, происходившие после заложения Куринской впадины, последняя по-прежнему оставалась областью прогибания и осадконакопления. В течение всего периода существования Куринская впадина была отрицательной морфоструктурой Кавказа, структурно обусловленной крупным наложенным межгорным прогибом. Изменение темпа и знака движений и перестройка структурного плана в ней носили частный характер и затрагивали лишь отдельные ее участки.

Одновременно с началом формирования (с олигоцена) областей поднятия и денудации Б. и М. Кавказа закладывалась разделяющая их Куринская впадина как область опускания и аккумуляции. Это не дает нам основания за начало неотектонического этапа для областей поднятия принять один рубеж, а для разделяющей их области прогибания — другой. Наличие островной суши — обломков раздробленного и погруженного срединного массива в начальном периоде развития Куринской впадины не может служить основанием, чтобы за начальный рубеж неотектонического этапа было принято время окончательного исчезновения этой островной суши.

Крупная островная суша, судя по данным А. В. Мамедова (1970), существовала лишь накануне заложения Куринской впадины — в

* Большинство исследователей Кавказа выделяют две (а иногда даже три) поверхности выравнивания позднеплиоценового возраста.

палеоцене и эоцене и занимала 1/6 часть всей площади впадины. В олигоцене эта островная суша была вовлечена в общее опускание впадины, за исключением Кюрдмирской суши на востоке, которая сохранилась до конца миоцена. Но она занимала ограниченную площадь (1/15 часть площади впадины) и с течением времени сократилась в размере. В отдельные регрессивные фазы неотектонического этапа, включая и современную эпоху, вся территория Куринской впадины представляла сушу, хотя и с несколько отличным характером строения рельефа. Однако Куринская впадина и в эти регрессивные фазы оставалась областью тектонического опускания и осадконакопления.

Таким образом, за начальный рубеж неотектонического этапа для Куринской впадины, так же как для всего Кавказа, нами принимается олигоцен.

Методика изучения неотектонических движений. Общие методические вопросы неотектоники хорошо разработаны в трудах Н. И. Николаева (1949, 1962), В. Е. Хаина (1954), Е. Е. Милановского (1968) и других советских ученых. В настоящей работе коротко излагаются примененные нами методические приемы. Для качественной характеристики новейших тектонических движений были использованы палеогеографические карты и другие данные о расположении участков суши и моря, денудации и седиментации, а также о литофациях и мощностях осадков.

При количественной оценке новейших движений был проанализирован и использован большой фактический материал по поверхностям выравнивания, морским и речным террасам, глубине и высоте залегания подошвы отложений определенного возраста, величине эрозионного вреза за новейший этап. При этом был использован ряд методических приемов, которые заключаются в следующем:

1. Глубина и высота залегания подошвы отложений с учетом первичной гипсометрической отметки (глубины для морских и высоты для континентальных) приняты за величины опускания или поднятия.

2. Мощность отложений определенного стратиграфического интервала с учетом первичной отметки подошвы этой толщи и величины последующего сноса принята за сумму тектонических опусканий за этот период.

3. Абсолютные отметки поверхностей выравнивания с учетом их первичной высоты в момент формирования приняты за величины поднятия после их образования.

4. Отметки максимальной глубины и высоты залегания разновозрастных отложений, имеющих одинаковый уровень исходной поверхности, в сумме приняты за амплитуду тектонических движений за период с конца момента их образования по настоящее время.

5. Разница между глубиной вреза и современной абсолютной отметкой поверхности выравнивания принята за абсолютную высоту поверхности к концу времени ее образования*.

6. При определении исходного уровня аккумулятивной поверхности (до начала накопления осадков) из величины современной абсолютной отметки были вычтены глубина вреза (в случае, если врез охватывает и подстилающие отложения) и мощность осадочного покрова.

7. Высота террасы, морфологически переходящей в разновозрастную поверхность выравнивания, является показателем амплитуд поднятий данной поверхности после ее формирования.

Аналогичным образом был определен исходный уровень предгорных равнин с аллювиально-пролювиальным покровом. При этом был исполь-

* Это применительно лишь для молодых (позднеплиоценовых) поверхностей выравнивания. С течением геологического времени эрозия и снос материала, хотя и постепенно усиливаются в связи с увеличением высоты, в целом отстают от тектонического поднятия гор, что характерно для орогенных областей.

зован и метод аналогии, т. е. гипсометрические уровни отдельных участков Кура-Араксинской депрессии, где в современную эпоху накапливаются аналогичные отложения, были приняты за исходные высоты подобных равнин в прошлом.

8. Глубина вреза в поверхности выравнивания и высота речных террас условно, с учетом гидрологических особенностей, были приняты равными амплитуде поднятия с момента образования данной поверхности выравнивания или речной террасы.

9. Уступы между отдельными уровнями поверхностей выравнивания и речных террас с учетом последующего сноса отвечают амплитуде поднятия с момента их образования до конца времени формирования стратиграфически следующих за ним поверхностей выравнивания или террас.

Основные показатели новейших движений

В категорию основных показателей неотектоники включены те факторы, которые находят свои отражения в рельефе и геологическом строении благодаря тектоническим движениям. К ним относятся гипсометрическое положение, мощность и литофация отложений, структурный план и его развитие, складчатость, разрывная дислокация, поверхности выравнивания, морские и речные террасы, характер эрозионного расчленения и т. д.

Изучение и анализ этих факторов позволяют установить характер, скорости, амплитуды, развитие и общий размах неотектонических движений, проявление их по времени и в пространстве. Поэтому, прежде чем перейти к изложению новейших тектонических движений в Кура-Араксинской депрессии, коротко остановимся на характеристике этих факторов*.

Гипсометрический уровень отложений. Современное гипсометрическое положение отложений, отвечающих по возрасту новейшему этапу, является следствием новейших тектонических движений. Наиболее древние образования неотектонического этапа — отложения майкопской свиты (олигоцен — нижний миоцен) в пределах Курунградской впадины и ее прибортовых зон обнажаются в пределах Нафталанской предгорной равнины (юго-западный борт), Гюрдживанского плато (северо-восточный борт) и Чатминского хребта (Среднекурунградская впадина).

В пределах Нафталанской равнины размытая кровля майкопской свиты обнажается по долинам рр. Инджачай и Карачай из-под акчагыльских образований на высоте 600—800 м. В районе Гюрдживанского плато майкопские отложения обнажаются по долинам рр. Ахсу, Аджиачай и Гирдыманчай также из-под верхнеплиоценовых образований, на высоте 500—700 м. В пределах Шемахинского плато они вскрываются вдоль Аджиачай-Алятского разлома, на высоте около 800 м.

В Среднекурунградской впадине майкопские отложения обнаруживаются в полосе Чатминской зоны поднятия на высоте около 800—900 м. Караганские прибрежные органогенные известняки с базальным конгломератом в юго-западной прибортовой зоне впадины приподняты на высоту 850 м (г. Кякиль). Отложения конкского яруса и нижнесарматского горизонта в прибрежно-морской фации в этой же зоне приподняты на 1092 м (г. Кабахтепе). Сарматские отложения прослеживаются на г. Каратадж на высоте 950 м. А что касается области прогибания, то кровля сарматских отложений вскрыта бурением лишь в пределах

* Развитие структурного плана за неотектонический этап рассматривается при характеристике истории развития новейших тектонических движений.

Предмалокавказского прогиба на глубине 500 м (Гедакбоз), 970 м (Агджабеди) и 1500 м (Барда), где новейшие отложения характеризуются небольшими мощностями. В районе Карадонлу-Саатлинского погребенного поднятия кровля миоценовых отложений вскрыта на глубинах от 975 до 1960 м.

В приосевой полосе Среднекуринской впадины (Мирзаанский синклиорий) подошва среднесарматских отложений погружена на глубину 4800 м, тогда как в прилегающих положительных структурах она расположена на высоте 800 м (А. В. Мамедов, 1968). Ближе к центральной части Куринской впадины сарматские отложения вскрыты на глубинах 2860—2890 м (с. Джарлы) и 3000 м (с. Сорсор). Несколько восточнее, ближе к Кюрдамирскому поднятию (с. Мурадханлы) в интервале глубин 2679—2762 м вскрыты более древние эоцен-миоценовые отложения. В полосе северо-восточного борта сарматские отложения в прибрежно-морской фации сохранились в районе сс. Талыстан и Диаллы на высоте около 800 м.

Отложения нижнего плиоцена (понт) в районе Алятской гряды вскрыты бурением в интервале глубин 3540—3550 и 4886—4892 м. Кровля продуктивной толщи (средний плиоцен) вблизи Кюрдамирского погребенного поднятия вскрыта бурением на глубинах 1880—2370 (Мурадханлы), 2600—2810 (Сорсор) и 2090—2890 м (Джарлы), а в юго-западной прибортовой полосе впадины — на глубинах 2130—2965 (Сарыджалы) и 1400—1767 м (южнее пос. Пушкино). В пределах Каргалинской синклинали Нижнекуринской части впадины отложения среднего плиоцена вскрыта на глубине 4043 м (Кюрсангя).

В прибортовых зонах акчагыльские морские отложения (низы верхнего плиоцена) прослеживаются примерно на таких же высотах, что и миоценовые морские. В районе Нафталанской наклонной равнины они обнажаются в долине р. Инджачай на абсолютной высоте около 600—700 м. Примерно на такой же высоте прослеживаются акчагыльские отложения в полосе Аджиноурских и Ленгезиско-Алятских низкогорий. На прилегающих к Кобыстану участках кровля верхнего акчагыла расположена на высоте 1050 м (г. Гиджаки). Акчагыльские отложения на высоте 800—850 м перекрывают Шемахинскую поверхность выравнивания в пределах Гюрдживанского, Шемахинского и Маразинского плато.

Морские акчагыльские отложения в центральной части впадины бурением вскрыты в интервалах глубин 2700—3265 (Кюровдаг), 2690—2860 (Кярсангя), 2553—3140 (Калмас), 2530—3200 (Дайкенд), 2490—2986 (Падар), 2265—2630 (Сарыджалы), 2075—2430 м (Бабазанан) и т. д. (А. Ш. Шихлинский, 1967). В зоне антиклинальных поднятий Пирсаат-Хамамдаг акчагыльские отложения в морской фации обнажаются на поверхности в пределах высот, близких к нулевой отметке. Кровля акчагыльских отложений в последнее время бурением вскрыта на глубинах 300—1955 (Карадонлу-Саатлы), 1723—1880 (Мурадханлы), 1988—2290 (Джарлы) и 2164—2413 м (Сорсор). Морские апшеронские отложения вблизи прибортовой зоны и среднекуринской части впадины расположены на высотах 650 (Джейранчель), 700 (Аджиноурские низкогорья) и 800 м (Ширакское плато).

Наиболее характерное гипсометрическое положение апшеронских отложений наблюдается вдоль Аджичай-Алятского разлома в междуречье Ахсу и Пирсагата. Здесь морские апшеронские отложения, по данным А. Ш. Шихлинского (1967), севернее разлома приподняты до 800—850 м абсолютной высоты, тогда как южнее разлома в пределах Куринской впадины они опущены до глубины 1000 м. Вблизи Учтепеляр (Мильская низменность) они вскрыты бурением на глубине 83 м. Кровля апшеронских отложений, которая служит в то же время подошвой плейстоцена, погружена на глубины 250—850 (Карадонлу-Саатлы),

470—490 (Мурадханлы), 790—882 (Джарлы), 882 (Сорсор) и 925—980 м (Калиновка).

Плейстоценовые (четвертичные) морские отложения обнажаются главным образом в северо-восточной прибортовой зоне впадины и образуют террасы. О них будет сказано ниже. Здесь отметим лишь, что морские нижнеплейстоценовые отложения в пределах Ленгезбизского и Хараминского хребтов (северо-восточная прибортовая зона впадины) расположены на абсолютных высотах 300—350 м, а местами даже около 400 м, что является максимальной высотой морских плейстоценовых отложений на Кавказе (Д. А. Лилиенберг, 1962). На расстоянии около 45—50 км, в пределах Каргалинской синклинали нижекуринской части впадины подошва морского плейстоцена опущена до глубины около 1600 м. По новейшим геофизическим данным в смежной Южнокаспийской впадине подошва четвертичных отложений опущена на глубину больше 3000—3500 м с учетом толщи воды (К. А. Исмаилов, И. С. Гасанов, 1973).

Мощности и литофации новейших отложений. Полная характеристика стратиграфии, литологии, фации и мощностей отложений, выполняющих Куринскую впадину, дана в работах В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), А. К. Алиева (1960), М. Г. Агабекова (1963), М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова (1960), А. В. Мамедова (1968, 1970), А. А. Ализаде и др. (1966), А. Ш. Шихлинского (1967) и других авторов.

В данном обзоре коротко остановимся на характеристике литологии и мощностей новейших отложений. Наиболее древние образования новейшего тектонического этапа—олигоцен и нижний миоцен (майкопская свита) максимально развиты в полосе предгорий М. Кавказа, в особенности между рр. Тертер и Гянджачай, где их мощность достигает 2500—3000 м (А. В. Мамедов, 1970). Литологически они представлены песчано-глинистыми образованиями с прослоями грубозернистых песков, песчаников, конгломератов и вулканического пепла.

В полосе северо-восточного борта впадины отложения майкопской свиты прослеживаются в Вандамской зоне и в долине р. Гирдыманчай, где они представлены только своей верхней частью и выражены глинистыми образованиями. В Южно-Кахетинско-Аджиноурской зоне они достигают мощности 1000—1500, а в Алазано-Агричайской долине — 100—200 м.

Майкопские отложения бурением вскрыты в Новоголовке (мощность 450—650 м), Советляре (1260 м) и Ждановске (220—1000 м), где они представлены туфопесчаниками и туфобрекчиями с прослоями песчаников и глин. В отличие от осадков предыдущих геологических эпох отложения майкопской свиты полностью являются терригенными образованиями. Местами (в низовьях рр. Акеры, Гераньчая и Карачая) в них содержится большое количество грубообломочных образований и глыбовые конгломераты размером глыб и валунов до одного метра и более.

Тарханский горизонт залегает на майкопской свите согласно и представлен на западе песчано-глинистыми, а на востоке мергелисто-глинистыми образованиями. В Новоголовке бурением вскрыты песчано-глинистые отложения мощностью 25—30 м.

Чокракский горизонт развит в тех же пределах, что и тарханский. Переход между ними согласный. Представлен он морскими песчано-глинистыми отложениями и грубозернистыми плохо отсортированными песчаниками с пестроцветными мелководно-континентальными глинами, разделенными пластами песчаников и конгломератов. Общая мощность его достигает 200—250 м. Вблизи Новоголовки чокрак имеет мощность 100 м и представлен мергелистыми глинами и туфопесчани-

ками, а в районе Ждановск_а и Советляра—глинами мощностью 80 м.

Караганский горизонт развит значительно шире, чем чокракский, и залегает без следов перерыва. Только на периферии впадины отложения горизонта лежат на размытой поверхности более древних пород. В районе Ждановска и Советляра бурением вскрыты глины этого горизонта мощностью 85—100 м. Максимальная мощность караганских отложений 200—250 м.

Конкский горизонт повторяет ареалы распространения отложений караганского горизонта. Переход между ними нормальный. Трансгрессивное их залегание на размытой поверхности более древних образований наблюдается лишь на периферии впадины. Литологически горизонт представлен глинами и мергелями. Мощность колеблется в пределах от 40—50 м (Ждановск) до 200 м и больше (Агджабеди).

Сарматский ярус занимает наибольшую площадь среди миоценовых отложений. На конкских отложениях он лежит согласно, а по периферии впадины — трансгрессивно на размытой поверхности более древних пород. Литологически представлен алевритами, глинами, полимиктовыми песчаниками с прослоями мергелей (район с. Дияллы), глинами и песчаниками (юго-западный борт впадины), глинами и мергелями с прослоями песчаников, ракушников и конгломератов (среднекуруинская часть впадины). Мощность сарматских отложений колеблется в пределах от 560—900 до 1700—2650 м.

В сарматских отложениях западной части впадины, в отличие от среднемиоценовых образований, появляются грубообломочные осадки, которые вверх по разрезу все увеличиваются (эльдарская грубообломочная красноцветная свита).

3592
Нижний (мэотис и понт) и средний (балаханский ярус) плиоцен, образующие в среднекуруинской части впадины единую толщу (Ширакскую) всюду согласно лежат на сармате. Представлены они в континентальной фации — глинами, песками, песчаниками, суглинками, галечниками и конгломератами. К верхам мощность галечников и конгломератов возрастает, увеличиваются размеры галек. В Иорской зоне и Кахетии мощность ширакской толщи достигает 1400—1600 м, на Дашюзском хребте — 900 (20—25% галечников и конгломератов), на Камыкаинском хребте — 350 м (14% галечников). К востоку от меридиана Мингечаура ширакская толща по своим литофациальным особенностям расчленяется на мэотис, понт и балаханский ярус (продуктивная толща).

Мэотис характеризуется ограниченным распространением, что связано с сокращением площади бассейна осадконакопления. В пределах Аджиноурских низкогорий мэотис представлен глинами с прослоями песчаников и конгломератов. В Нижнекуруинской впадине развиты глины, песчаники, ракушники, оолитовые и детритусовые известняки мощностью до 300—350 м.

Понт вскрыт бурением на Алятской гряде в интервале 3540—3551 и 4886—4892 м. Он представлен глинами и повсюду подстилает отложения среднего плиоцена, на что указывают выбросы грязевых вулканов Мишовдага, Дуровдага и др. (А. Ш. Шихлинский, 1967). Максимальная мощность их 400—500 м приурочена к осевой полосе Нижнекуруинской впадины.

Продуктивная толща (средний плиоцен или балаханский ярус) выражена исключительно в терригенной фации. В ее основании повсюду залегают глыбовые конгломераты, песчаники и галечники. Несмотря на повышение уровня общего базиса эрозии, вверх по разрезу продуктивной толщи наблюдается постоянное нарастание количества грубообломочного материала, что было обусловлено усилением поднятия прилегающих гор. Появляются прослои вулканического пепла, свидетельствующие о субазаральной вулканической деятельности.

Для продуктивной толщи северо-восточной прибортовой полосы депрессии (мощность до 800 м) характерны широкое развитие грубо-обломочных образований, косая слоистость, непостоянство состава и мощностей, чередование континентальных и морских прибрежных осадков.

В Нижнекуринской впадине развиты морские песчано-глинистые отложения мощностью 3—4 км. Максимальная мощность продуктивной толщи в этой области приурочена, по данным А. Ш. Шихлинского (1967), к Бабазанан-Нефтечалинской зоне поднятий (около 4650—4700 м) и Муганской синклинали (около 4000 м). На сводах поднятий и ближе к северо-восточному борту впадины мощность их уменьшается до 2250—3100 м. В полосе юго-западного борта впадины мощность отложений продуктивной толщи убывает до 350—450 м. Здесь они представлены крупнозернистыми песчаниками с включением галек, бурых суглинков, микроконгломератов и лежат на размытой поверхности карагана и более древних пород.

Акчагыльские отложения в северо-восточной прибортовой зоне дислоцированы очень интенсивно, лежат трансгрессивно и с угловым несогласием на более древних породах. В юго-западной прибортовой зоне они лежат трансгрессивно на размытой поверхности более древних пород, но дислоцированы лишь в районе Нафталана. В центральной части впадины они представлены в морской, а по периферии — в континентальной фациях.

Континентальные образования акчагыла наиболее широко развиты в северо-восточной прибортовой зоне впадины, где мощность их достигает 700—800 м. Литологически они представлены конгломератами и суглинками с прослоями вулканического пепла. В юго-западной прибортовой зоне они (мощностью до 200 м) представлены красновато-бурыми суглинками, песчаниками и галечниками с прослоями вулканического пепла (в низах). Континентальный акчагыл выше согласно переходит в апшерон.

Морской акчагыл с базальными конгломератами (от 3 до 200 м) в основном представлен пестроцветными глинами с прослоями песков, песчаников и вулканических пеплов (нижний горизонт), известняками—ракушниками, конгломератами, галечниками, песками и песчаниками (средний горизонт), конгломератами и глинами с прослоями песков и песчаников (верхний горизонт). Берега акчагыльского моря, в особенности в раннеакчагыльское время, перекрывали берега не только балаханского, но и более древних бассейнов — понтического, миоценового, а местами даже палеогенового. Общая мощность акчагыла по данным бурения достигает 1200 м.

Апшеронские отложения также выражены исключительно в терригенной фации и согласно лежат на акчагыле. В осевой полосе впадины апшеронские отложения лежат согласно на акчагыле. В прибортовых зонах наблюдаются признаки предапшеронского перерыва, где в основании их залегают галечники и конгломераты.

В предгорьях М. Кавказа апшерон представлен бурыми и красновато-бурыми суглинками, песчаниками, песками и галечниками. В нижней части разреза преобладают суглинки, а в верхней — галечники. Мощность суглинистой подсытки в среднем 60—70 м, а галечниковой 80—90 м. В низах подсытки содержатся прослойки белого вулканического пепла. Суммарная мощность апшерона в этой полосе составляет 750 м. В центральной части впадины, вблизи гг. Дуздаг, Дагирмандаг и Коджакен, мощность апшеронских отложений достигает 500 м и к востоку резко увеличивается до 1600 (г. Караджа) и 1800—2500 м (в полосе Геокчай-Карамарьям) (А. Ш. Шихлинский, 1967). В этом районе отложения апшерона представлены чередованием глин, песков, песчаников и конгломератов и содержат прослойки вулканического пепла.

Плейстоцен по данным бурения в сводовых частях антиклинальных структур колеблется от 500—600 (Кызылагадж, Падар) до 1100—1200 м (Кюрсангя). Максимальная мощность (1800 м) установлена геофизическими исследованиями в синклинали, расположенной между дельтой Куры и м. Бяндован (А. Ш. Шихлинский, 1967).

Нижнеплейстоценовые отложения начинаются «переходной толщей» (аналоги тюркянской толщи В. Е. Хаина), выраженной континентальными и морскими прибрежными глинами с прослоями песка (180—190 м). Выше нее лежат жирные глины (70—130 м), в низах которых прослеживаются два прослоя вулканического пепла и песчано-глинистые образования мощностью 70—220 м. В прибортовой полосе впадины развиты грубообломочные образования (пески, галечники, конгломераты и суглинки). Общая мощность этих отложений колеблется в пределах от 220 до 680 м.

Средний плейстоцен в центральной части Курунской впадины представлен морскими песчано-глинистыми отложениями мощностью 650—730 м. По сравнению с нижним плейстоценом в разрезе среднего количество грубообломочных образований в значительной степени возрастает. Последние особенно широко развиты по периферии впадины. Максимальная их мощность (500—600 м) приурочена к между-речью Геокчая и Гирдыманчая.

В районе г. Дуздаг среднему плейстоцену соответствует толща континентальных образований мощностью 100—150 м, представленная суглинками, песчаниками и глинами с прослоями галечников и вулканического пепла. На западе они переходят в суглинисто-галечниковую толщу (в кровле 10-метровая гаж), перекрывающую поверхность Гянджинской наклонной равнины и «пойлинскую свиту» аналогичного состава в низовьях рр. Таузчай и Акстафачай.

Верхнеплейстоценовые отложения в морской песчано-глинистой фации развиты в пределах Каргалинской синклинали (до 130 м) и собственной Нижнекурунской впадины (100—180 м). По периферии впадины они представлены в континентальной фации. По мощности и содержанию грубообломочных образований они в значительной степени уступают среднеплейстоценовым отложениям.

Голоценовые отложения распространены в крайней восточной части Нижнекурунской впадины и прилегающей с северо-востока Каргалинской синклинали (глины, пески в морской фации мощностью до нескольких десятков метров), а также в пределах современных конусов выноса и низких террас рек (главным образом галечники) и вдоль Куры и Аракса — пески мощностью 10—15 и 4—5 м, соответственно.

Складчатость. Во внутренней зоне впадины, ограниченной с северо-востока и юго-запада глубинными разломами, отложения, накопившиеся за неотектонический этап, залегают на слабодислоцированных породах мезозоя, а в пределах выступов фундамента — на более древних метаморфизованных породах. В Алазано-Агричайском и Предмалокавказском прогибах, которые образуют прибортовые зоны впадины и наложены на периферийные полосы мегантиклинориев Б. и М. Кавказа, наоборот, новейшие отложения подстилаются мезозойским и палеогеновым осадочными комплексами геосинклинального происхождения, которые характеризуются сравнительно сложной складчатостью (А. В. Мамедов, 1970).

По наиболее молодому неоген-четвертичному осадочному комплексу наблюдается обратная картина. В прибортовых зонах впадины эти отложения характеризуются спокойной складчатостью. Алазано-Агричайский прогиб по ним представляет собой пологую синклинальную впадину, а Предмалокавказская наклонная равнина — крупную моно-клиналь. Неоген-четвертичный комплекс отложений в пределах Кура-

Араксинской депрессии более интенсивно дислоцирован в Аджиноурских низкогорьях, Ленгезиз-Алятской и Харамы-Нефтечалинской зонах.

К востоку от низовьев рр. Алазани и Гянджачай, т. е. в пределах Кура-Араксинской депрессии, интенсивность дислокаций по сравнению с западной частью Куринской впадины в значительной степени уменьшается. В этой части впадины складки становятся относительно пологими и спокойными, уменьшаются в размерах. В сводах антиклинальных структур появляются более молодые верхнеплиоцен-плейстоценовые отложения. Складчатость в этой части впадины развита только в северо-восточной прибортовой зоне. В юго-западной прибортовой полосе впадины неоген-четвертичные отложения не участвуют в складчатости. Они полого наклонены в северо-восточном направлении и перекрывают слабодислоцированные миоцен-палеогеновые слои, собранные в складки платформенного типа.

В строении Куринской впадины выделяются два структурных комплекса: нижний — доальпийский, сложенный докембрийскими и палеозойскими метаморфизованными породами, собранными в интенсивную складчатость (кристаллический фундамент впадины), и верхний — альпийский комплекс. Последний, в свою очередь, делится на два подкомплекса: нижний или мезозой-эоценовый и верхний или олигоцен-плейстоценовый. Первый подкомплекс соответствует геосинклинальному, а второй — орогенному этапу развития Кавказа (А. В. Мамедов, 1970). В верхнем структурном комплексе для Кура-Араксинской депрессии нами вслед за А. В. Мамедовым выделены два структурных этапа*, которые соответствуют ранней и поздней стадиям орогенного этапа развития Кавказа, выделенным Е. Е. Милановским (1965, 1968).

Нижний структурный этаж включает в себя нижнюю молассовую формацию олигоцена — нижнего плиоцена, представленную морскими и континентальными терригенными образованиями общей мощностью 2800—4700 м. Он делится на три подэтажа: нижний — песчано-глинистые отложения олигоцена — нижнего миоцена (майкопская свита) мощностью 2000—2500 м, средний — морские терригенные и карбонатные отложения среднего миоцена (тортон) мощностью 200—900 м и верхний — морские песчано-глинистые отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена 600—1300 м**.

Верхний структурный этаж орогенного подкомплекса охватывает верхнюю молассовую формацию средне-верхнеплиоцен-плейстоцена, представленную морскими и континентальными терригенными грубо-обломочными образованиями общей мощностью 3700—8000***. Он также делится на три подэтажа: нижний — песчано-глинистые и частично конгломератовые отложения среднего плиоцена (2300—4700 м); средний — преимущественно морские и частично континентальные песчано-глинистые и конгломератовые отложения верхнего плиоцена (900—3100 м); верхний — морские и континентальные песчано-глинистые и конгломератовые отложения плейстоцена (500—1600 м). Складки в плейстоценовых отложениях на глубине затухают или расчленяются на более мелкие, либо объединяются в более крупные структуры (Ф. С. Ахмедбейли, 1962, 1966; А. В. Мамедов, 1970). Лишь на отдельных участках наблюдается полное по площади совпадение складок

* Отличие нашей схемы от схемы А. В. Мамедова заключается в объеме этажей и количестве выделяемых подэтажей и обусловлено развитием особенностей геологического развития исследуемой территории.

** В пределах Предмалокавказской прибортовой зоны впадины южнее линии, соединяющей Казанбулак, Мир-Башир и Ждановск, в среднем подэтаже отсутствуют отложения тарханского и чокракского горизонтов, а по всей Предмалокавказской равнине в верхнем подэтаже отсутствуют отложения мзотиса, понта и среднего плиоцена.

*** Это согласуется с мнением А. Г. Алиева и В. П. Акаевой (1960) о том, что стратиграфический объем молассовых отложений не везде одинаковый и зависит от особенностей геологического развития территории.

плейстоцена со складками верхнего плиоцена. Согласно классификации В. Е. Хаина (1954), А. В. Мамедовым (1970) в пределах Куринской впадины выделены два типа складок: промежуточные, характерные для переходных от геосинклинали к платформе областей, и прерывистые, характерные для платформенных областей. Типичные линейные складки, характерные для геосинклинальных областей, в пределах исследуемой территории не выделяются.

Прерывистые складки развиты в меловых и палеогеновых отложениях, слагающих Предмалокавказский прогиб. Они погребены под более молодыми отложениями и в современном рельефе почти не выражаются. Выше, в неоген-плейстоценовых отложениях они затухают. Морфологически эти структуры представлены сундучными, коробчатыми и овальными складками. В ориентировке их осей не наблюдается единого направления простираания. Образование их связано с блоковыми движениями отдельных обломков фундамента впадины (А. В. Мамедов, 1970).

Промежуточные складки характерны для Аджиноурских низкогорий. В отличие от типичных линейных изгибание шарниров этих складок большое. Наблюдается неравномерное по площади развитие антиклиналей и синклиналей. Антиклинальные складки узкие. В большинстве случаев они опрокинуты на юг, в сторону центральной части Кура-Араксинской депрессии, и осложнены взбросами и надвигами. На глубине складки затухают и в мезозойских отложениях не прослеживаются. Лишь крупные складки (Дашюзская, возможно Ленгезбизская и Алятская) охватывают палеогеновые, а отчасти и мезозойские отложения.

В центральной и восточной частях Кура-Араксинской депрессии наиболее молодые отложения осадочного чехла (неоген-плейстоценовые) в большинстве случаев залегают горизонтально и полого дислоцированы лишь на участках погребенных антиклинальных поднятий. Только в пределах Юго-восточной Ширвани и прилегающих Ленгезбизско-Алятских низкогорий эти отложения собраны в складки. Однако разница в мощности одноименных отложений плиоцена на сводах и крыльях антиклинальных складок области Нижнекуринской впадины и Бакинского архипелага свидетельствует о том, что эти складки в период накопления плиоценовых отложений уже существовали.

Во всех случаях в Кура-Араксинской депрессии наблюдается прямая зависимость интенсивности и характера складчатости от мощности осадочного чехла, на что указывали в свое время на примере других областей В. В. Белоусов (1948), Холл (1959), Ганс Штилле (1964)*, В. Е. Хаин (1964), А. В. Мамедов (1970) и др.

Разрывные дислокации. В строении Кура-Араксинской депрессии прослеживаются как продольные, так и поперечные разломы. В большинстве случаев они являются глубинными. Наблюдаются также разрывы, которые прослеживаются лишь в осадочной толще. Ниже они затухают вместе со складчатостью. В новейшем тектоническом этапе наиболее активными были продольные разломы, прослеживающиеся вдоль активно формирующихся морфоструктур. Поэтому они хорошо выражены в современном рельефе. Поперечные разломы, наоборот, в современном рельефе не выражены. Они приурочены к кристаллическому фундаменту впадины и погребены под новейшими отложениями, и фиксируются геофизическими данными и бурением. Местами они находят свое отражение и в строении рельефа.

Глубинные разломы, как поперечные, так и продольные, по времени образования относятся к средне- и ранне-альпийскому и более ранним геологическим периодам. Поперечные разломы все-таки являются более древними (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин, 1963; А. В. Мамедов,

* Русское издание.

1970). Наиболее крупными из продольных разломов в пределах Кура-Араксинской депрессии являются нижеследующие.

Алазано-Агричайский разлом, ранее отмеченный В. В. Богачевым (1926, 1936), М. Ф. Мирчинком (1935), А. Н. Соловкиным (1942, 1944), детально изучен Э. Ш. Шихалибейли (1956), Ф. С. Ахмедбейли (1966) и А. В. Мамедовым (1970). Он прослеживается вдоль северного борта одноименного прогиба, совпадающего с южным краем полосы развития конусов выноса в Алазано-Агричайской долине. Фиксируется (геофизическими методами) резким ступенчатым погружением (до 1000 м) мезозойских отложений.

Северо-Куринский разлом отмечен В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952), а также другими авторами и детально изучен А. В. Мамедовым (1970), от которого и получил это название. Морфологическим выражением его является Дашюз-Амирванский надвиг—взброс, амплитуда которого по подошве акчагыльских отложений достигает 1800—2000 м. Плоскость надвига на Дашюзском хребте падает на северо-восток под углом 25—40°. На востоке, в районе Амирванского хребта плоскость надвига более крутая (60—70°), а амплитуда по подошве акчагыла—1000—1400 м. Восточным продолжением его является Аджичай-Алятская зона разломов (И. М. Губкин, 1934), которая начинается к востоку от долины р. Гирдыманчай. Последний по Западно-Каспийскому поперечному разлому (В. Е. Хаин, Б. В. Григорьянц, Б. М. Исаев, 1966) смещен к югу.

Аджичай-Алятская зона разломов состоит из нескольких ветвей, которые к востоку от с. Кушчу в соответствии с ориентировкой простирания морфоструктур веерообразно расходятся в юго-восточном направлении. Главная южная ветвь отделяет полого залегающие на северо-восток слои палеогена и среднего плиоцена от круто (до 80°) падающих на юг отложений верхнего плиоцена. В зоне разрыва местами прослеживается тектоническая брекчия, состоящая из пород до титонских известняков включительно. К этим разломам приурочены грязевые вулканы Ленгебиз-Алятской, Каламадин-Харам-Нефтечалинской и Мишовдаг-Бяндованской антиклинальных зон, корни которых, судя по продуктам извержения, находятся в палеогеновых и мезозойских отложениях.

Амплитуда вертикального смещения по палеоген-плиоценовым отложениям достигает 1700—2000 м*. Общее смещение по Аджичай-Алятской зоне разломов составляет 5—7 км (А. В. Мамедов, 1970). Глубина разлома по макросейсмическим данным Ш. С. Рагимова (1964) 15—20 км. Аджичай-Алятский разлом заложился в юрское время, в период формирования геосинклинали южного склона.

Южно-Куринский разлом был выявлен и изучен В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952), М. Г. Агабековым (1963), А. В. Мамедовым (1960, 1968), Р. М. Гаджиевым (1965), Э. Ш. Шихалибейли (1966) и др. На западе, между гг. Рустави и Кировабадом он простирается вдоль современной долины р. Куры, а далее на восток—по линии, соединяющей Барду, Агджабеди и Ждановск. По сравнению с Северо-Куринским разломом в современном рельефе он выражен слабо и не на всем протяжении. В пределах Кура-Араксинской депрессии в меловых и третичных отложениях разлом переходит во флексуру. По времени образования он относится либо к концу доальпийского, либо к раннеальпийскому этапу.

Из наиболее крупных поперечных разломов, пересекающих всю Куринскую впадину, можно назвать Западно-Каспийский, Чахырлы-Куручайский, Кировабад-Алмалыкский и Казах-Сигнахский. Все они прослеживаются в кристаллическом фундаменте и нижних слоях аль-

* В районе Ленгебизского хребта амплитуда вертикального смещения только апшеронских отложений по этому разлому достигает 1800 м.

нийского осадочного комплекса. Первые два разлома ограничивают, соответственно с востока и запада, Талыш-Вандамское (Курдамирское) поднятие кристаллического фундамента.

Поперечные разломы в палеоген-неогеновых отложениях переходят во флексуру. Непосредственное продолжение их прослеживается в пределах М. Кавказа, где они хорошо выражены в современном рельефе. Продолжение их в пределах Б. Кавказа не совсем ясно. В пределах Куринской впадины все поперечные разломы в строении фундамента имеют структурное выражение и контролируют накопление осадочного чехла и проявление в нем складчатости.

Кроме вышеуказанных глубинных разломов, в пределах Кура-Араксинской депрессии и прилегающей западной части Куринской впадины в осадочной толще прослеживается ряд продольных региональных разрывов, принимавших активное участие в складчатости и хорошо выраженных в современном рельефе. Это Кахетино-Дашюзская, Мирзаано-Арешская и Чатмино-Геокчайская зоны разрывов. По линии низовьев рр. Алазани и Гянджачай, вдоль которых проходит Кировабад-Алмалыкский поперечный глубинный разлом, указанные разрывы разделены на две части. При этом восточная их часть несколько смещена к югу.

Из указанных разрывов в рельефе особенно отчетливо прослеживается Чатмино-Геокчайская зона разломов, которая отделяет одноименную антиклинальную зону от Предмалокавказского прогиба. На западе она сопровождается надвигами с амплитудой 2—2,5 км и больше, а на востоке, в пределах Кура-Араксинской депрессии—взбросами с амплитудой 400—500 м и движением масс на юг.

Еще один разлом, по-видимому глубинный, выделяется Э. Ш. Шихалибейли (1966) между Предмалокавказским прогибом и М. Кавказом. По его мнению, к этому разлому приурочены интрузивы и центры мезозойского вулканизма. Он является частью зоны регионального глубинного разлома, простирающегося вдоль сочленения М. Кавказа и Рионо-Куринской впадины и существовавшего с самого начала альпийского цикла развития Кавказа (И. В. Кириллова, А. А. Сорский, 1960). В современном рельефе юго-западного борта впадины хорошо выражены поперечные разломы, простирающиеся вдоль долин рр. Аракс, Каркарчай, Хачинчай и Тертер. Последние местами пересекают современную долину Куры и выражены в виде горизонтальных сдвигов.

Кроме вышеуказанных разломов и региональных тектонических разрывов, в Кура-Араксинской депрессии, особенно в ее северо-восточной прибортовой зоне и нижнекуринской части, в осадочном чехле наблюдаются локальные тектонические разрывы, образование которых связано с формированием складок. Амплитуда смещений по этим разрывам не превышает их размеров. Они формировались главным образом в позднем апшероне и плейстоцене, в период предбакинской и предхазарской фаз складчатости. С ними связаны небольшие взбросы и покровы. В направлении от северо-восточного борта к центральной части впадины наблюдается уменьшение глубин их проникновения и амплитуды смещения по ним. В западной части Куринской впадины амплитуда смещения и надвига за плейстоцен увеличивается до 2,5 км, а с учетом размыва—до 3,7—5,0 км (М. Г. Агабеков, А. В. Мамедов, 1961; А. В. Мамедов, 1968).

По данным К. А. Исмаилова и Ш. С. Кочарли (1965) образованию локальных разрывов в Нижнекуринской впадине сопутствовали складчатые движения в их заключительной фазе. С этим они связывают увеличение стратиграфической глубины разрывов от центральной части впадины к ее северо-восточному борту, на что, по их мнению, указывает увеличение пластов грязевулканической брекчии в плиоцен-плейстоценовых отложениях в этом направлении. Так, в Кюровадаг-Нефтечалинской антиклинальной зоне пласты грязевулканической брекчии

присутствуют в верхах верхнего апшерона и в отложениях плейстоцена, тогда как в отложениях Мишовдаг-Бяндованской зоны они встречаются со среднего апшерона.

Согласно данным А. Л. Путкарадзе (1958), на Бакинском архипелаге пласты грязевулканической брекчии встречаются и в отложениях продуктивной толщи, что связано с началом складчатых и разрывных движений в этом районе со среднего плиоцена.

Формирование и деформация поверхностей выравнивания. В пределах прибортовых зон Кура-Араксинской депрессии прослеживается одна регионально развитая поверхность выравнивания, известная под названием Нафталанской (в предгорьях М. Кавказа) и Шемахинской (в предгорьях Б. Кавказа). Возраст ее определяется нами как позднеплиоценовый (Н. Ш. Ширинов, 1965).

В предгорьях М. Кавказа высота этой поверхности выравнивания колеблется в пределах от 500—600 до 900—950 м. При этом минимальная ее высота приурочена к бортам Нижнеараксинской наложенной синклинальной депрессии (500—650 м) и низовьям долины р. Каркарчай (650—700 м), где в новейшем этапе (особенно в позднеплиоцен-плейстоцене) вдоль поперечного разлома происходило относительно опускание. Максимальная высота поверхности выравнивания наблюдается в междуречье Кечасчая и Хонашенчая, в районе Карачугского структурного выступа (до 800 м), и в междуречье Тертера и Карачая, вблизи Мровдагского выступа (900—950 м).

В предгорьях Б. Кавказа данная поверхность выравнивания хорошо выражена на Гюрдживанском и Шемахинском плато. В пределах Гюрдживанского плато максимальная высота поверхности достигает 850—900 м. В западном направлении, в сторону Гирдыманчайского (Западно-Каспийского) разлома, она опущена до 680—720 м. На Шемахинском плато и прилегающих участках предгорий высота ее колеблется в пределах 600—1000 м. За пределами исследуемой территории, в области Джейранкечмазской депрессии она опускается до 350—400 м.

На склонах прилегающих горных сооружений, обращенных в сторону Куринской впадины выделяются по М. Кавказу от пяти (Н. Ш. Ширинов, 1965, 1973; Н. Ш. Ширинов, Т. Б. Гусейнов, 1968; М. А. Мусеилов, 1969), шести (Б. А. Антонов, 1963), до семи (Н. В. Думитрашко, 1953, 1959; М. А. Мусеилов, 1963), восьми (М. П. Гаджиев, 1966) и по Б. Кавказу от четырех (В. Е. Хаин, 1950), пяти (В. Е. Хаин, В. А. Гроссгейм, 1953; Н. Ш. Ширинов, 1965), шести (Э. Ш. Шихалибейли, 1953) до семи (Н. В. Думитрашко, 1953, 1959; Д. А. Лилиенберг, 1957, 1962), восьми (Б. А. Будагов, 1966, 1967) поверхностей выравнивания.

Как видно, по количеству уровней поверхностей выравнивания, а следовательно и по их возрасту до сих пор нет единого мнения среди исследователей (табл. 1). Тем не менее ясно, что весь комплекс поверхностей выравнивания образовался в период формирования современного горного рельефа—главных морфоструктур рельефа Кавказа, т. е. в течение неотектонического этапа. Абсолютная отметка более высокой и древней поверхности выравнивания, возраст которой почти всеми авторами определяется как олигоценый (М. Кавказа) и миоценовый (Б. Кавказ), равна соответственно 3000—3400 и 4000—4200 м, что важно при определении общего размаха движений за неотектонический этап.

Морские террасы. В пределах Кура-Араксинской депрессии морские террасы развиты в ее северо-восточной прибортовой части, Юго-восточной Ширвани и предгорьях Талыша. На этих участках депрессии нами выделяется около четырнадцати террас (табл. 2). Кроме указанных в таблице, выделяются локально развитые террасы на высотах 100 (128 м) (хр. М. Харамы) и 35—40 м (63—68) (г. Мишовдаг), возраст

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Большой Кавказ						Малый Кавказ			Возраст
В. Е. Хаинн (1950)	Э. Ш. Шихалибейли (1955)	В. Е. Хаинн, В. А. Гроссгейм, (1953)	Н. В. Думитрашко (1953, 1954)	Д. А. Ли- лиенберг (1962)	Б. А. Буда- гов (1956)	Б. А. Анто- нов (1963, 1966)	Н. Ш. Ши- ринзв, (1965, 1973); Н. Ш. Ши- ринзов, Т. Б. Гусей- нов (1965)	М. А. Му- сеибов (1959)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
								3000—3400 (Мровдаг- ская или Гиналдаг- ская), 2000—2200 (Мыхтекан- ская)	Олигоценый
						3000—3400 (Гиналдаг- ская), 2400—2800 (Севанская)	2050—2350 (Агбабин- ская или Севанская)		Раннесреднеолигоценый
						2000—2200 (Мыхтекан- ская)	1700—2100 (Мыхтекан- ская)		Среднепозднемиоценовый
		3800—4000 (Шахдаг- ская)	3600—4000 (Шахдаг- ская)	3800—4200 (Шахдаг- ская)					Позднемиоценовый
					4000—4200 (Шахдаг- ская)				Досарматский (миоценовый)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
					3500—3600 (Шахюрд- ская)				Позднесарматский
	500 и боль- ше (Шах- дагская)	2800—3200 (Салават- ская)		2800—3100 (Салават- ская)				1600—1800 (Гертер- ская)	Мэотис-понтический (ранне- плиоценовый)
2400—4000 (Шахдаг- ская)	2800—3200 (Салават- ская)				2800—3000 (Салават- ская)				Начало среднего плиоцена
		2000—2400 (Ковдаг- ская)	2800—3200 (Салават- ская)	2100—2400 (Ковдаг- Дибрарская)	2000—2400 (Ковдаг- Дибрарская)				Средний плиоцен
							1400—1750 (Богурхан- ская или Гертерская)		Средний плиоцен (2-я полови- на)
		1500—1600 (Дибрар- ская)							Доакчагыльский
				1500—1600 (Гахтаэйлаг- ская)		1600—1800 (Гертер- ская)			Акчагыльский
					1500—1600 (Гахтаэйлаг- ская)				Позднеплиоценовый
							900—1350 (Шушикенд- ская или Чардахлин- ская)		Раннеакчагыльский

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
						1000—1400 (Чардахлин- ская)		1000—1400 (Чардахлин- ская)	Акчагыл-раннеапшеронский
			2100—2400 (Ковдаг- ская)						Раннеапшеронский или акча- гылский
							500—850 (Нафталин- ская)		Позднеакчагыл-раннесреднеап- шеронский
2000—2300 (Ковдаг- ская)	2100—2500 (Ковдаг- ская)								Раннеапшеронский
				1200—1300 (Чухурюрт- ская)					Раннесреднеапшеронский
			1500—1600 (Дибрар- ская)						Среднепозднеапшеронский
					1200—1300 (Чухурюрт- ская)				Допозднеапшеронский

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
								700—900 (Нафталан- ская)	Апшерон-раннечетвертичный
				600—800 (Шемахин- ская)	600—800 (Шемахин- ская)				Позднеапшерон - раннечетвер- тичный
						700—900 (Нафталан- ская)			Позднеплиоцен - раннечетвер- тичный
	1200—1600 (Дибрар- ская)								Предраннечетвертичный
1200—1600 (Дибрар- ская)		600—700 (Гюрджи- ванская)	1200—1300 (Чухурюрт- ская)						Раннечетвертичный
600—1000 (Гюрджи- ванская)	600—800 (Гюрджи- ванская)			300—500 (Кобыстан- ская)	300—500 (Кобыстан- ская)				Раннесреднечетвертичный
			600—800 (Шемахин- ская)						Среднечетвертичный

которых определяется соответственно как позднехазарский и раннехвалынский.

В результате дифференцированных тектонических движений отложения, слагающие террасы, в значительной степени дислоцированы.

Таблица 2

Морские террасы Кура-Араксинской депрессии
и ее прибортовых зон

Высота террас, м*	Возраст террас
—27 ÷ 25 (1—3)	Поздненовокаспийский
—23 (5)	
—20 ÷ 18 (8—10)	Ранненовокаспийский
—10 (18)	
0 (28)	Позднехвалынский
17—20 (45—48)	
30—33 (58—61)	Раннехвалынский
40—45 (68—73)	
75—90 (103—118)	Раннехазарский (гюрганский)
90—100 (118—128)	
120 (148)	
140—145 (168—173)	
200 (228)**	Бакинский
240—280 (268—308)	

* Высоты террас усреднены и обобщены по всей территории. В скобках указаны высоты террас над уровнем Каспийского моря, а за скобками—абсолютные их высоты.

** Возраст террасы 200 м (228) на г. Мишовдаг раннехазарский (гюрганский).

Так например, отложения позднебакинских террас дислоцированы под углом 15—20° (южный склон Алятской гряды) и 50—55° (возвышенность грязевого вулкана Дуровдаг), урунджикских (мингечаурских) террас (верхи верхнебакинского подъяруса)—под углом 6—7° (Ленгезбизский хр.), 8—10° (Боздаг-Караджинский хр.), 13—18° (Дуздагская гряда), 55—60° (хр. М. Харамы) и 70—90° (Карамарьямский увал), раннехазарских (гюрганских) террас—под углом до 20° (Кюровдагская гряда) и от 10—12 до 35° (Мишовдагская гряда), позднехазарских—под углом 28—30° (хр. М. Харамы), позднехвалынских—до 6—7° (Бабазананский увал). В складчатой дислокации местами (м. Бяндован) принимают участие и новокаспийские отложения, где углы падения пластов на высоте 20—25 м (48—53) достигают 30°.

В результате деформации разновозрастные террасы оказались на различных высотах. Так, позднебакинская терраса, имеющая на северо-восточном склоне Алятской гряды высоту 200 м (228), на южном склоне той же гряды, обращенном к Навагинской синклинали, опущена до отметки 100 м (128). Береговая линия урунджикского бассейна, которая прослеживается на южных склонах хребтов М. Харамы и Каламадинского на высоте 200 м (228), на стыке последнего с Ленгезбизским хребтом погружается до отметки 140—145 м (168—173). Раннехазарская терраса, имеющая на Мишовдагской гряде высоту 130—150 м (158—178) в сторону синклинали седловины, отделяющей гряды от хр. М. Харамы, понижается до 80 м (108), а в синклинали, между гг. Мишовдаг и Кюровдаг—до 0 (28 м). Другая раннехазарская терраса 92—100 м (120—128) понижается до 40 м (68).

Позднехвалынские и новокаспийские береговые линии в пределах Кура-Араксинской низменности почти не деформированы, тогда как в

пределах антиклинальных возвышенностей Юго-восточной Ширвани они подвержены складчатым дислокациям.

Речные террасы. В долинах рек Б. и М. Кавказа почти всеми исследователями выделяется около 13—17 террасовых уровней. В низовьях же этих рек, в пределах Куринской впадины и ее прибортовых зон, прослеживается различное количество террас—от 1 до 14 уровней. Одна терраса наблюдается в низовьях р. Дебед, две—в низовьях рр. Дзегамчай и Болгарчай, четыре—в низовьях рр. Виляшчай, Машавера, Алгети и Геокчай, пять—рр. Акстафачай и Храми, шесть—р. Кюракчай, семь—рр. Хонашенчай, Шамхорчай, Турианчай, Ахсу, Йори, восемь—р. Гераньчай, десять—рр. Кенделанчай, Каркарчай и Инджачай, одиннадцать—рр. Аракс, Алазани и Гирдыманчай, двенадцать—рр. Акера, Куручай и Алиджанчай, тринадцать—в низовьях долины Тертера, четырнадцать—в долине главной реки впадины Куры.

Анализ материалов по террасам позволяет заключить, что число последних в речных долинах обусловлено характером знака и продолжительностью тектонических движений в низовьях указанных рек, выраженностью ритмов (малых ритмов) в проявлении этих движений, тогда как высоты террас были связаны с величиной тектонических движений (при равном количестве стока), с одной стороны, и количеством стока (при равных тектонических условиях), с другой.

Характер и степень эрозионного расчленения. Центральная часть Кура-Араксинской депрессии почти не расчленена, если не считать врезки современных русел наиболее крупных и главных рек—Куры и Аракса. Последние, в особенности русло р. Куры, образуют классически выраженные меандры с глубиной вреза в поверхность позднеплейстоценовых и голоценовых равнин 2—3 м.

На территории, заключенной между системой депрессии Карасу и р. Курой (левобережье), с одной стороны, и между рекой и системой озерных и заболоченных понижений Алагель-Сарысу (правобережье), с другой, а также в Муганской и Сальянской низменностях прослеживается серия древних, ныне покинутых русел стока с различной шириной (от 5—6 до 200—250 м) и глубиной (от 0,5 до 2,5—3 м) вреза. Густота этих эрозионных форм и глубина их вреза увеличиваются на участках локальных погребенных антиклинальных поднятий.

К северу от системы депрессии Карасу, в пределах Ширванской низменности, относительно расчлененная ее часть расположена к западу от р. Ахсу, где она пересекается рр. Алиджанчай, Турианчай, Геокчай, Гирдыманчай и Ахсу. Руслу указанных рек и их протоков врезаны в поверхность средне-позднеплейстоценовых равнин на 2,5—4 м. При пересечении локальных погребенных поднятий глубина вреза увеличивается до 10—12 м.

Восточная часть Ширванской равнины почти не расчленена, что объясняется сухостью климата и отсутствием постоянного стока. Однако при увеличении уклона поверхности эта часть равнины оказывается больше расчлененной, чем другие ее участки. В связи с этим предгорная часть равнины Восточной Ширвани, вдоль подножий Ленгезского, Каламадинского, Хараминского хребтов, Алятской гряды и антиклинальных возвышенностей Юго-восточной Ширвани, расчленена значительно больше, чем остальная часть низменности. Здесь, в зависимости от уклона поверхности, развиты овраги и балки, глубина вреза которых варьирует в пределах от 0,5 до 8—10 м. Такие же эрозионные формы развиты в центральной части Куринской впадины, в районе гг. Дуздат, Гедакбоз, Боздаг (Гянджинский), Бозери и Караджа, которые также характеризуются аридными климатическими условиями.

Отсюда следует вывод, что при определении характера и интенсивности тектонических движений густота и глубина расчленения не всегда могут служить непосредственным показателем этих движений. Тем

не менее нельзя отрицать роли тектонических движений и объяснить глубину и густоту эрозионного расчленения лишь климатическим фактором. Первичный уклон, который обуславливает характер расчленения, создается благодаря тектоническим движениям.

Предмалокавказская, Приараксинская и Приталышская предгорные наклонные равнины, по сравнению с Ширванской низменностью, расчленены относительно больше, что объясняется большим уклоном и высотой равнин. Глубина вреза рек в предгорной части этих равнин за средний и поздний плейстоцен колеблется в пределах 10—15 м. В наиболее приподнятых участках равнин (низовья рр. Тертер, Инджачай, Карачай, Гераньчай и Кюракчай) глубина вреза достигает 60—100 м и больше. Река Аракс врезается в Приараксинскую равнину на 80—100 м.

В предгорной полосе этой части Кура-Араксинской депрессии—в пределах Казанбулакской, Нафталанской, Хараминской и Шпартинской равнин прослеживается густая сеть суходольных долин и балок типа адыр. За средний и поздний плейстоцен указанные долины и балки успели врезаться в Казанбулакскую равнину на 120—200 м, в Нафталанскую на 80—100 м, в Хараминскую и Шпартинскую на 35—40 м. В пределах Ленкоранской Мугани и той части Карабахской равнины, которая расположена между рр. Хачинчай и Тертер, эти формы развиты менее значительно—в виде балочной сети. Глубина вреза балок, которые начали формироваться со второй половины среднего плейстоцена, достигает 100—120 м (Ленкоранская Мугань) и 20—35 м (Карабахская равнина).

Наиболее интенсивно расчлененным участком Кура-Араксинской депрессии является ее северо-восточная прибортовая зона, которая в течение всего плейстоцена подвергалась складчатым движениям и поднятию. На южных склонах средних и южных гряд Аджиноурских низкогорий, в центральной части впадины и на северных склонах отдельных гряд и возвышенностей (Западный Коджашен, Боздаг, Дуздаг, западная часть Караджи) эрозионные процессы развивались настолько интенсивно, что была сформирована густая овражная сеть типа бедленд. Эти формы развиты и на южных склонах Каламадинского и Хараминского хребтов, Алятской гряды и возвышенностей Юго-восточной Ширвани.

Реки южного склона Б. Кавказа при пересечении Аджиноурских и Ленгемиз-Алятских низкогорий образуют эрозионные врезы глубиной от 230 до 660 м, сформировавшиеся за четвертичный период. Южные склоны Дашюз-Амирванского, Ленгемизского хребтов и северные склоны южных и средних гряд Аджиноурских низкогорий расчленены долинами и балками, глубина которых варьирует в больших пределах (от 15 до 120—150 м и больше).

История новейших тектонических движений

За новейший тектонический этап происходило неоднократное усиление тектонических движений. Анализ литофаций и мощностей отложений, накопившихся за этот период в Куринской впадине, а также рельефа прилегающих горных сооружений Б. и М. Кавказа позволяет выделить в неотектоническом развитии Кура-Араксинской депрессии и прилегающих горных областей пять эпох наибольшей активизации тектонических движений: преолигоценовую, позднеолигоценовую, позднемiocен-раннеплиоценовую, среднеплиоценовую (первая половина), позднеапшерон-плейстоценовую, разделенные четырьмя эпохами стабилизации, ослабления и частичного затухания тектонических движений: ранний-средний олигоцен, миоцен (до позднего сармата), вторая

половина среднего плиоцена и поздний плиоцен (до позднего апшерона)*.

В преолигоцене подэтапе прослеживается усиление тектонических движений, сопровождавшееся складчатостью и формированием первых зачатков горного рельефа, на что указывают угловые несогласия между эоценовыми и олигоценовыми отложениями, достигающие 10—15°, и наличие мощной (до 80 м) конгломератовой толщи в основании майкопских отложений, содержащих огромные глыбы и валуны.

В дальнейшем происходят стабилизация тектонических движений и ослабление или затухание поднятий областей горных сооружений М. и Б. Кавказа, где создаются благоприятные условия (особенно на М. Кавказе) для планации рельефа. В пределах прогибающейся части Куринской впадины накапливается мощная (до 2500—3000 м) песчано-глинистая толща майкопской свиты. При этом наибольшее опускание испытывают Предмалокавказский и Приталышский прогибы. В этом подэтапе отчетливо выделяются и обособляются главные морфоструктурные элементы Кавказа: Предкавказский передовой прогиб, Б. Кавказ, Рионо-Куринский межгорный прогиб, М. Кавказ и Среднеараксинский межгорный прогиб.

В конце олигоцена вновь усиливаются тектонические движения, на что указывает значительное увеличение притока в Куринскую впадину с окружающих гор грубообломочных отложений. Б. Кавказ испытывал сводовое поднятие, которое продолжалось и в раннем миоцене. На М. Кавказе, который состоял в это время из отдельных сводов, поднятия сопровождались проявлением вулканизма (В. А. Растворова, 1961; Е. Е. Милановский, 1968).

С раннего миоцена интенсивность тектонических движений начинает ослабевать и в тортоне (средний миоцен) наступает период их стабилизации и затухания. Возникшие к этому времени горные сооружения в значительной степени снижаются и в их пределах происходят планация и выравнивание рельефа. В Куринскую впадину в это время поступает главным образом глинистый материал. В течение среднего миоцена здесь накапливается 600—800 м осадков. Лишь в предчокракское время прослеживается некоторая активизация тектонических движений, сопровождаемая увеличением мощностей осадков в Куринской впадине (до 400 м) и появлением в разрезе песчаных отложений.

Следующая эпоха активизации тектонических движений соответствует концу позднего миоцена (поздний сармат и мэотис), который характеризуется мощными тектоническими движениями, приведшими, по мнению Е. Е. Милановского (1968), к формированию среднегорного, а местами даже высокогорного рельефа на Б. и М. Кавказе. Воздымание указанных горных сооружений сопровождается первым мощным проявлением субэпизотического вулканизма.

В результате размыва интенсивно поднимающихся горных сооружений в Куринскую впадину, особенно в ее западную часть, поступает главным образом грубообломочный песчано-галечниковый материал. В нижнекуруинской части впадины накапливаются песчано-глинистые отложения мощностью до 500—950 м (в западной части впадины около 1350 м). Активизации тектонических поднятий прилегающих горных областей предшествовало интенсивное прогибание Куринской впадины, где в течение раннего и среднего сармата накопилось около 400—600 м песчано-глинистых осадков (в среднекуруинской части впадины больше 1500 м).

В пределах Кура-Араксинской депрессии в общее прогибание не

* В. А. Растворова (1960, 1961) отмечает активизацию тектонических движений на Кавказе в конце олигоцена, конце миоцена—начале плиоцена, конце плиоцена—начале плейстоцена и в среднем плейстоцене. Е. Е. Милановский (1970) в неотектоническом этале Кавказа, который он берет с позднего сармата, выделяет три фазы: конец миоцена—средний плиоцен, поздний плиоцен и антропоген.

вовлекается в течение всего миоцена лишь предгорная полоса Предмалокавказской наклонной равнины, расположенная к юго-западу от Ширванлы-Советлярской антиклинальной зоны. Этот участок Куринской впадины, начиная с миоцена, вплоть до акчагыльской трансгрессии, представляет собой область холмисто-грядовой низменной суши.

В понте (ранний плиоцен) наступает период ослабления и стабилизации тектонических движений, на что указывает преобладание в осадках этого времени глинистых пород. Появление в отложениях понта западной части и северо-восточной прибортовой зоны впадины песчано-галечниковых образований было связано с глубокой регрессией морского бассейна в конце века. В осевой части Куринской впадины накапливались исключительно глинистые осадки мощностью до 400—500 м. Возможно, в это время в прилегающих горных областях существовали условия, благоприятные для планации рельефа.

В среднем плиоцене (век продуктивной толщи) вновь активизируются тектонические движения, сопровождавшиеся складчатостью, особенно отчетливо проявившиеся в пределах Юго-восточной Ширвани и Бакинского архипелага, о чем свидетельствует несогласное залегание продуктивной толщи на более древних слоях, местами достигающее 32—35°. Почти повсюду в основании продуктивной толщи наблюдаются глыбовые конгломераты, песчаники и галечники.

Век накопления продуктивной толщи был одним из наиболее активных фаз неотектонического этапа на всем Восточном Кавказе. В результате усилившихся тектонических движений горные сооружения Б. и М. Кавказа испытывают интенсивное воздымание, сопровождавшееся местами субаэральным вулканизмом. Формируется горный, местами высокогорный рельеф, размыв которого питает интенсивно прогибающиеся Куринскую и Южно-Каспийскую впадины колоссальным количеством грубообломочного материала. В пределах Аджиноурских и Ленгезских низкогорий накапливается суглинисто-песчано-конгломератовая толща, а в центральной части—песчано-глинистые образования огромной мощности (больше 2000 м, в нижнекуринском отрезке впадины—до 4700 м) (А. Ш. Шихлинский, 1967), что свидетельствует об интенсивном прогибании Куринской впадины.

По мнению В. А. Растворовой (1960, 1961), в это время происходила некоторая перестройка тектонического плана прилегающей к Южно-Каспийской впадине части прогиба, заключавшаяся в интенсивном опускании наложенных прогибов (Нижнекуринского, Алазано-Агричайского, Нижнеараксинского и др.).

Выше по разрезу продуктивной толщи Куринской впадины прослеживается увеличение мощностей грубообломочных образований, что свидетельствует о всевозрастающем темпе поднятий смежных горных сооружений.

После кратковременного ослабления тектонических движений в конце среднего плиоцена в преакчагыльское время* они вновь активизируются. Интенсивное прогибание Куринской впадины ознаменовалось великой акчагыльской трансгрессией, покрывшей почти всю Куринскую впадину в современных ее границах. Прилегающие горные области Б. и М. Кавказа испытывали поднятия, достигшие максимума в середине акчагыльского века. Поднятие горных сооружений сопровождалось широким развитием субаэрального вулканизма. Тектонические движения сопровождаются интенсивной складчатостью, особенно ярко проявившиеся в западной части и северо-восточной прибортовой зоне

* Временное небольшое ослабление и стабилизация тектонических движений были настолько короткими, что в этот период планация рельефа, по-видимому, не получила большого размаха. Сформировавшийся к этому времени высокогорный рельеф и при небольшом ослаблении тектонических движений подвергался интенсивному расчленению, а продукты денудации выносились за пределы горных сооружений—в область осадконакопления.

Куринской впадины, на что указывают угловые несогласия между акчагыльскими отложениями и более древними образованиями, выразившиеся величинами от 5—6 до 45—50°.

Несмотря на происходившее усиление тектонических движений, в акчагыле (особенно в его начале) в связи с трансгрессией и повышением базиса эрозии ареалы континентальной аккумуляции резко расширяются, вдаваясь в виде огромных языков в пределы прилегающих гор (особенно М. Кавказа), и создаются благоприятные условия для планации и выравнивания рельефа. За весь акчагыльский век в синклинальных прогибах Куринской впадины опускание компенсируется накоплением песчано-глинистых отложений большой мощности (до 1200 м). В прибортовых зонах в это время накапливаются суглинисто-песчано-конгломератовые и галечниковые образования мощностью от 200 до 700 м.

Выше отмечалось, что усиление тектонических движений достигает максимума в середине акчагыльского века. Затем наступает период относительного ослабления и стабилизации тектонических движений в смежных горных сооружениях, продолжавшийся вплоть до позднего апшерона. Создаются благоприятные условия для планации рельефа и формирования поверхности выравнивания.

Куринская впадина продолжает прогибаться, где за это время накапливаются песчано-глинистые отложения мощностью 1800—2000, а местами до 2500 м (А. Ш. Шихлинский, 1967; А. В. Мамедов, 1970). В северо-восточной и юго-западной прибортовых зонах впадины вдоль подножья гор накапливаются суглинисто-песчано-галечниковые отложения, мощность которых достигает соответственно 1000—1400 и 200—400 м. Это свидетельствует о более интенсивном поднятии Б. Кавказа или скорее всего о том, что к этому времени Б. Кавказ достиг более значительной высоты, по сравнению с М. Кавказом.

Следующая фаза усиления тектонических движений (предбакинская) совпадает с концом позднего плиоцена и началом раннего плейстоцена, с ней связано завершение формирования главных черт современного структурного плана и рельефа Куринской впадины, а также окружающих ее горных областей.

Широко проявляются складчатые движения в северо-восточной прибортовой зоне и западной части Куринской впадины. В полосе Аджиноурских низкогорий, являющихся в позднем плиоцене зоной максимального прогибания и осадконакопления, бурно развивается инверсионная складчатость, сопровождавшаяся разрывными нарушениями. Складчатость развивается и в восточной части этого борта впадины—Ленгезиско-Алятской зоне и Юго-восточной Ширвани с интенсивным проявлением грязевого вулканизма. В Юго-восточной Ширвани складчатость протекает одновременно с осадконакоплением. О широком развитии складчатых движений свидетельствуют повсеместные угловые несогласия величиной от 4—5 до 25° между отложениями плиоцена и плейстоцена.

В пределах Кура-Араксинской депрессии максимальное опускание испытывают Агдашский, Муганский и Каргалинский синклинальные прогибы, где в течение всего плейстоцена накапливаются песчано-глинистые отложения мощностью до 1200 м и больше (местами до 1800 м, по А. Ш. Шихлинскому, 1967).

Начиная с предбакинского времени, прилегающие горные области Б. и М. Кавказа испытывают интенсивное поднятие и расчленение, откуда в прибортовую зону Куринской впадины поступает огромное количество грубообломочного материала мощностью до 200—600 м и более. На М. Кавказе в поднятие вовлекаются внутригорные котловины. Прежние участки локальных опусканий превращаются в участки

слабых поднятий. Неоднократно вдоль ожившихся и вновь образующихся разломов проявляется вулканизм.

В начале среднего плейстоцена (гюргянский век), а местами с конца раннего прослеживаются кратковременное ослабление и стабилизация тектонических движений. В западной части Куринской впадины и в Джейранкечмазской депрессии формируются локальные поверхности выравнивания (Д. А. Лилиенберг, 1962; М. А. Мусеилов, 1963). Однако регионального проявления процессов планации и выравнивания рельефа в это время не происходило. Во второй половине среднего плейстоцена (поздний хазар) заметно усиливаются тектонические движения, о чем свидетельствуют угловые несогласия между отложениями раннего хазара (гюргяна) и позднего, достигающие 10—22°, деформация бакинских и гюргянских морских террас и огрубление гранулометрического состава отложений.

Завершаются процессы морфоструктурного обособления Алазано-Агричайской наложенной синклинали долины, которая в течение всего плейстоцена испытывает прогибание (до 600 м) и расширение за счет погружения периферийных частей южного склона Б. Кавказа.

В позднем плейстоцене и голоцене значительных движений, проявляющихся в региональном масштабе, не было, о чем говорит одинаковая высота береговых линий. Но на локальных участках интенсивные тектонические движения происходили и в голоцене, на что указывают значительная деформация позднихвалыньских и ранненовокаспийских террас на антиклинальных поднятиях (Мишовдаг, Пирсаат, Хыдырлы, Бяндован, Кюровдаг, Бабазанан, Дуровдаг и др.) и усиленное проявление грязевого вулканизма.

Качественная и количественная оценка новейших и современных тектонических движений

Новейшие тектонические движения. Как известно, в областях опускания наиболее надежным методом при количественной оценке тектонических движений является анализ мощностей отложений. На основе этого метода нами была построена карта тектонических движений неотектонического этапа (олигоцен-плейстоцен) Кура-Араксинской депрессии (рис. 1). Исходным материалом для этого послужили данные бурения и геофизических исследований. Кроме того, были использованы палеогеографические схемы, структурные карты и карты мощностей В. Е. Хаина, А. Н. Шарданова (1952), В. Е. Хаина, Г. А. Ахмедова (1957), Г. А. Ахмедова (1957), А. К. Алиева (1960), С. Г. Салаева (1961), М. Г. Агабекова (1963), В. И. Леви, Б. Д. Требуковой (1963), Р. М. Гаджиева (1965), М. Г. Агабекова, Ф. С. Ахмедбейли, А. В. Мамедова, Р. А. Аллахвердиева, В. И. Кузовенкова, А. Б. Мошашвили, Г. Л. Расулова (1965), А. А. Ализаде, Г. А. Ахмедова, А. М. Ахмедова, А. К. Алиева, М. М. Зейналова (1966), Н. И. Давидовой, Г. В. Краснопецевой, С. А. Манилова, В. А. Леви, Л. А. Лобастовой, Э. М. Шекинского, Г. К. Твалтвадзе (1966), А. А. Ализаде, Г. А. Ахмедова, С. Г. Надирова, Аж. Алиева, Ф. А. Ширинова (1967), А. Ш. Шихлинского (1967), А. В. Мамедова (1970), А. А. Ализаде, А. Л. Путкарадзе, С. Г. Салаева, А. И. Алиева (1968) и др., в которых обобщены данные бурения и геофизических исследований соответствующего отрезка времени.

Для сравнения данных отдельных отрезков неотектонического этапа нами была составлена карта тектонических движений Кура-Араксинской депрессии за мзотис-плейстоцен (рис. 2). Раньше же нами, совместно с А. В. Мамедовым и М. А. Мусеиловым (1963, 1966, 1967), были составлены карты за поздний плиоцен-плейстоцен и плейстоцен в отдельности (рис. 3, 4). Карта движений неотектонического этапа пока-

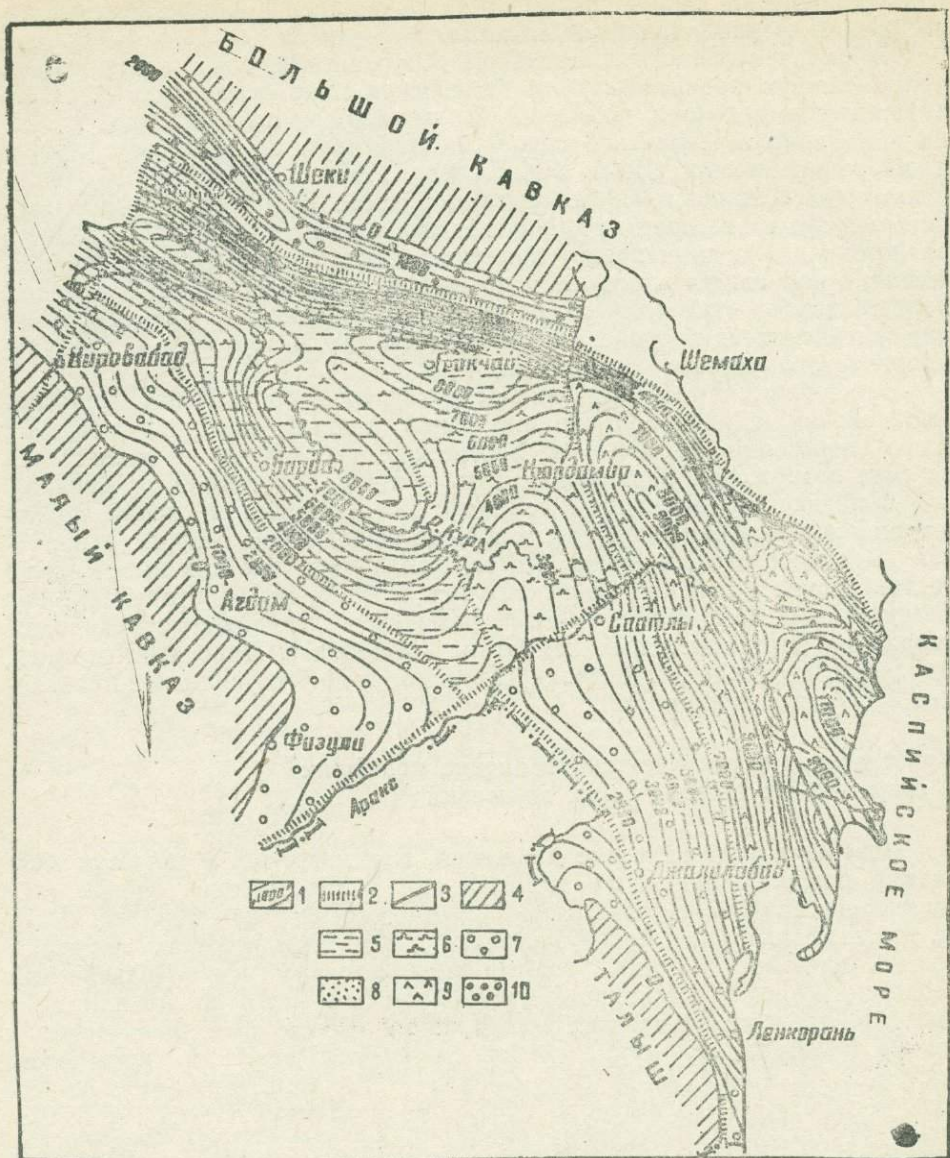


Рис. 1. Карта тектонических движений Кура-Араксинской депрессии и прилегающих предгорий за неотектонический этап (олигоцен—плейстоцен): 1 — изоаназы с величиной опускания; 2 — глубинные разломы и флексуры; 3 — тектонические разрывы в осадочной толще в миоцен-плейстоценовом комплексе; 4 — области поднятий и денудации. Характер новейших движений (опусканий): 5 — зона интенсивных опусканий в неотектоническом этапе, почти незатронутая складчатостью; 6 — зона слабых относительных поднятий в начале (олигоцен—миоцен) и интенсивных опусканий в конце (плиоцен-плейстоцен) неотектонического этапа; 7 — зона интенсивных опусканий в начале (олигоцен—нижний миоцен), слабых поднятий в середине (поздний миоцен—средний плиоцен) и умеренных опусканий в конце (поздний плиоцен) неотектонического этапа, вовлеченная в плейстоцене в слабое моноклинальное поднятие; 8 — зона интенсивных опусканий в неотектоническом этапе, вовлеченная в конце плиоцена и плейстоцене в интенсивное дифференцированное поднятие, сопровождаемое складчатостью; 9 — зона интенсивных опусканий в конце плиоцена и в плейстоцене, местами вовлеченная в поднятие и складчатость, сопровождаемые грязевулканизмом; 10 — зона поднятий и слабых опусканий в начале и середине (олигоцен—средний плиоцен) и интенсивных опусканий в конце (поздний плиоцен—плейстоцен) неотектонического этапа.

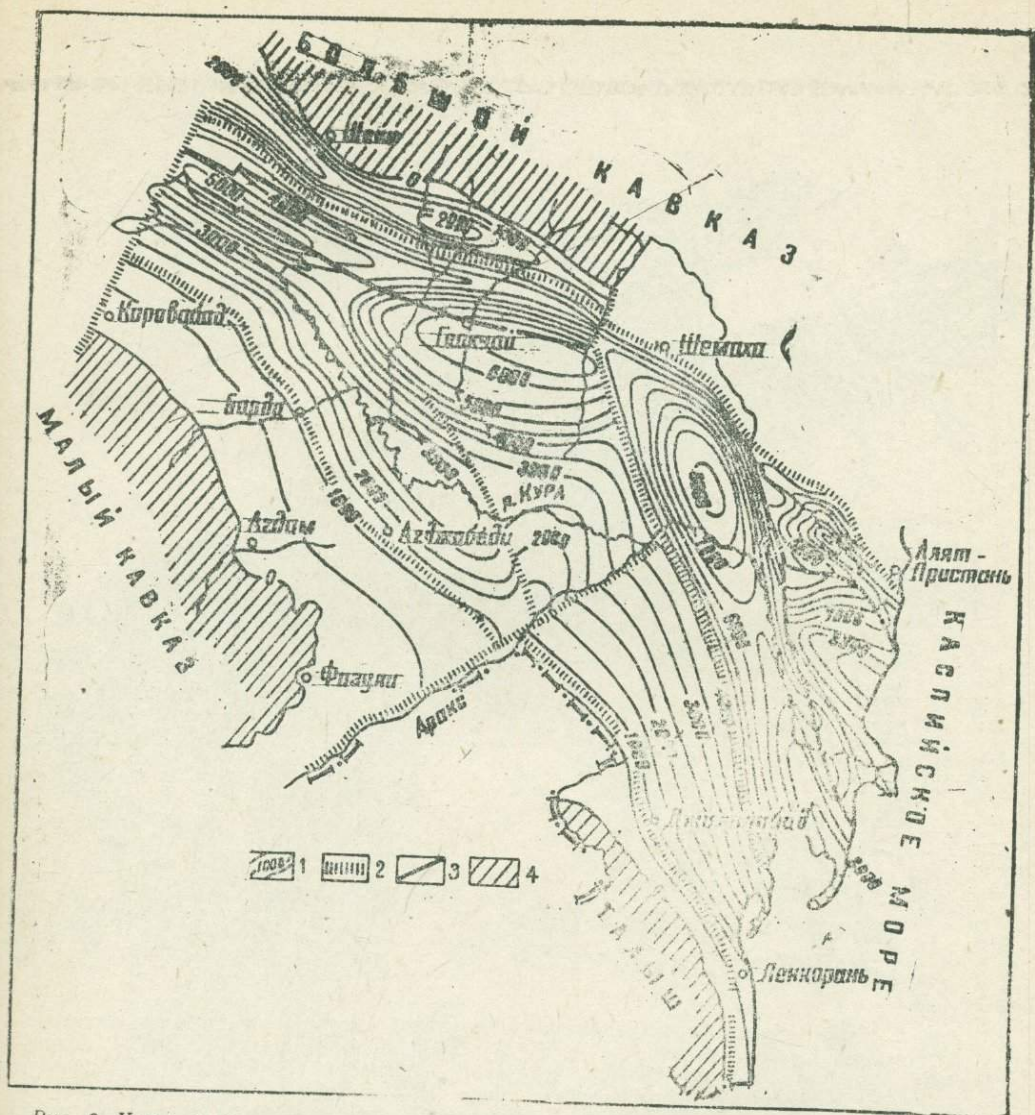


Рис. 2. Карта тектонических движений Кура-Араксинской депрессии и прилегающих предгорий за плиоцен-плейстоцен: 1 — изоаназы с величиной опускания; 2 — глубинные разломы и флексуры; 3 — тектонические разрывы в миоцен-плиоценовом осадочном комплексе; 4 — области поднятия и денудации.

зывает, что Кура-Араксинская депрессия, начиная со времени ее заложения, опустилась на 8—11,5 тыс. м. Отмечается значительная дифференциация величин опускания (табл. 3).

На карте довольно четко вырисовывается строение фундамента Кура-Араксинской депрессии. Отчетливо прослеживается роль глубинных разломов в процессах опускания и осадконакопления. Особенно хорошо выражены глубинные разломы, ограничивающие с востока и запада Талыш-Вандамский погребенный выступ кристаллического фундамента. Наиболее контрастные движения наблюдаются в северо-восточной прибортовой полосе Кура-Араксинской депрессии, что обусловлено наличием глубинного разлома (Кахетино-Дашюзская шовная зона, Аджичай-Алятский глубинный разлом) и серии тектонических разрывов в осадочном покрове. При продолжительности неотектонического этапа в 36 млн. лет средняя годовая скорость опускания в депрессии составляла 0,22—0,32 мм/год.

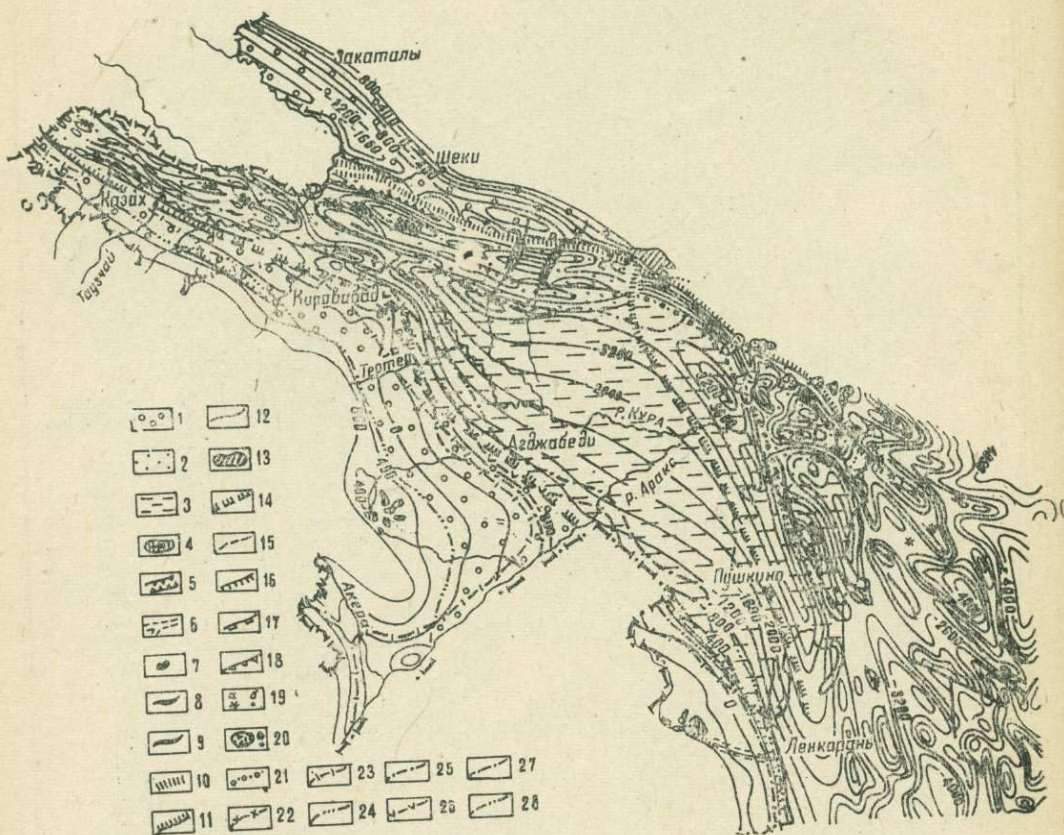


Рис. 3. Карта тектонических движений Куринской впадины в позднем плиоцене-плейстоцене (составили Мамедов А. В., Мусейбов М. А., Ширинов Н. Ш.). I. Амплитуды суммарных деформаций доакчагыльской поверхности (в метрах). II. Характер новейших движений в депрессионных зонах: 1 — опускание в новейшем этапе в областях доновейших поднятий; 2 — интенсивное поднятие в плейстоцене в областях позднеплиоценового опускания; 3 — наиболее интенсивное опускание в течение всего новейшего этапа. III. Геоморфологические показатели новейших тектонических движений: а) Поверхности выравнивания: 4 — позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые; 5 — antecedentные долины; 6 — древние (покинутые) долины (с указанием возраста и направления стока); 7 — останцы морских миоценовых отложений. IV. Выраженные в рельефе складчатые структуры, формировавшиеся: 8 — до акчагыла; 9 — после акчагыла. V. Разрывные нарушения и флексуры, активные в новейшем этапе; 10 — глубинные разломы. б) Флексуры; 11 — выраженные в рельефе; 12 — погребенные. в) Разрывы (сбросы, взбросы и надвиги); 13 — выраженные в рельефе; 14 — погребенные; 15 — тектонические покровы. VI. Разрывы, возникшие в новейшем этапе: 16 — сбросы; 17 — взбросы; 18 — надвиги. VII. Проявления грязевого вулканизма; 19 — центры извержений: а) на суше; б) на море; 20 — покровы сопочной брекчии; 21 — границы распространения грязевого вулканизма; 22 — границы наиболее интенсивно проявляющегося грязевого вулканизма. VIII. Границы максимального распространения морских трансгрессий; 23 — сарматской; 24 — акчагыльской; 25 — бакинской; 26 — хазарской; 27 — хвалынской; 28 — новокаспийской.



Рис. 4. Карта четвертичных тектонических движений Куринской впадины. (по А. В. Мамедову, М. А. Мусеинову, Н. Ш. Ширинову, дополненная нами) 1 — изокатабазы; 2 — изоанабазы; 3 — горные обрамления Куринской впадины.

Количественная характеристика тектонических движений (опусканий) отдельных участков Кура-Араксинской депрессии за олигоцен-плейстоцен (продолжительность этапа около 36 млн. лет)

Участки Кура-Араксинской депрессии	Структурная основа	Величина опусканий (тыс. м)	Средняя годовая скорость движений (мм-год)
Юго-восточная Ширвань	Каргалинская синклиналь	9 — 11,5	около 0,25—0,32
Бабазананский увал и Нефтечалинская равнина	Бабазанан-Нефтечалинская антиклинальная зона	8 — 9	0,22—0,25
Восточная Ширвань, Восточная Мугань и Сальянская низменность	Ширванская синклиналь	8 — 9,5	0,22—0,26
Коджашен-Геокчайская гряда и предгорная полоса Ширванской низменности	Южно-Аджиноурской прогиб	8 — 8,5	0,22—0,24
Прикуринская низменность (между с. Зардоб и г. Евлах)	Агджабединский прогиб	6,5— 8	0,18—0,22
Центральная часть Ширванской низменности и прилегающие участки	Талыш-Вандамское погребенное поднятие	3 — 5	0,08—0,15
Мильская и Муганская низменности			
Северо-западная часть Карабахской низменности	Далимамедлинский выступ и Мингечаурское поднятие	2 — 5	0,05—0,15
Алазано-Агричайская долина	Алазано-Агричайский наложенный прогиб		
Мильская низменность и Западная Мугань	Мильско-Муганское погребенное поднятие	2,5	0,07
		1 — 2	0,02—0,05

Таблица 4

Количественная характеристика тектонических движений (опусканий) Кура-Араксинской депрессии за мэотис-плиоцен (продолжительность отдельных участков около 12 млн. лет)

Участки Кура-Араксинской депрессии	Структурная основа	Величина опусканий (тыс. м)	Средняя годовая скорость движений (мм-год)
Юго-восточная Ширвань	Каргалинская синклиналь	7,5—8,5	0,62—0,70
Восточная Ширвань, Восточная Мугань и Саль- янская низменность	Ширванская синклиналь	6,5—7,5	0,54—0,62
Навагинская равнина	Навагинская наложенная синклиналь	5—7	0,41—0,67
Западная Ширвань	Агдашский прогиб	5,0—6,5	0,41—0,54
Аджиноурская котловина	Арешский прогиб	4,0—5,0	0,33—0,41
Центральная часть Ширванской низменности и прилегающие участки	Талыш-Вандзское погребенное поднятие	2,0—4,0	0,16—0,33
Мияльская и Муганская низменности			
Прикурильская низменность	Агдажебинский прогиб	3,0	0,25
Алазано-Агричайская долина	Алазано-Агричайский наложенный прогиб	1,5—2,0	0,12—0,16
Мильско-Карабахская низменность	Предмалокавказская моноклиналь	0,5—1,5	0,04—0,12

Общий размах тектонических движений с учетом гипсометрических отметок наиболее древних уровней поверхностей выравнивания на М. и Б. Кавказе (3000—3400 м—олигоценная, 3800—4200 м—миоценовая) определяется в размере 11,4—15,7 тыс. м. За весь неотектонический этап опускание в Кура-Араксинской депрессии превысило поднятие на Б. и М. Кавказе в 2,3—2,7 раза. Начиная с конца позднего миоцена (мэотис) до плейстоцена включительно (продолжительность около 12 млн. лет), Кура-Араксинская депрессия опустилась на 8—8,5 тыс. м (средняя годовая скорость движения 0,66—0,70 мм/год). Для данного отрезка неотектонического этапа дифференцированность движений выражена более ярко, чем в начальный период. Это особенно отчетливо прослеживается в центральной части впадины и ее северо-восточной прибортовой полосе. В прималокавказской части впадины, наоборот, дифференциация движений резко сглаживается. Существовавший до этого глубокий Агджабединский прогиб начинает утрачивать свое значение (табл. 4). Наиболее контрастные движения по-прежнему приурочены к северо-восточной прибортовой полосе.

Более древний и высокий уровень из поверхностей выравнивания, образовавшийся за этот отрезок геологического времени, приподнят до абсолютной высоты 2000—2200 м (М. Кавказ) и 2800—3200 м (Б. Кавказ). Последнее позволяет определить общий размах тектонических движений в Восточном Закавказье в размере 10,0—11,7 тыс. м. Как видно из приведенных данных, опускание в Кура-Араксинской депрессии еще больше (в 2,5 и 5 раз) превышает величину поднятий на Б. и М. Кавказе. Значительное изменение в неотектоническом режиме Кура-Араксинской депрессии происходило в позднем плиоцене и плейстоцене. Карта тектонических движений указанного отрезка неотектонического этапа показывает, что Кура-Араксинская депрессия за это время прогнулась до 3,5—4 тыс. м. В сторону Южнокаспийской впадины указанная величина прогибания возросла до 4,5—4,8 тыс. м. При продолжительности прогибания 5 млн лет средняя годовая скорость опускания депрессии достигала 0,70—0,80 мм/год. Это на 0,48 мм больше среднегодовой скорости всего тектонического этапа (олигоцен-плейстоцен) и на 0,04—0,10 мм больше среднегодовой скорости опускания мэотис-плейстоценового отрезка времени. Еще более усиливаются за этот отрезок неотектонического этапа дифференциация и контрастность движений в северо-восточной прибортовой зоне Кура-Араксинской депрессии. С конца позднего плиоцена здесь интенсивно развивается инверсионная складчатость.

Антиклинальные зоны Аджиноурских низкогорий, а также Ленгез-Алятская, Харамы-Бабазананская антиклинальные зоны и локальные антиклинальные поднятия Юго-восточной Ширвани за этот период в целом испытывают положительные движения (главным образом, начиная с конца позднего плиоцена). В зоне инверсионной складчатости северо-восточного борта депрессии движения сопровождаются разрывами и образованием взбросов и надвигов, по которым осуществлялись горизонтальные движения порядка 2,5—3 тыс. м. В пределах Нижнекуринской впадины вдоль указанных разрывов интенсивно проявляется грядево-вулканизм.

Прималокавказская равнина, служившая юго-западной прибортовой полосой депрессии, испытывает лишь слабое моноклиальное поднятие. Дифференциация движений на этом участке не прослеживается. Величина опускания депрессии в целом носила дифференцированный характер, унаследованный с предыдущих геологических эпох (табл. 5).

За поздний плиоцен и плейстоцен в прилегающей к впадине полосе горных сооружений Б. и М. Кавказа, судя по уровням поверхностей выравнивания, образовавшихся за этот отрезок времени, происходили

поднятия на 800—1400 м. Таким образом, общий размах тектонических движений в пределах Восточного Закавказья за поздний плиоцен-плейстоцен достигал 4,3—5,4 тыс. м. Опускание Кура-Араксинской депрессии за указанный период превышало поднятия прилегающих горных сооружений Б. и М. Кавказа в 2,8—4,4 раза.

В плейстоцене продолжительностью в 1 млн. лет* прогибание осевой части Кура-Араксинской депрессии доходило до 1000—1600 м. (табл. 6). В указанной части впадины среднегодовая скорость опускания колебалась в пределах 1,0—1,6 мм/год. Это наиболее высокие скорости движения за весь неотектонический этап. Они на 0,78—1,28 мм больше среднегодовой скорости опускания Кура-Араксинской депрессии за весь неотектонический этап и на 0,34—0,90 мм больше среднегодовых движений за поздний плиоцен-плейстоцен.

Величина прогибания увеличивается в восточном направлении, в сторону Южнокаспийской впадины и между м. Бяндован и дельтой Куры достигает 1800 м (А. Ш. Шихлинский, 1967). По новейшим геофизическим данным, согласно интерпритации К. А. Исмаилова, И. С. Гасанова, мощность плейстоцена в пределах самой Южнокаспийской впадины достигает 2000—2500 м и больше. В этот отрезок неотектонического этапа все прибортовые зоны депрессии втягиваются в общее поднятие прилегающих горных сооружений М. и Б. Кавказа. При этом северо-восточная прибортовая зона депрессии поднимается на 200—800 м и складчатые движения сопровождаются взбросо-надвиговыми нарушениями, а на востоке наблюдается интенсивное проявление грязевого вулканизма. Формируются Аджиноурские и Ленгебиз-Алятские складчатые низкотерра и окончательно обособляется Алазано-Агричайский прогиб. К этой зоне приурочены и наиболее контрастные плейстоценовые движения, амплитуда которых по Аджичай-Алятскому разлому достигает 1800—1850 м**.

Предмалокавказская равнина (юго-западная прибортовая зона) испытывает моноклинальное поднятие (до 400—600 м). В областях прогибания величина опускания территориально распределяется, как показано в табл. 6. На месте опусканий слабо проявляется Талыш-Вандамское погребенное поднятие, которое показано на карте тектонических движений плейстоцена слабым изгибом изоанабаз в районе гор. Сабирабад и Саатлы. Об этом свидетельствует также миграция русел Аракса и Куры в северо-восточном направлении.

В прибортовых зонах Кура-Араксинской депрессии наиболее древние плейстоценовые (бакинские) морские террасы приподняты до абсолютной высоты 250—300 м. При этом общий размах тектонических движений достигает 1250—1900 м. Если принять в расчет приосевую часть горных сооружений М. и Б. Кавказа, где величина плейстоценовых поднятий по данным Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1961), Д. А. Лилиенберга (1962), Б. А. Антонова (1963), М. А. Мусеибова (1963), Б. А. Будагова (1964, 1967) достигает 700—900 м, то суммарный размах тектонических движений в Восточном Закавказье за плейстоцен может составить 1700—2500 м.

Еще больше превышает (в 4—6 раз) величина опусканий в осевой полосе Кура-Араксинской депрессии поднятия прилегающих участков горных сооружений Б. и М. Кавказа. В табл. 7 дается сравнение количественных показателей неотектонических движений по отдельным геологическим эпохам.

Современные движения. Тектонические движения в Кура-Араксинской депрессии продолжают проявляться и в современную эпоху, о чем

* По П. Вольшштетту (1962), Е. И. Гамильтону (1968) и В. В. Чердынцеву (1970).

** Апшеронские отложения севернее разлома залегают на абсолютной высоте 800—850 м, тогда как южнее разлома они опущены на глубину до 1000 м.

Количественная характеристика тектонических движений (опусканий) отдельных участков Кура-Араксинской депрессии за поздний плиоцен-плейстоцен (продолжительность 5 млн. лет)

Участки Кура-Араксинской депрессии	Структурная основа	Величина опускания (тыс. м)	Средняя годовая скорость движений (мм/год)
Северо-западная часть Ширванской низменности	Агдамский прогиб	3,5—4	0,70—0,80
Восточная часть Ширванской низменности и прикуринская полоса Муганской низменности	Ширванская синклиналь	3,5—4	0,70—0,80
Центральная часть Юго-восточной Ширвани	Каргалинская синклиналь	2,8—3,6	0,56—0,72
Мингечаурская котловина	Самух-Ханабадская синклиналь	2,0—3,2	0,40—0,64
Аджиноур-Арешская котловина	Арешская синклиналь	2,0—2,8	0,40—0,56
Навагинская равнина	Навагинская синклиналь	1,6—2,4	0,32—0,48
Прикуринская равнина	Периферия Предмалокавказского прогиба	2,0—2,6	0,40—0,50
Алазано-Агричайская долина	Алазано-Агричайский наложенный прогиб	0,4—1,6	0,08—0,32
Предмалокавказская и Приталышская равнины	Предмалокавказская и Приталышская моноклинали	0,4—2,0	0,08—0,40
Нижнеараксинская долина	Нижнеараксинский наложенный прогиб	0,4—0,6	0,08—0,12

Т а б л и ц а 6

Количественная характеристика тектонических движений (опусканий) отдельных участков Кура-Араксинской депрессии за плейстоцен (продолжительность 1 млн. лет)

Участки Кура-Араксинской депрессии	Структурная основа	Величина опусканий (тыс. м)	Средняя годовая скорость движений (мм/год)
Равнина Юго-восточной Ширвани	Каргалинская синклинали	1,0—1,6	1,0—1,6
Ширванская равнина и Восточная Мугань	Агдашский прогиб и Ширванская синклинали	0,6—1,0	0,6—1,0
Сальянская низменность	Юго-восточное продолжение Ширванской синклинали	0,6—1,0	0,6—1,0
Алазано-Агричайская долина	Алазано-Агричайский наложенный прогиб	0,2—0,6	0,2—0,6
Мингечаурская котловина	Самух-Ханабадская синклинали	0,2—0,6	0,2—0,6
Аджиноур-Арешская котловина	Арешская синклинали	0,2—0,6	0,2—0,6
Навагинская равнина	Навагинская синклинали	0,2	0,2
Северо-восточная часть Мильско-Карабахской равнины и Прикуринская равнина	Агджабединский прогиб	0,2—0,4	0,2—0,4

свидетельствуют данные повторных нивелировок, обобщенные в трудах Н. И. Шлепнева (1947), М. Г. Агабекова и Ф. С. Ахмедбейли (1956, 1958), Н. В. Думитрашко, Д. А. Лиленберга (1963), Д. А. Лиленберга (1963) и др.

Результаты повторных нивелировок (1909—1914 и 1935—1937 гг.) вдоль железнодорожной линии Баку—Тбилиси показывают, что Кура-Араксинская депрессия испытывает общее опускание, осложненное дифференцированными движениями отдельных ее частей. В юго-восточном окончании Алятской гряды наблюдается поднятие от 2,5 до 3,5 мм/год. Навагинская равнина, расположенная между участками поднятий (Харами-Мишовдагской и Алятской гряд), испытывает относительное опускание (+0,7 мм/год). Положительное значение движений на этом уча-

Т а б л и ц а 7

Количественная характеристика неотектонических движений
(опусканий) Кура-Араксинской депрессии
по отдельным геологическим эпохам*

Геологические эпохи	Величина опускания (тыс. м)	Продолжительность эпох (млн. лет)	Среднесредовая скорость опускания (мм/год)
Олигоцен и ранний миоцен	2,5—3,0	около 13**	0,19
Средний и поздний миоцен	1,5—2,0	около 11	0,13
в т.ч. сармат	1,0—1,6	3	0,33—0,53
Ранний плиоцен (мэотис—понт)	1,0—1,1	4	0,25—0,29
Средний плиоцен (век продуктивной толщи)	3,5—4,0	3	1,16—1,33
Поздний плиоцен (акчагыл и апшерон)	2,5—3,0	4	0,62—0,75
Плейстоцен	1,0—1,6	1	1,0—1,60

* Взятые максимальные величины опусканий.

** Продолжительность геологических эпох, за исключением плейстоцена, взята на основании работ Г. Д. Афанасьева и др. (1964), М. М. Рубинштейна, Л. К. Габуния (1972), а плейстоцен—П. Вольдштедта (1962), Е. И. Гамильтона (1968) и В. В. Чердынцева (1970).

стке объясняется наличием локального погребенного поднятия. Область Курунской впадины, вдоль линии повторного нивелирования испытывает абсолютное опускание со скоростью 1—2 мм/год. Однако на фоне общего опускания отмечаются локальные участки поднятий, например, Геокчайского и Падарского (от 1,0 до 1,7 мм/год), Дуздагского и Гедакбозского (от 0,8—до 1,0 мм/год).

Вдоль современной долины Куры Д. А. Козловский (1951), сопоставляя изменение расхода и горизонта воды с интенсивностью процессов эрозии и аккумуляции в русле реки, определяет следующие величины современных движений (мм/год): Боздаг-Караджинский хребет +63; Евлах—44; Зардоб—29; Млолакенд +31; Сабирабад +52; Али-Байрамлы—86; Сальяны—114. Однако, как отметил раньше Д. А. Лиленберг (1963), данные Д. А. Козловского сильно завышены и противоречат результатам инструментальных измерений. Ошибка эта была обусловлена механическим толкованием интенсивности современных эрозионных процессов как следствия тектонических движений. Тем не менее в отношении качественной оценки современных движений (т. е. знака движений) данные Д. А. Козловского соответствуют действительности и положительные знаки движений в районе сс. Моллакенд, Джарлы и гор. Сабирабад объясняются наличием на этих участках погребенных поднятий.

Данные повторного нивелирования (II класс) вдоль шоссе Евлах—Шеки—Закаталы показывают, что в северо-восточной прибортовой

зоне Кура-Араксинской депрессии в современную эпоху происходят резко дифференцированные движения (Д. А. Лилиенберг, 1963). Здесь антиклинальные хребты и гряды Аджиноурских низкогорий испытывают поднятия со скоростью $10,0 \div 16,0$ мм/год. Алазано-Агричайская долина в целом испытывает опускание (относительное), которое осложняется поперечной (блоковой) дифференциацией движений. Опускание приводит к расширению долины за счет периферии южного склона Б. Кавказа*.

Довольно интересные данные получены при анализе материалов второго нивелирования юго-западной прибортовой зоны Куринской впадины и прилегающей территории М. Кавказа.

Здесь местами наблюдается общая инверсия современной тектоники. В современную эпоху в этой области преобладают абсолютные и относительные опускания со скоростями до $-3 \div -6$ мм/год, резко контрастирующие с тектоническим и морфоструктурным планом территории (П. П. Казанчян, 1963; Д. А. Лилиенберг, 1963; Д. А. Лилиенберг, В. А. Мацкова, С. К. Горелов, Н. В. Думитрашко, В. М. Муратов, 1969).

По мнению Д. А. Лилиенберга, современная инверсия в знаке тектонических движений обусловлена специфическими особенностями формирования морфоструктур М. Кавказа и поствулканическими тенденциями. Она характерна и для ряда других горных областей, таких как Карпаты, Балканы, Динариды, Северный Тянь-Шань, Джунгария и др.

Не исключена возможность, что широкое развитие пойм, накопление руслового аллювия и превышение мощностей пойменного аллювия над величиной эрозионного врезания русла** в речных долинах М. Кавказа в пределах низкогорья и большей части среднегорья связано с этими опусканиями. По-видимому, эти движения унаследованы с более ранних геологических эпох развития М. Кавказа, о чем свидетельствуют широкое развитие в Предмалокавказской равнине морских и континентальных верхнеплиоценовых отложений и проникновение их по речным долинам в глубь гор до абсолютных высот 1800—2000 м, где они местами переходят в покровные отложения, слагающие поверхность позднеплиоценовых поверхностей выравнивания. Может быть, с этим связано и наличие останцов средне- и верхнемиоценовых отложений на северо-восточном склоне М. Кавказа и относительно низкое их гипсометрическое положение (850—1100 м), а также относительно небольшая (по сравнению с Б. Кавказом) общая высота и сглаженность рельефа этой горной области.

На основании анализа результатов наблюдений за футштоками Ф. Г. Дадашев (1957) делает заключение, что все западное побережье Южно-Каспийской впадины, включая и прибрежные полосы Кура-Араксинской низменности, в современную эпоху испытывает поднятие со скоростями от 0,2 до 0,9 мм/год, при стабильном состоянии района дельты Куры. Однако анализ геоморфологического строения и динамика современных берегов на участке между м. Бяндован и Порт-Ильичом не согласуются с этими данными и свидетельствуют об опускании этого побережья, вовлеченного в общее прогибание Южно-Каспийской впадины. Возможно, на фоне общего опускания побережья отдельные ее участки, соответствующие погребенным поднятиям, испытывают относительно поднятие.

Обобщение всего существующего материала и его интерполяция позволяют заключить, что центральная часть Кура-Араксинской депрессии в современную эпоху испытывает опускание со скоростью $2-4$ мм/год. Периферийные участки Кура-Араксинской низменности и низ-

* На северном склоне, наоборот, Сунжинская долина сокращается в результате расширения области поднятия Б. Кавказа.

** В редких случаях в русле рек обнажаются коренные породы.

менная часть Юго-восточной Ширвани опускаются со скоростью от 0 до 2 мм/год. Вся остальная часть прибортовых зон Кура-Араксинской депрессии испытывает поднятие. При этом южные гряды Аджиноурских низкогорий, Ленгезиз-Алятские низкогорья и Харамы-Бабазананская зона низкогорий и возвышенностей поднимаются со скоростью от 0 до 2 мм/год; Предмалокавказские равнины, за исключением отдельных участков, которые испытывают опускание,—от 2 до 4 мм/год; средние и северные хребты и гряды Аджиноурских низкогорий—в среднем от 6 до 8 мм/год (рис. 5).

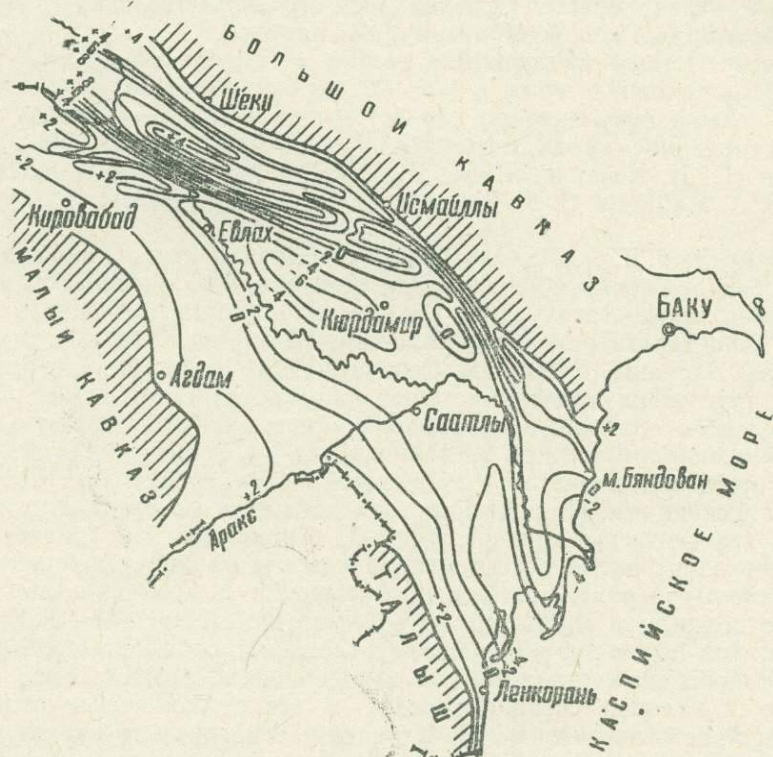


Рис. 5. Карта-схема современных тектонических движений Кура-Араксинской депрессии (мм/год).

На основании анализа месторасположения эпицентров землетрясений за 100—300 лет М. Г. Агабековым, Ф. С. Ахмедбейли (1956, 1958) и Д. А. Лиленбергом (1963) намечаются как широтные, так и меридиональные зоны сгущения эпицентров. Широтные зоны сгущения эпицентров приурочены к стыкам морфоструктуры Куринской впадины с морфоструктурами Б. и М. Кавказа, отличающиеся различными знаками движений. Зона сгущения эпицентров между морфоструктурами Куринской впадины и М. Кавказа выражена менее отчетливо. Она хорошо проявляется лишь на участке между рр. Гянджачай и Тертер. Эти зоны характеризуются контрастными движениями и недавней перестройкой структурного плана. Меридиональные сейсмические зоны ориентированы по линиям Куба—Шемаха—Ленкорань—Решт, Шуша—Евлах—Шеки и Закаталы—Кировабад—Ордубад—Тавриз и совпадают, по-видимому, первая с Западно-Каспийским глубинным разломом, а две остальные—с другими поперечными глубинными разломами.

На активность тектонических движений в современную эпоху указывает и широкое развитие грязевулканической деятельности в Кура-Араксинской депрессии (Нижнекуринская впадина) и прилегающих юго-восточных предгорий Б. Кавказа. Совпадение по времени активизации грязевых вулканов и катастрофических землетрясений свиде-

тельствует о существовании связи между этими явлениями. Вспышка грязевого вулканизма в 1857—1870 гг. совпала с серией катастрофических землетрясений в пределах северо-восточного борта депрессии в 1856, 1859, 1869 и 1872 гг. Грязевые вулканы извергались во время сильного землетрясения в 1902 г. Усиление деятельности грязевых вулканов в 1923—1933 гг. соответствует повышенной сейсмичности в области Южно-Каспийской впадины, а в 1947—1960 гг.—нарастанию сейсмичности в зоне Шемаха-Апшеронский полуостров.

Подводя итоги количественной характеристики новейших тектонических движений, можно сделать следующие выводы:

1. Довольно четко прослеживается соответствие количественного распределения новейших тектонических движений строению фундамента Кура-Араксинской депрессии.

2. Территориальное распределение суммарных тектонических движений по отдельным отрезкам неотектонического этапа в общих чертах повторяет распределение их в предыдущей эпохе, что говорит об унаследованности движений.

3. Дифференцированность и контрастность движений увеличиваются с течением времени—от олигоцена до плейстоцена включительно.

4. Максимальные величины контрастных и дифференцированных движений приурочены к северо-восточной прибортовой зоне Кура-Араксинской депрессии.

5. Судя по мощностям новейших отложений, градиент и скорость опускания Кура-Араксинской депрессии со временем в общем увеличиваются и максимальных величин достигают в плейстоцене. Однако следует при этом учесть, что возрастание мощностей отложений по времени, на основании которого подсчитываются скорости опускания, происходило не только за счет роста величин прогибания, но и за счет сокращения ареалов седиментации, возрастания высот областей поднятия, а также сноса и увеличения притока терригенного материала в бассейн осадконакопления.

6. На фоне общего направленного увеличения скоростей движений в течение неотектонического этапа наблюдается периодическое усиление и ослабление этих движений. Тектонические движения усиливаются в позднем олигоцене, позднем миоцене—раннем плиоцене, перед средним плиоценом и в позднем апшероне—плейстоцене. Относительное ослабление движений наблюдается в раннем и среднем олигоцене, среднем и позднем миоцене (до позднего сармата), в незначительной степени во второй половине среднего плиоцена и в значительном масштабе в позднем плиоцене (до позднего апшерона).

7. Глубинные разломы и тектонические разрывы в осадочном покрове играли большую роль в распределении новейших тектонических движений и осадконакоплений.

Например, большая разница между отметками подошвы миоценовых и верхнеплиоценовых отложений, выразившаяся в прибортовых зонах впадины—по внешней стороне глубинных разломов соответственно высотами 800—1000 и 500—800 м, а в центральной части впадины—глубинами залегания 7,5—8,5 и 3,5—4,0 тыс. м, на небольшом расстоянии может быть объяснена лишь движениями, контролируемые тектоническими разломами.

8. Опускание в Кура-Араксинской депрессии в течение всего неотектонического этапа происходило с большей интенсивностью, чем поднятие в прилегающих горных сооружениях, что отмечалось в работах Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1961); Д. Н. Лиленберга (1962) и др.

Однако следует отметить, что высота горных сооружений с комплексом поверхностей выравнивания, на основании которой подсчитывается суммарная величина поднятий, постоянно уменьшается вследствие раз-

мыва. Следовательно, результаты поднятия, выражающиеся в гипсометрии гор, не сохраняются в рельефе полностью. А что касается опускания, то оно в большинстве случаев компенсируется осадконакоплением, мощность которого и дает величину движений. Однако в отдельных случаях, когда области поднятия и сноса по занимаемой площади превосходят площади области прогибания, мощность отложений ввиду перекомпенсированного осадконакопления может не отражать истинных величин опускания. В связи с этим возникают некоторые трудности при проведении осей максимального опускания в прогибах по мощностям отложений. Дело в том, что нередко в природе с одного борта прогиба выносятся гораздо больше обломочного материала, чем с другого, противоположного борта. Например, в современную эпоху величина смыва рек южного склона Б. Кавказа (рр. Алиджанчай, Турианчай, Геокчай и Гирдыманчай) в 10 раз больше, чем рек северо-восточного склона М. Кавказа (С. А. Ахундов, 1963). Подобное соотношение величины смыва рек Б. и М. Кавказа имело место, по-видимому, в течение всего плейстоцена и позднего плиоцена. На более ранних отрезках неотектонического этапа (олигоцен-ранний миоцен), возможно, эти соотношения имели обратный характер.

Все сказанное свидетельствует о необходимости усовершенствования методики подсчета суммарных величин движений, с учетом величин размыва в областях поднятия, соотношений площадей поднятия и опускания, величины сноса и т. д.

9. В течение неотектонического этапа границы Кура-Араксинской депрессии испытывали то расширение, то сужение. Но в общем наблюдается некоторое направленное расширение депрессии, особенно с акчагыла, сопровождающееся увеличением площадей морской и континентальной аккумуляции. Начиная с конца позднего апшерона, в пределах собственно Кура-Араксинской депрессии этот процесс не наблюдается. Области максимальных опусканий локализуются лишь на отдельных участках депрессии (Агдашский прогиб, Ширванская, Каргалинская синклинали и др.). Расширение испытывает лишь изолированная от основной части депрессии (в результате формирования инверсионной складчатости Аджинурских низкогорий) Алазано-Агричайская долина.

Фокус максимального прогибания с течением времени испытывает перемещение в восточном направлении совпадая вначале (плиоцен) с Нижнекуринской, а затем (поздний плиоцен-плейстоцен) с Южно-Каспийской впадинами.

Неотектоническое районирование

Неотектоническое районирование Кура-Араксинской депрессии и ее прибрежных зон произведено нами на основании анализа истории неотектонического развития, характера и интенсивности новейших тектонических движений. Исходя из этой позиции, в пределах области Кура-Араксинской депрессии, характеризующейся абсолютным опусканием в течение всего неотектонического этапа, выделяются следующие неотектонические зоны (рис. 1).

Зона интенсивных опусканий, почти незатронута складчатостью. В структурном отношении она охватывает Агдашский, Самухский и Агдажабединский прогибы, разобщенные Талыш-Вандамским и Мингечаурским погребенными поднятиями. Агдашский и Самухский прогибы с величинами суммарных опусканий 8—8,5 тыс. м прослеживаются в субширотном направлении и составляют одну структурную зону. По изоанабазе 7 тыс. м они вливаются в единый прогиб. Значительная часть опусканий (5 тыс. м в Самухском и 6,5 тыс. м в Агдашском прогибах) приходится на долю плиоцена и плиоцен-плейстоцена, соответственно.

Несколько южнее расположен Агдажабединский прогиб, который

совпадает с приосевой частью Предмалокавказского прогиба более высокого порядка. В рельефе прогиб соответствует Прикуринской равнине и прилегающим участкам Карабахской и Ширванской равнин, между Евлахом и Зардобом. Суммарная величина опусканий за неотектонический этап достигает также 8 тыс. м. В отличие от предыдущих участков большая часть опускания (около 5 тыс. м) приходится на долю первой половины неотектонического этапа (олигоцен-миоцен). Прогиб ориентирован длинной осью в северо-западном направлении и с обеих сторон ограничен глубинными разломами.

Зона слабых относительных поднятий в начале (олигоцен-миоцен) и интенсивных опусканий в конце (плиоцен-плейстоцен) неотектонического этапа. В тектоническом отношении она соответствует Талыш-Вандамскому и Мингечаурскому погребенным поднятиям. В самом начале неотектонического этапа зона испытывала слабое относительное поднятие и представляла собой осколок раздробленного и погружающегося средин-массива. Во второй половине миоцена знак движения сменяется и зона подвергается слабым опусканиям. Начиная с плиоцена темп опускания усиливается. Суммарная величина опускания за неотектонический этап колеблется в пределах 2—5 тыс. м, из которых 1,5—4 тыс. м приходится на долю плиоцен-плейстоцена. Дифференцированность движений выражена слабо, но по краям зона разбита глубинными разломами, вдоль которых наблюдаются взбросовые (с амплитудой 500—1500 м) и сдвиговые перемещения. Последние особенно отчетливо прослеживаются по Приараксинскому поперечному разлому.

Зона интенсивных опусканий в начале (олигоцен—ранний и средний миоцен), слабых поднятий в середине (поздний миоцен-средний плиоцен) и умеренных опусканий в конце (поздний плиоцен) неотектонического этапа, вовлеченная в плейстоцене в слабое моноклиальное поднятие. В морфоструктурном отношении она соответствует Предмалокавказской и Приталышской наклонным равнинам. Суммарная величина опускания за весь неотектонический этап достигает 2—2,5 тыс. м, из коих значительная часть (более 1—1,5 тыс. м) приходится на долю первой половины этапа (олигоцен—ранний миоцен). В позднем миоцене зона вовлекается в слабое поднятие, сопровождаемое образованием пологих антиклинальных складок.

В начале позднего плиоцена зона испытывает умеренное опускание и покрывается водами ачкагыльской трансгрессии. В плейстоцене она вовлекается в слабое моноклиальное поднятие величиной до 200 м. Лишь в районе Нафталанской и Казанбулакской равнин величина поднятий достигает 400—600 м. На этом участке поднятие сопровождалось складчатостью. Описываемая зона с северо-востока ограничена глубинным (Южно-Куринским) разломом, а вдоль р. Аракс осложнена наложенным в плиоцене Нижнеараксинским прогибом с амплитудой суммарного опускания до 1000 м.

Зона интенсивных опусканий, вовлеченная в конце плиоцена и в плейстоцене в интенсивное дифференцированное поднятие, сопровождаемое складчатостью. Территориально и в морфоструктурном отношении она соответствует Аджиноурским низкогорьям. В течение неотектонического этапа, вплоть до позднего апшерона, зона испытывала интенсивное прогибание (Южно-Аджиноурский прогиб) с величиной суммарных опусканий 3,5—6,5 тыс. м, из которых значительная часть (2,5—4,5 тыс. м) приходится на долю второй половины неотектонического этапа (плиоцен). В плейстоцене зона подвергалась интенсивной складчатости и поднятию (до 600—800 м), сопровождавшихся разрывными и взбросово-надвиговыми перемещениями. Движение надвинутой массы было направлено на юг, в сторону осевой линии Куринской впадины. Зона отличается интенсивным проявлением дифференцированных и контрастных движений.

Зона интенсивных опусканий, местами вовлеченная (в конце плиоцена и плейстоцене) в поднятие и складчатость, сопровождающиеся грязевулканизмом. В морфоструктурном отношении она соответствует Нижнекурунской впадине и Ленгембиз-Алятской зоне поднятия. Она заключена между Западно-Каспийским и Аджичай-Алятским глубинными разломами. Наиболее опущенной частью этой зоны является Нижнекурунская впадина с величиной суммарного опускания до 9—11,5 тыс. м. Значительная часть прогиба (7,5—8,5 тыс. м) приходится на долю второй половины неотектонического этапа (плиоцен-плейстоцен). В восточной своей части, в пределах Юго-восточной Ширвани, впадина осложняется локальными антиклинальными поднятиями, формирующимися в позднем плиоцене и плейстоцене.

Посредством Харамы-Бабазананской антиклинальной зоны, осложненной региональным разломом и грязевулканизмом, впадина разобрана на две части: собственно Нижнекурунскую впадину величиной опускания до 9—10,5 тыс. м и унаследованную с мезозоя Каргалинскую синклинали с величиной прогиба до 11—11,5 тыс. м. Юго-западная граница Нижнекурунской впадины в значительной части совпадает с Западно-Каспийским глубинным разломом, который отделяет ее от Талыш-Вандамского погребенного поднятия. Северо-восточным бортом Нижнекурунской впадины служит Ленгембиско-Алятская шовная зона, которая в самом начале неотектонического этапа представляла собой область слабейших относительных поднятий и подводного барьера между Нижнекурунской и Джейранкечмазской впадинами. В миоцене она подвергается слабым опусканиям, усиливающимся в плиоцене. Суммарная величина опускания за неотектонический этап достигает 3—7 тыс. м, из которых преобладающая часть (более 4,5 тыс. м) приходится на долю плиоцена (особенно среднего плиоцена). В плиоцене в восточной части зоны образуется глубокий (до 6—7 тыс. м) наложенный прогиб (Навагинский).

Складчатые движения и поднятия по сравнению с Аджиноурскими низкогорьями здесь начинаются несколько раньше — в позднем плиоцене. Однако зачатки отдельных складок возникли в среднем плиоцене в конседиментационных условиях. Поднятие и складчатость сопровождались интенсивным грязевулканизмом (особенно в плейстоцене), возникшим вдоль Аджичай-Алятского глубинного разлома и его ответвлений. Взбросо-надвиговые движения по этим разрывным нарушениям характеризуются амплитудами порядка 1800—1850 м. Амплитуда поднятий Ленгембиз-Алятской зоны за поздний апшерон — плейстоцен достигает 1000 м и уменьшается в восточном направлении до 500—600 м.

Зона поднятий и слабых опусканий в начале и середине (олигоцен-средний плиоцен) и интенсивных опусканий в конце (поздний плиоцен-плейстоцен) неотектонического этапа. В морфоструктурном отношении она соответствует Алазано-Агричайской синклинали долине, наложенной на Белокано-Вандамскую зону поднятий южного склона Б. Кавказа. Суммарная величина опускания за неотектонический этап достигает 2,5 тыс. м, из коих более 1,5 тыс. м приходится на долю второй половины этапа (плиоцен-плейстоцен). Обособление ее завершилось в плейстоцене. Алазано-Агричайская зона опускания как со стороны южного склона Б. Кавказа, так и со стороны Курунской впадины ограничена глубинными разломами, на что указывают данные геофизических исследований и линейность расположения очагов землетрясений.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Современные черты рельефа Куринской впадины, в том числе и Кура-Араксинской депрессии — различные генетические типы равнин с соответствующим континентальным и морским аккумулятивным покровом, низкогорья среднекуруинской части северо-восточной прибортовой полосы впадины с явно выраженным структурно-денудационным рельефом, грязевулканический рельеф и другие особенности рельефа сформировались в заключительной фазе неотектонического этапа — в позднем плиоцене и плейстоцене, хотя тектоническая (структурная) основа впадины, предопределившая ход развития рельефа, заложилась значительно раньше (в олигоцене — раннем миоцене). Отсюда следует, что главным фактором в формировании рельефа и структурного плана впадины были новейшие тектонические движения. Характер и ход развития других факторов (эрозии, аккумуляции и др.) были предопределены тектоническими движениями, выступающими в роли главного фактора рельефообразования. Достаточно сказать, что опускание, в какой бы форме (по характеру, интенсивности и охвату территории) оно не проявлялось, всегда сопровождалось аккумуляцией и нивелированием неровностей рельефа, а поднятия, наоборот, — денудацией и эрозионным расчленением рельефа, усиливающим контрастность его строения.

До новейшего этапа Куринская впадина представляла собой срединный массив с платформенным режимом тектонических движений и осадконакопления. В позднем мезозое и палеоцен-эоцене по периферии Куринской впадины возникают и развиваются краевые прогибы. Довольно заметные палеогеографические изменения происходят в пределах Куринской впадины и прилегающих суши Б. и М. Кавказа на рубеже эоцена и олигоцена.

С олигоцена, по мнению Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), начинается позднеальпийская стадия геологического развития Кавказа, когда последний вступает в заключительную стадию геосинклинального развития — стадию формирования крупных складчато-глыбовых поднятий и сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов. В олигоцене, вследствие вовлечения в поднятия внешних бортов краевых прогибов (Южного склона и Предмалокавказского) растущими крупными массивами суши Б. и М. Кавказа, указанные прогибы продолжали смещаться навстречу друг другу и сливались в единый прогиб. Наибольшее погружение происходило в осевой полосе Куринской впадины. Небольшой обломок срединного массива сохранился лишь в пределах Кура-Араксинской депрессии на месте Талыш-Вандамского и

Мильско-Муганского погребенных поднятий, которые в течение всего олигоцена и миоцена выступали в роли устойчивого (но медленного) поднятия и являлись одним из источников питания бассейна седиментации в областях Юго-восточной Ширвани, Ленгебизско-Алятской зоны, Юго-восточного Кобыстана и Бакинского архипелага.

Тем не менее ранне- и среднеолигоценовое время характеризовалось стабильностью тектонических движений, протекавших со слабыми и редко умеренными темпами. При подобной тектонической ситуации и расширении площади бассейна седиментации на Малокавказской суши создались благоприятные условия для планации рельефа. В позднем олигоцене наблюдаются усиление тектонических движений и увеличение высот сформировавшихся к этому времени Большекавказской и особенно Малокавказской суши.

В значительной степени увеличивается размер Большекавказской суши. Последнее на юге осуществляется за счет разрастания Кахетинского и Лагичского поднятий, слившихся в единую сушу в конце олигоцена. Это приводит к отмиранию краевого прогиба, расположенного на месте Южного склона. На его месте позднее (в начале миоцена) местами возникли элементы продольных речных систем. Одна из таких систем формировалась в верховьях современных рр. Геокчай, Гирдыманчай и Пирсаат (Б. А. Будагов, Д. А. Лилиенберг, Н. Ш. Ширинов, 1959, 1960).

Следует отметить, что подавляющее большинство первичных рек, сформировавшихся в олигоцене и позже, имело поперечное направление течений. Литофациальный анализ отложений прибортовой полосы Куринской впадины, произведенный В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952), показывает, что многие поперечные реки современной речной системы (Арагви, Б. и М. Лиахви, Ксани, Акстафачай, Карачай, Тертер и др.) существовали и в олигоцен-миоцене. Только отдельные реки, расположенные на периклинальных погружениях горных поднятий и на участках сочленения отдельных горных систем, имели продольное направление. К таким палеорекам относятся палео-Пирсаат, палео-Алгети, палео-Храми, палео-Акера и др.

В конце олигоцена завершается тектоническая инверсия в пределах Аджаро-Триалетского и Талышского прогибов, начавшаяся еще в эоцене. Возникшие на месте этих прогибов поднятия в конце олигоцена и особенно в начале миоцена испытывают общее воздымание. Окончательное осушение остаточных внутренних депрессий (Ахалцихской, Ярдымлинской) объясняется усилением поднятия в области М. Кавказа (В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов, 1952).

Продольный отрезок р. Куры, заключенный между Аджаро-Имеретинским и Триалетским хребтами, а также продольные долины рр. Дзама, Тана и Тедзами закладывались в это время. Несколько позднее в миоцене начинает формироваться поперечный отрезок долины р. Куры на Аджаро-Триалетской горной системе (Боржомское ущелье) (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952; Ш. А. Цховребашвили, 1967); на Талышском хребте, оказавшимся к этому времени областью поднятия и денудации, возникли поперечные долины рр. Болгарчай и Виляшчай.

Бассейн седиментации олигоцена и раннего миоцена в пределах Куринской впадины по сравнению с более древними бассейнами занимал наибольшую площадь и на западе прослеживался до Дзирульского массива. Отложения этого периода (майкопская свита) представлены в различной фации. В северной прибортовой зоне они почти всюду выражены глинистыми образованиями, что свидетельствует об отсутствии высокогорного рельефа в пределах восточной части Большекавказской суши.

В южной прибортовой полосе Куринской впадины, наоборот, глинистые отложения почти повсюду имеют песчанистую примесь, а места содержат грубообломочные породы, вплоть до глыбовых конгломе-

ратов. Такие отложения прослеживаются в районе гор. Рустави, ст. Алабашлы (низовья р. Гянджачай), Нафталанской подгорной равнины (низовья рр. Карачай, Инджачай и Тертер) и в низовьях рр. Акера, Базарчай и Охчинчай. Кроме этого, следует отметить, что максимальная мощность отложений майкопской свиты (2,5—3 тыс. м), по данным В. Е. Хайна и А. Н. Шарданова (1952), приурочена к Предмалокавказскому прогибу.

Сказанное свидетельствует о том, что на месте М. Кавказа в олигоцене и раннем миоцене уже существовал горный рельеф с хорошо разработанной речной системой. В речной системе по-прежнему преобладали реки с поперечным, по отношению к оротектонике, направлением стока. Однако на участке юго-восточного периклиналичного погружения горной области еще продолжали господствовать продольные речные долины. Здесь прослеживались продольные речные системы палео-Акеры, палео-Торагайчая, палео-Левчая, палео-Хачинчай-Кенделанчая и др. (рис. 6).

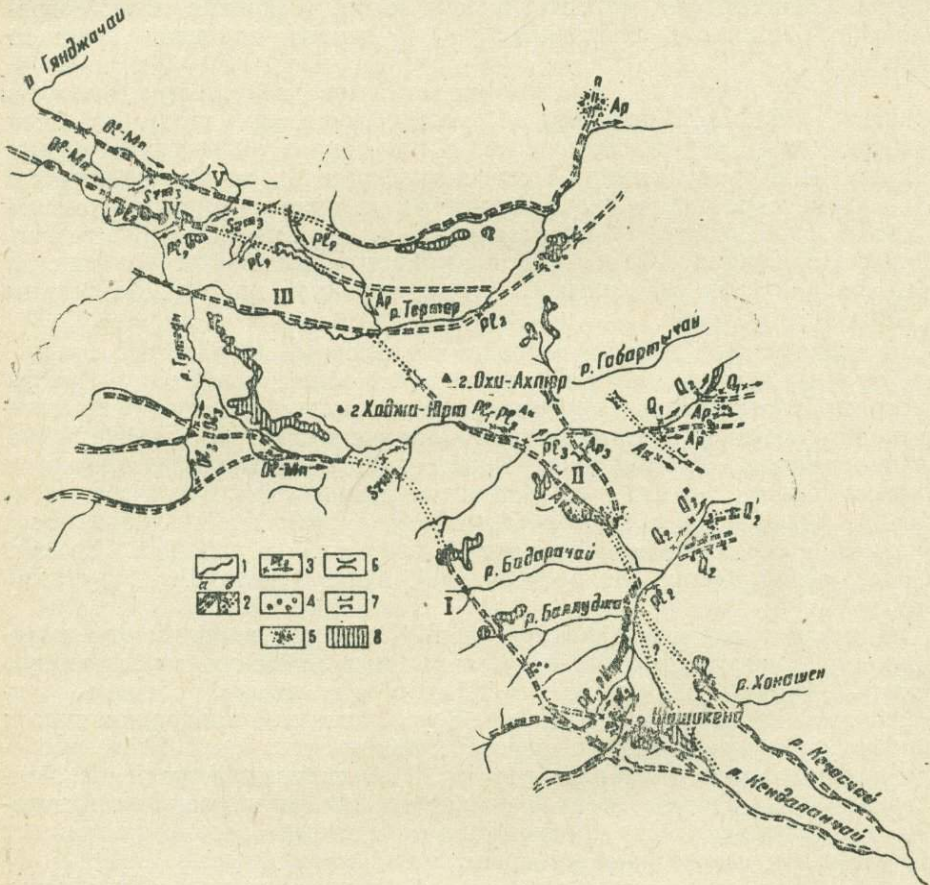


Рис. 6. Схема древней речной сети юго-восточного периклиналичного окончания М. Кавказа: 1 — современная речная сеть; 2 — древние долины и их возраст: (а) установленные, (б) предполагаемые; 3 — место, направление и время перехватов; 4 — россыпи галечников; 5 — мощные аллювиальные покровы; 6 — седловины; 7 — сквозные долины с террасовидными ступенями; 8 — поверхности выравнивания. Древние речные системы: I — палео-Хачинчай — палео-Кенделанчай; II — палео-Габарты — Кечасчай; III — палео-Тертер; IV — палео-Левчай; V — палео-Торагайчай.

Существовавшая в это время р. палео-Тертер имела гетерогенное происхождение и только в верховьях, соответствующих долинам своих

притоков (рр. Дамирчиляр и Джамилли), носила продольный характер (Н. Ш. Ширинов, М. П. Гаджиев, 1964).

Наиболее приподнятыми участками на М. Кавказе в это время являлись Мровдагский и Зангезурский хребты, откуда сносились главным образом грубообломочные материалы. Высота этих участков, по всей вероятности, превышала 1500 м. Значительно резко и полностью, по сравнению с современной эпохой, был выражен в рельефе Агдамский антиклинорий.

В среднем миоцене напряженность тектонических движений в значительной степени ослабевает и наступает очередной период планиции рельефа, на что указывает исключительно глинистый состав отложений этого периода. По мнению В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), это способствовало продвижению караганского и конкского морей в пределы северного склона М. Кавказа. В конкское время вдоль низовьев древней продольной речной системы палео-Башкенд-Даста-фюрчая закладывался Кабахтепинский залив. Подобная палеогеографическая обстановка сохранялась и в первой половине позднего миоцена.

Одним из основных переломных моментов палеогеографического развития Куринской впадины в неотектоническом этапе является позднесарматско-мэотическое время. В результате усиления тектонических движений и воздымания Транскавказского поперечного поднятия в позднесарматское время Рионо-Куринская впадина в районе Сурамского хребта была окончательно разобщена на два самостоятельных бассейна седиментации — Рионский и Куринский. На месте проливов, до этого соединяющих указанные бассейны, возникли продольные долины рр. Пацадона и Проне.

В значительной степени сокращается площадь Куринского залива. Прибортовые зоны впадины втягиваются в общее поднятие, образуя подгорные аллювиально-пролювиальные равнины, где накапливаются суглинисто-песчано-конгломератовые отложения. В восточной части северного борта Куринской впадины поздний сармат представлен в глинистой фации, что свидетельствует о низком гипсометрическом положении области сноса (Юго-восточного Кавказа). На это указывает и нахождение позднесарматских морских отложений в районе г. Шахдаг, на абсолютной высоте около 3600 м (К. М. Султанов, Б. А. Будагов, 1958).

В позднем сармате западная часть Куринской впадины (до меридиана гор. Мингечаура) превращается в прибрежную мелководную область с очень извилистыми берегами, осложненными большим количеством мелких заливов и островов. В условиях еще продолжающегося теплого (возможно субтропического) климата здесь накопились пестроцветные отложения эльдарской свиты. В этих отложениях Д. В. Гаджиевым (1959) изучена богатая гиппарионовая фауна, свидетельствующая о наличии здесь прибрежных низменных равнин, покрытых редколесьем и высокотравно-степным ландшафтом (саванна).

В течение всего сарматского века максимальное прогибание испытывала центральная часть Куринской впадины (Средне-Куринская впадина). Однако прогибание полностью и равномерно компенсировалось осадконакоплением (до 2500 м) и не давало геоморфологических эффектов в отношении изменения рельефа морского дна. Конец сарматского века для среднекуринской части впадины знаменуется инверсией тектонических движений на значительной площади развития сарматских морских отложений, сопровождаемых интенсивным складкообразованием. Это особенно хорошо прослеживается в Чатминской зоне и южнее нее, где верхнеплиоценовые образования залегают непосредственно на дислоцированных и размытых сарматских отложениях (А. В. Мамедов, 1968).

Общее воздымание Кавказского перешейка продолжалось и в мэотисе, в связи с чем на месте отступавшего на восток морского бассейна в пределах Внутренней Картлии и Степной Кахетии возник крупный озерный бассейн проточного типа. Реками южного склона Б. Кавказа в этот бассейн выносилось огромное количество аллювиально-пролювиального материала. Указанный озерный бассейн был обрамлен полосой аллювиально-пролювиальных равнин, дренируемых реками. Река Кура, занимающая отрезок от Боржоми до Хашури, впадала в это время в Верхне-Картлийский озерный бассейн.

Вдоль южного склона Б. Кавказа также простиралась обширная аллювиально-пролювиальная равнина. По мнению В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), эта равнина дренировалась крупной речной системой палео-Алазани, существовавшей до среднего плиоцена включительно. Эти авторы полагают, что указанная древняя продольная долина по расположению и ориентировке совпадала с современной Алазано-Агричайской долиной, собиравла сток поперечных рек южного склона Б. Кавказа и, пересекая Гюрдживанское плато, впадала в Джейранкечмазский залив миоплиоценового бассейна в Шемахино-Кобыстанской области.

Аргументами, нацелившими мнение указанных авторов на существование этой древней долины, послужили современные морфологические особенности указанной полосы и наличие древних (среднеплиоценовых, по мнению В. Е. Хаина) аллювиальных образований в вершинной части древнего Джейранкечмазского залива. Однако вряд ли можно согласиться с мнением указанных авторов о существовании древней долины палео-Алазани, так как отложения дельтовой фации продуктивной толщи прибрежной полосы Джейранкечмазского залива (гг. Кырдаг, Ахудаг, Сияки, Коун и др.), судя по литологическому составу галек, принадлежали рекам, стекавшим с юго-восточного окончания Б. Кавказа (палео-Пирсаат, палео-Дженгичай, палео-Чикилчай). Дельтовые же образования района возвышенностей Шербетдаг и Шейтануд, в связи со средней окатанностью галек, могли принадлежать небольшой речной артерии — палео-Зогалавайчаю.

С другой стороны, молодость Аджиноурских низкогорий, ограничивающих современную Алазано-Агричайскую долину с юга, а также тот факт, что древняя аллювиально-пролювиальная равнина, расположенная на месте этой долины, имела уклон к югу, в сторону осевой полосы Куринской впадины, не позволяют нам подтвердить мнение о наличии древней речной системы палео-Алазани, достигавшей Джейранкечмазского залива. По-видимому, р. палео-Алазани оканчивалась где-то в районе восточной части Дашюзского хребта.

В конце мэотиса вследствие усиления Транскавказского поперечного поднятия существовавший ранее Картли-Кахетинский озерный бассейн отступал на восток и ограничивался только Иорским прогибом. Граница этого бассейна, по-видимому, совпадала с ареалом распространения низов ширакской толщи и на востоке достигала Сарыджинской равнины. На месте отступавшего на восток пресноводного бассейна, в Верхне-Картлийской депрессии простиралась плоская аллювиальная равнина, дренируемая палео-Курой, протекавшей в это время по Трифоно-Мухранской депрессии и впадавшей в Иорский прогиб в районе с. Сартычала. Аллювий этой реки характеризуется мелкогалечниковым составом, тогда как левые притоки ее (рр. Лехури, Ксани, Арагви, Иори) выносили более крупный материал и формировали низы душетской свиты, выделяемой М. И. Варенцовым (1950).

Горная Кахетия представляла холмисто-грядовое низкогорье и низменную равнину, отделяющие широкую долину палео-Алазани от Иорского прогиба. Предмалокавказский прогиб, выполненный миоценовыми морскими мелководными образованиями, в это время был

втянут в поднятия М. Кавказа и вместе с Ширванским островом, испытывавшим в сармате погружение, представлял огромную низменную сушу, достигшую на северо-востоке линии, проходящей через гор. Геокчай, Кюрдамир, Сальяны и Кызылагаджский залив.

Морской бассейн в пределах Куринской впадины занимал лишь Юго-восточную Ширвань и Ленгебизско-Алятскую зону вместе с территорией, прилегающей с северо-востока Шемахино-Кобыстанской депрессии и Апшеронского полуострова. В заливе, вершина которого достигала гор. Шемахи, отлагались глины, кремнистые (диатомовые) глинистые сланцы с прослоями мергелей, доломитов и вулканического пепла. В прибрежной полосе залива отлагались грубообломочные образования в виде песков, песчаников и конгломератов, а в Ленгебизско-Алятской полосе — детритусовых известняков-ракушников.

Мэотический бассейн временами в виде узкого залива вдавался далеко на запад, до меридиана гор. Геокчая. В этот залив впадала крупная речная система палео-Алазани и возможно проток, соединяющий залив с Иорским бассейном, на что указывают признаки опреснения залива (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952). Анализ литологического состава мэотических отложений показывает, что Б. Кавказ в это время испытывал интенсивное поднятие и, возможно, достигал среднегорных высот. М. Кавказ, за исключением Триалетского хребта, проявил себя как область сноса гораздо слабее, что свидетельствует о сравнительно меньшей интенсивности тектонических движений (поднятий), хотя в районе Армянского и Южно-Грузинского вулканических нагорий намечается проявление субаэрального вулканизма.

По данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), в связи с интенсивным поднятием Триалетской зоны М. Кавказа, на восточном продолжении этой горной системы, в пределах среднекуринской части впадины возникла полоса возвышенностей, охватывающая современные хребты Чобандаг, Эльдарюги и др. Между этой полосой возвышенностей и северными предгорьями М. Кавказа простиралась долина р. палео-Храми. Река Кура, как отмечено выше, прослеживалась севернее и впадала в Иорский озерный бассейн. Формирование долины р. Аракс ниже Мегринского ущелья, по мнению указанных авторов, также осуществлялось в это время.

Аналогичные палеогеографические условия господствовали также в ранне-среднеплиоценовое время. Достаточно сказать, что в течение всего мэотиса, понта и балаханского века в западной части Куринской впадины накопились мощные (1,5—2,2 км) грубообломочные образования, известные под названием ширакской толщи (А. В. Ульянов, 1935). Эта толща залегает между фаунистически охарактеризованными слоями сармата и акчагыла и период ее образования соответствует указанному интервалу времени (М. Г. Агабеков, А. В. Мамедов, 1960).

В понтическом веке Иорский (Западно-Куринский) пресноводный бассейн несколько сократился в размерах. Однако объем обломочного материала, вносимого в этот бассейн, значительно увеличился. Возможно, уменьшение ареала бассейна седиментации частично было связано и с этим явлением. В понте реки выносили более грубый материал, чем в мэотисе, что было связано, по-видимому, с увеличением высоты источников сноса. Интересно отметить, что в разрезе понта Иорского прогиба преобладают продукты размыва пород, слагающих Кахетинский хребет. Это дало основание В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову (1952) высказать мнение о том, что в понте Кахетинский хребет испытывал значительное поднятие и на востоке доходил до с. Дашбулак (в пределах Дашюзского хребта). В связи с этим долина р. Алазани превратилась в самостоятельную область континентального осадконакопления, куда сносилось огромное количество обломочного материала с южных склонов Б. Кавказа.

В начале понта морской бассейн имел значительно меньшие размеры, чем мезотическое море, и занимал лишь Джебранкечмазскую депрессию с прилегающими участками Юго-восточной Ширвани и Ленгебизско-Алятской зоны. В этом бассейне отлагались главным образом так называемые «полосатые» известковистые глины, а в мелководье — известняки, что свидетельствует о невысоком рельефе окружающей суши. Только местами (вблизи с. Арабджабирли и г. Шайблар) прослеживаются грубообломочные накопления дельтового характера (В. Е. Хаин, 1950), которые выносились рр. палео-Пирсаат и палео-Дженгичай. В середине века происходит расширение контуров морского бассейна до р. Геокчай.

На севере море, имевшее в это время мелководный характер, достигает Алаташского хребта, а на юге занимает низовья Куры*. Отличительной чертой этого времени является сравнительно широкое развитие песчаного материала, а местами даже конгломератов. Довольно часто встречаются прослои вулканического пепла. Несмотря на это, преобладающими отложениями по-прежнему остаются глинистые образования и известняки. Последнее свидетельствует о том, что юго-восточная часть Б. Кавказа еще не достигла в это время больших высот.

В позднепонтическое время детритусовые известняки и известняки-ракушники, которые ранее прослеживались только в северной прибрежной полосе Шемахино-Кобыстанского морского бассейна, стали развиваться почти по всему бассейну, что свидетельствует о его обмелении. Известняки избобилуют песчаной примесью, а в районе Гюрдживанского плато содержат большое количество крупных галек. Отложения позднепонтического времени характеризуются большим содержанием гипса, свидетельствующем о засушливом климате и большой концентрации вод, с одной стороны, обмелении бассейна седиментации и о его распаде на отдельные лагуны, с другой. Правобережье Куры вместе с южной частью Джейранчельской степи и Ширванской низменности по-прежнему представляло низменную сушу.

В начале балаханского века (продуктивной толщи) происходили грандиозные палеогеографические изменения, игравшие существенную роль в развитии рельефа всего бассейна Каспия, в том числе и Восточного Кавказа. На рубеже понта и балаханского века наряду с усилением роста горных сооружений наблюдалось и интенсивное прогибание Южно-Каспийской впадины. В результате этого значительно увеличилась площадь суши, а бассейн седиментации ограничился глубоководной частью Южного Каспия.

Согласно данным Е. Е. Милановского (1963), уровень замкнутого балаханского бассейна, который ограничивался в самом начале века Южно-Каспийской впадиной, находился на 500—600 м ниже современного уровня Каспийского моря. Западная шельфовая зона Южного Каспия, в особенности район Бакинского архипелага, в течение всего раннего плиоцена представляла собой область слабых поднятий и континентального развития. В среднем плиоцене, а в отдельных случаях и в акчагыле на фоне усиления прогибания Южно-Каспийской и Куринской впадин эта область продолжала отставать от общего опускания, что было обусловлено устойчивым проявлением меридионального выступа кристаллического фундамента в районе Бакинского архипелага.

Резкое понижение общего базиса эрозии вызвало, при наличии интенсивно растущих горных сооружений с развитой гидрографической сетью, интенсивное развитие денудационных процессов, усиление глубинного вреза рек и выноса огромного количества грубообломочного

* Обломки понтических глин Д. А. Агаларовой (1945) обнаружены в выбросах грязевого вулкана Дуровдаг. А в районе с. Дайкенд по данным скважин понт отсутствует. Следовательно, береговая линия понтического бассейна проходила где-то между с. Дайкенд и гор. Сальяны.

материала в области седиментации. Свои долины переуглубляли не только горные реки, впадающие в балаханский бассейн, но и реки, стекающие с платформенных и эпиплатформенных равнин,—палео-Волга, палео-Урал, палео-Амударья (Узбой), палео-Мургаб (А. В. Митрова, 1941, 1951; С. Г. Каштанов, 1952; Г. И. Амурский, Л. Н. Смирнов, Д. М. Мильштейн, 1961; К. А. Ушко, И. П. Сырнев, 1962; И. П. Сырнев, 1962).

Довольно интенсивная эрозионная деятельность прослеживается в речной системе Восточного Кавказа. Выработанные в среднем плиоцене долины в дальнейшем были заполнены морскими (палео-Чирахчай в Дагестане), вулканогенными (палео-Храми, палео-Дебед), вулканогенно-пролювиальными (палео-Базарчай), аллювиальными (палео-Акера и реки северо-восточного склона М. Кавказа) отложениями позднеплиоценового возраста. Допозднеплиоценовые эрозионные врезы особенно наглядно прослеживаются по долинам рр. Храми, Дебед и Базарчай. В районе Амбулакского (Тетри-Цкаро) лавового плато позднеплиоценовые долеритовые лавы (Ш. А. Адамия, К. Т. Мцхоншвили, О. Д. Хуцишвили, 1961) выполняют древнюю, хорошо разработанную долину (палео-Храми).

Довольно глубокое среднеплиоценовое эрозионное углубление прослеживается в долине р. Дебед. Время его образования устанавливается возрастом (позднеплиоценовый) лав, заполняющих древнюю долину. В районе сс. Тумаян и В. Качаган глубина предакчагыльского эрозионного вреза достигала 800—900 м. В позднеплиоценовое время долина была заполнена лавами, идущими со стороны Лорийского плато. В настоящее время подошва этих лав расположена на высоте около 800 м над урезом реки. Предакчагыльское эрозионное углубление хорошо прослеживается также в долинах рр. Акера и Базарчай. В бассейне р. Акеры древняя долина заполнена аллювиально-пролювиальными отложениями акеринской свиты мощностью до 200—250 м, относимой к акчагылу (Н. Ш. Ширинов, Х. К. Танрывердиев, 1968). Река в некоторых местах еще не успела вскрыть подошву этих отложений.

Древняя доакчагыльская долина р. Базарчай с глубоким эрозионным врезом (до 500—600 м) и расширенными участками в виде структурно-эрозионных котловин выполнена вулканогенно-пролювиальными (горисинская свита) и озерными (сисианская свита) отложениями позднеплиоценового возраста мощностью, соответственно, до 250—300 и 400—450 м, а также четвертичными лавами. Подошвы этих образований в пределах котловин еще не вскрыты последующей эрозией, а на других участках долины они прослеживаются на высоте до 450 м над урезом реки. Глубина вреза после накопления верхнеплиоценовых отложений и нижнечетвертичных лав, по отношению поверхности Уттепелярского лавового плато, достигает здесь 700—750 м.

Эрозионный цоколь котловин, прослеживаемых в долинах ряда рек северо-восточного склона М. Кавказа, и эрозионные врезы последних в пределах верхнего пояса подгорных наклонных равнин также, по-видимому, образовались в среднеплиоценовую эпоху. Реки к современной эпохе в основном не успели вскрыть подошву верхнеплиоценовых отложений, выполняющих эти древние эрозионные врезы. Такие же глубокие эрозионные врезы, по-видимому, существовали в предпозднеплиоценовое время в пределах Б. Кавказа.

В связи с усилением контрастности высот и уклона рельефа, а также образованием внутриворонных котловин происходит некоторая перестройка гидрографической сети в юго-восточных периклинальных окончаниях М. и Б. Кавказа. Верховья древней продольной долины палео-Пирсаата в районе Лагичских гор были перехвачены поперечными речными долинами Южного склона — пра-Геокчая и пра-Гирдыманчая (рис. 7). Почти полностью завершается перестройка древней

продольной долины палео-Хачинчай-Кенделанчай на М. Кавказе в поперечные долины, начатая еще в конце миоцена. Перестройка этой древней речной долины привела к образованию современных речных систем Каркарчай, Хачинчай и Габартычай, окончательное формирование которых завершилось в позднем плиоцене*. Продольное направление стока сохранилось лишь в самых низовьях этой крупной речной системы (р. Кенделанчай). Верховья палео-Торогайчая и палео-Левчая были перехвачены левыми притоками палео-Тертера.

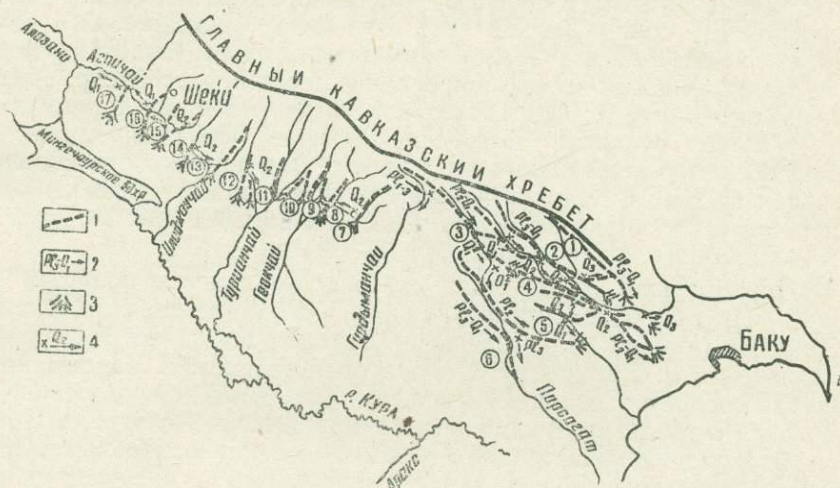


Рис. 7. Схема древней речной сети южного склона Юго-восточного Кавказа: 1 — древние долины; 2 — время существования долин и направления стока; 3 — субэаральные дельты (конусы выноса) древних долин; 4 — место, направление и время перехватов. 1. Палео-Тудар-Кенда, 2. Палео-Чикилчай, 3. Палео-Пирсаатчай, 4. Палео-Дженгичай, 5. Палео-Зоголавайчай, 6. Палео-Геоглярчай, 7. Пра-Ахохчай, 8. Пра-Геокчай, 9. Пра-Вандамчай, 10. Пра-Дамирапаранчай, 11. Пра-Тиканлычай, 12. Пра-Фильфиличай, 13. Пра-Халхалчай, 14. Пра-Дашагилчай, 15. Пра-Кюнютчай, 16. Пра-Кишчай, 17. Пра-Шинчай (пра-реками названы те речные системы, в бассейне которых происходили относительно несущественные перестройки).

Приведенные примеры еще раз подтверждают правильность предположения о низком положении общего базиса эрозии — уровня Балаханского бассейна и наличии горного (по-видимому, среднегорного) рельефа по периферии Кура-Араксинской депрессии с хорошо разработанной долинной сетью, в общих своих чертах совпадающей с современной.

В стадии максимального расширения контура балаханского бассейна (сураханский век) в области юго-восточного погружения Б. Кавказа и в пределах Нижне-Курунского отрезка Курунской впадины береговая линия характеризовалась большой извилистостью и прослеживался ряд заливов. Наиболее крупный залив занимал Нижне-Курунскую впадину. Северная граница его простиралась вдоль Аджичайского разлома, а южная — по линии Кызылагаджского залива и восточного края Талыш-Вандамского погребенного поднятия. На западе залив замыкается вблизи долины р. Геокчай в пределах Аджиноурских низкорий.

В связи с открытием в районе пос. Пушкино и с. Джарлы (вскрыты буровыми скважинами), а также Камыкаинской и Кудбарекдагской гряд (по естественным обнажениям) суглинисто-конгломератовых и

* До среднего плиоцена поперечные долины на этом участке существовали лишь в самых низовьях этих рек, в пределах Агдамского антиклинория.

песчано-гравелитовых образований, подстилающих акчагыльские отложения, в последнее время среди исследователей наблюдается тенденция расширить контур среднеплиоценового бассейна. Однако следует отметить, что указанные отложения являются континентальными образованиями, которые могли отлагаться за пределами морского бассейна седиментации, как это отмечается и для более поздних геологических эпох.

К этому следует добавить, что в последнее время в районе Карабагы, Кюрювдага и Кюрсанга (Юго-восточная Ширвань) в низах продуктивной толщи (ниже VII горизонта) скважинами вскрыты мощные пласты (5 м и более) конгломератов из хорошо окатанных галек магматических пород, широко развитых в бассейне р. Аракс. В последующие эпохи гальки из этих конгломератов в результате деятельности грязевых вулканов и морской абразии оказались также среди апшеронских и четвертичных отложений. Они широко представлены в выбросах грязевого вулкана Кюрсанга. По гранулометрическому составу преобладают гальки размером 2—3 см в поперечнике. Но встречаются гальки и более крупного размера (8—10 см).

В современную эпоху, когда абсолютные высоты областей сноса характеризуются большими величинами, чем в среднем плиоцене, галечниковый (причем мелкогалечный) аллювий выносятся Араксом лишь немного ниже с. Карадонлу. Отсюда следует сделать заключение, что в начале среднего плиоцена (может быть, в первой половине его) Муганская и Мильская низменности с прилегающей с запада Приараксинской равниной представляли собой низкогорную и равнинную сушу с большими уклонами, чем в настоящее время в низовьях р. Аракс. Следовательно, отложения, вскрытые скважинами в полосе Пушкино-Сабирабад-Джарлы следует отнести в основном ко второй половине среднего плиоцена, когда эта область начала испытывать опускание. Указанные отложения накапливались, по-видимому, в континентальных прибрежных условиях.

В Ленгебизско-Алятской зоне, соответствующей прибрежной полосе бассейна седиментации, отложения среднего плиоцена представлены в песчано-глинистой фации и содержат прослой глинистого микроконгломерата и песчаников. Последние особенно широко представлены в средней части этой толщи (ленгебизские песчаники). Почти вся толща сильно заглинована, а в самих верхах обогащена прослоями вулканического пепла (А. А. Ализаде, Ф. А. Ширинов, 1959).

Литофациальный характер отложений показывает, что накопление их происходило в условиях слабонаклонной прибрежной равнины с извилистой и неустойчивой береговой линией, при аридной климатической обстановке и слабом притоке речных вод. Отложения продуктивной толщи Ленгебизского хребта и их континентальные аналоги, встречаемые в Аджиноурских низкогорьях, образовались в условиях предгорных аллювиально-пролювиальных равнин и по своим литофациальным особенностям очень близки к верхам ширакской толщи Южной Кахетии (Ф. А. Ширинов, Ю. П. Баженов, 1962). В предгорьях М. Кавказа возрастные аналоги этих отложений неизвестны. Это дает основание полагать, что в среднем плиоцене предгорья М. Кавказа выступали в роли источников размыва и сноса.

С наступлением акчагыльского века существующая к этому времени палеогеографическая обстановка претерпевает значительное изменение. В связи с опусканием восточного сегмента Кавказского перешейка океанические воды прорвались в наиболее интенсивно прогибающуюся область Каспийской впадины, а в дальнейшем широкими заливами проникали в глубь прилегающих депрессионных зон (К. А. Ализаде, 1954). При этом следует отметить, что в Средне-Куринской части впадины опускание опередило вторжение акчагыльской

трансгрессии (В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов, 1952), в связи с чем в западной части Куринской впадины был восстановлен самостоятельный озерный бассейн, существовавший раньше в мэотисе, понте и, возможно, в среднем плиоцене, когда шло накопление грубообломочного материала, переходящего в верхах в глинистые образования. По-видимому, этим и следует объяснить приуроченность максимальной мощности (1000—1200 м) акчагыла к Среднекуринской части впадины (А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, Н. Ш. Ширинов 1966).

В конце раннего акчагыла происходит слияние этого замкнутого бассейна с акчагыльским морским бассейном. Следует отметить, что акчагыльская трансгрессия в пределах Кура-Араксинской депрессии была наиболее мощной среди трансгрессий всего неогена. Морской бассейн в виде огромного залива почти полностью покрыл депрессию и вершина его на западе доходила до меридиана сс. Сартычала и Вазияни. Южная граница его проходила по южному краю предмалокавказских наклонных равнин и лишь местами заходила далеко на юг, очерчивая контуры небольших заливов в низовьях рр. Аракс и Акстафачай (рис. 8). Северная граница морского залива проходила вдоль линии контакта морских осадков с континентальными отложениями в полосе Ламбало-Мирзаанской и Дашюз-Амирванской зон поднятий. На востоке она прослеживается южнее гор. Шемахи, вдоль северного края Маразинской мульды и Джейранкечмазской депрессии.

Глубина акчагыльского бассейна в значительной части Куринской впадины носила мелководный характер и не превышала 200—300 м. В западной, наиболее мелководной части бассейна, охватывающей северо-восточные предгорья М. Кавказа, междуречье Куры и Иори, Южную Кахетию и Аджиноурские низгорья, шло накопление главным образом песчано-глинистых осадков с прослоями галечников и конгломератов. Последние особенно широко развиты вдоль северного борта Куринской впадины до устья палео-Иори* до низовьев р. Геокчай.

В относительно глубоководной части бассейна, соответствующей Кура-Араксинской депрессии, накапливались песчано-глинистые отложения (с преобладанием глин), переходящие на востоке, в пределах Юго-восточной Ширвани, в чистые глины. В этой части Куринской впадины, а также в районе Бакинского архипелага шло некомпенсированное осадконакопление. Относительно равнинный рельеф дна бассейна осложнился подводными грядами, обусловленными антиклинальными складками и грязевыми вулканами.

Вдоль южного подножья Кахетинского хребта, в полосе Дашюз-Амирванской зоны поднятий, а также на месте Алазано-Агричайской долины прослеживалась обширная предгорная наклонная равнина, где шло накопление мощной толщи аллювиально-пролювиальных образований. Локальные участки интенсивного континентального осадконакопления прослеживались на М. Кавказе. К ним относится прежде всего бассейн р. Акеры, где развита мощная толща аллювиально-пролювиальных (акеринская свита), вулканогенно-пролювиальных (горисинская свита), озерных (сисианская свита) и вулканогенных (ишыхлинская толща) образований (Н. Ш. Ширинов, Х. К. Тапрывердиев, 1968).

Эти отложения заполняли доакчагыльские эрозийные углубления рельефа и слагали поверхность обширных, наклонных в сторону долины Аракса, аккумулятивной и денудационно-аккумулятивной равнин, заходящей по долинам Акеры и Базарчая далеко в глубь гор (рис. 9). Сохранившиеся от размыва фрагменты этой акчагыльской равнины в современном рельефе прослеживаются до высоты 1200 м, а в отдельных случаях — до 1400—1600 м. В низовьях р. Акеры в это время начинает

* В это время р. Иори впадала в море вблизи с. Сартычала.

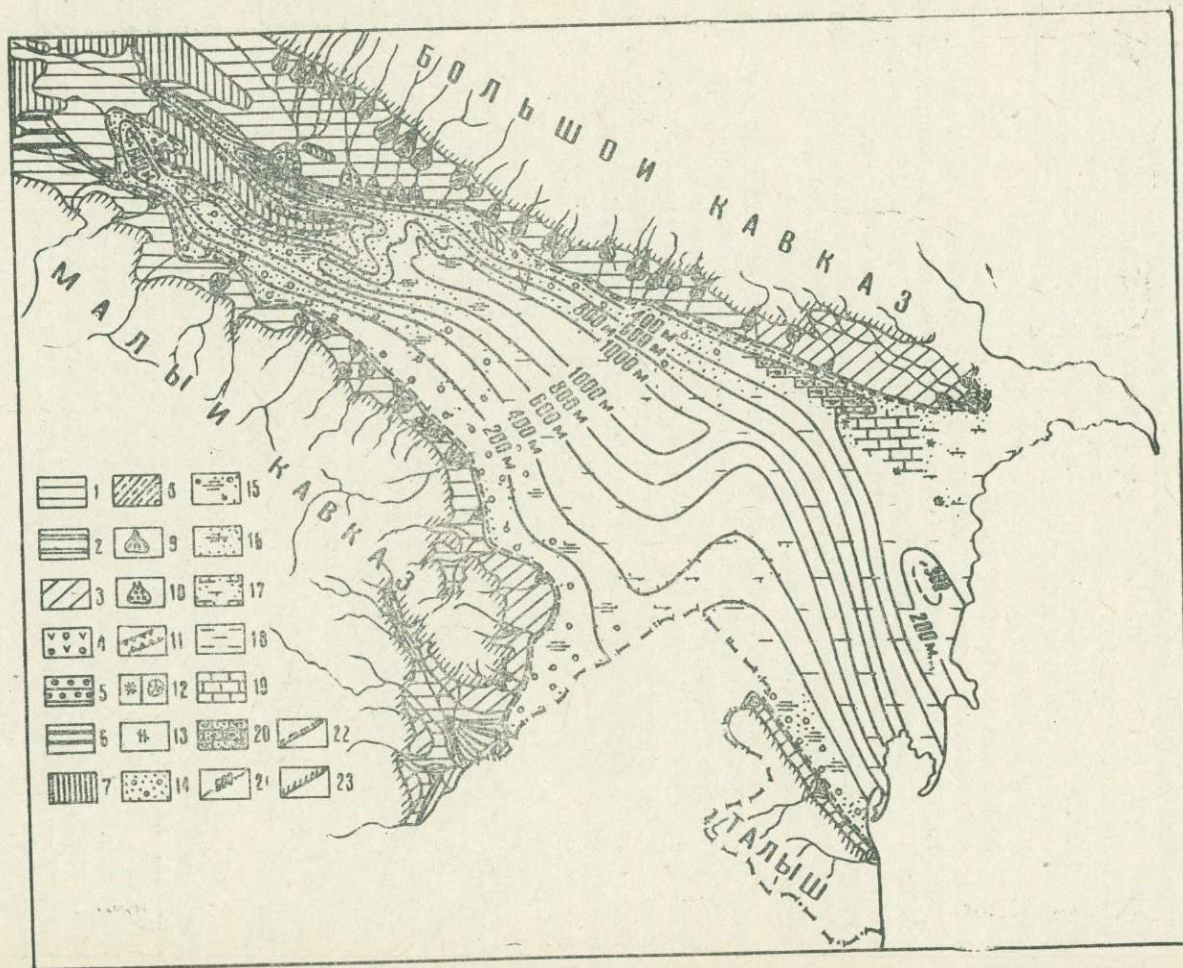


Рис. 8. Палеогеографическая схема Кура-Араксинской депрессии в акчагыле: А. Типы рельефа. I. Равнины: 1 — аллювиальные; 2 — аллювиально-пролювиальные; 3 — пролювиально-делювиальные; 4 — вулканогенно-пролювиальные; 5 — денудационно-аккумулятивные, частично вовлеченные в общее поднятие; 6 — лавовые плато и потоки. II. Возвышенности, гряды и хребты: 7 — внутридепрессийные; 8 — прибортовые. Б. Формы рельефа: 9 — субаэральные дельты; 10 — дельты; 11 — antecedentные долины; 12 — грязевые вулканы: а) подводные, б) субаэральные; 13 — покинутые antecedentные долины. В. Литофации морских осадков: 14 — песчано-галечниковая; 15 — галечниково-песчаная с прослоями глин; 16 — песчаная с прослоями глин; 17 — песчано-глинистая; 18 — глинистая; 19 — карбонатная (известняки, ракушники); 20 — песчано-карбонатная (детритусовые песчаники и известняки с мелкой галькой). Г. Прочие: 21 — мощность отложений; 22 — граница депрессии со смежными горными сооружениями.



Рис. 9. Карта-схема береговых линий максимальных трансгрессий позднелицен-плейстоценовых морей и ареалов континентальной аккумуляции: 1 — береговая линия акчагыльского моря (Ак); 2 — апшеронского (Ар); 3 — бакинского (Вк); 4 — нижнехазарского (Chz₁); 5 — верхнехазарского (Chz₂); 6 — хвалынского (Chv); 7 — новокаспийского (Нкр); 8 — участки верхнелиценной континентальной аккумуляции (аккумуляция вулканического происхождения указана не везде).

формироваться огромный конус выноса с вершиной вблизи с. Махсудлу. По периферии конуса, где поверхность характеризовалась меньшими углами наклона, прослеживались заброшенные русла, старицы и небольшие озера, в которых накапливались глины и суглинки, обогащенные туфогенным материалом.

В тектоническом отношении указанные равнины и конус выноса р. Акеры соответствовали внутригорному прогибу (Акеринскому), который в значительной степени отставал от общего поднятия юго-восточной части М. Кавказа. Исключительно широкое развитие вулканогенных и грубообломочных образований свидетельствует об усилении темпа тектонических поднятий на М. Кавказе в позднем плицене. Об этом свидетельствует и широкое развитие галечниковых образований по северо-восточной периферии М. Кавказа, особенно в низовьях рр. Тертер, Инджачай, Карачай, Кюракчай.

М. Кавказ как горная страна древнее Б. Кавказа. Но по темпу плиценых поднятий в целом он в значительной степени уступал Б. Кавказу. С позднего плицена интенсивность поднятия этих горных сооружений начинает выравниваться, а в позднем апшероне — плейстоцене достигает почти равных величин, на что указывает совпадение высот соответствующих речных террас и низких поверхностей выравнивания (Н. Ш. Ширинов, 1964).

Анализ фаций и характер распространения галечников, развитых в предлаокавказских равнинах, свидетельствуют о том, что в акчагыле вдоль подножья М. Кавказа простиралась узкая полоса аллювиально-пролювиальных равнин, которые испытывали некоторое расширение в пределах Нафталанской и Приараксинской равнин, обусловленное влиянием Мровдагского и Карачугского тектонических выступов. Судя по гранулометрическому составу галечниковых образований, уклон поверхности этих равнин был больше, чем современные уклоны Мильско-Карабахской равнины в ее предгорной полосе.

В Предмалокавказской наклонной равнине низовья р. Каркарчай испытывали относительное опускание, в результате чего р. Хачинчай полностью или частично устремилась в этом направлении. Фрагменты ее долины сохранились в современном водоразделе этих рек между гг. Еддихырман и Дашбаши в виде сквозной долины (200—250 м над урезами рр. Хачинчай и Каркарчай) с террасовыми уровнями.

В междуречье Тертера и Кюракчая акчагыльские отложения, выраженные в морской и континентальной фациях (конгломераты, песчаники, глины, мергели), трансгрессивно залегают на дислоцированных и размытых слоях майкопской свиты и мела. Граница распространения морских акчагыльских отложений (нижнеакчагыльских) проходит по линии сс. Ханлар-Зейва-Тап-Каракоюнлу—гор. Мир-Башир (К. А. Ализаде, 1954). Они перекрыты так называемыми надакчагыльскими галечниками и обнажаются лишь в глубоких эрозионных врезях рр. Кюракчай, Карачай и Инджачай. Континентальные образования акчагыльского века, выраженные в мелко- и среднегалечниковой фации в районе сс. Эркеч и Гюрзалар на высоте 900—1100 м, слагают древние конусы выноса палео-Бузлухчая, палео-Карачая, а также высоко приподнятые денудационно-аккумулятивные равнины (Н. Ш. Ширинов, 1961а).

Предмалокавказская аллювиально-пролювиальная равнина к западу от Кекиль-Бабакярского выступа меловых вулканогенных пород — в пределах низовьев рр. Дебед, Машавера, Храми и Алгети испытывала значительное расширение (Борчалинская равнина). Вскрытие бурением под аллювиальными образованиями на глубине от 40 до 136 м продолжения храмско-алгетского потока долеритовых лав к востоку от пос. Марнеули (Ш. А. Адамия, К. Г. Мцхонашвили, О. Д. Худишвили, 1961; Д. В. Церетели, 1966) и выход конца этого потока на поверхность, на правом берегу р. Куры, по древней долине р. Алгети у с. Илмазлы* из-под пресноводных апшеронских и аллювиальных нижнечетвертичных отложений, свидетельствует о том, что уклоны этой равнины в акчагыле были значительно больше, чем в современную эпоху.

Начиная с устья палео-Куры вблизи с. Сартычала, вдоль северного борта Куринской впадины вплоть до долины р. Ахсу включительно, простиралась обширная предгорная аллювиально-пролювиальная равнина. Она занимала территорию Южной Кахетии, Алазано-Агричайской долины и значительную (северную) часть Аджиноурских низкогорий.

В полосе между пос. Сагареджо и Цители-Цкаро в галечниках, слагающих эти равнины, преобладают мелкие и очень редко средние гальки с суглинисто-песчаным заполнением. Довольно часто наблюдаются прослой и линзы суглинков. Сказанное свидетельствует о том, что Кахетинский хребет, являющийся основным источником питания этой части равнины грубообломочным материалом, имел небольшую высоту (не более 800 м). Кахетинский хребет в это время орографически прослеживался до меридиана пос. Цители-Цкаро, а дальше, в восточном направлении резко погружался под аллювиально-пролювиальные образования, слагающие Ширакское плато, и вновь проявлялся в рельефе в виде останцов и гряд к востоку от antecedentной долины р. Алазани, в районе Дашюзского хребта. Последние были обусловлены выходами вдоль тектонического разлома верхнеюрских известняков.

Из сказанного следует, что западная часть Алазано-Агричайской долины существовала как область прогибания и континентального осадконакопления, ограниченная с юга Кахетинским хребтом еще в акчагыле, а может быть даже раньше — в раннем и среднем плиоцене. Долина широким устьем раскрывалась к востоку и сливалась с аллювиально-пролювиальной равниной, расположенной на месте северной

* Длина погребенного лавового потока в пределах равнины равна 25—30 км.

полосы Аджинурских низкогорий. Она имела ширину, в значительной степени превышающую современную, и плоское, местами заболоченное дно. Река Алазани блуждала по осевой линии этой долины, передвинутой к югу, ближе к Кахетинскому хребту и сопровождалась широкой аллювиальной поймой. Долина питалась главным образом обломочным материалом, выносимым реками с южного склона Б. Кавказа. Определенную долю участия в питании долины принимал и Кахетинский хребет, откуда выносился в основном суглинисто-мелкогалечный материал, характеризующийся слабой окатанностью.

Вообще с южного склона Главного Кавказского хребта выносилось огромное количество грубообломочного материала с преобладанием галек среднего и крупного размера. В галечниках этого времени нередко встречаются окатанные глыбы размером 1,2—2 м в поперечнике. Но по размерам гальки в значительной степени уступали современным галечниковым выносам рек южного склона Б. Кавказа. Все это позволяет предполагать наличие в акчагыле, на месте Б. Кавказа, горного рельефа, достигающего уровня среднегорья — 2000—2500 м. Лишь отдельные вершины на участке Базардюзю-Тфан могли достигать 3000 м высоты. Указанные высоты, наряду с широким развитием в акчагыле растительности, близкой к современной, не позволяют согласиться с мнением С. А. Ковалевского (1936) о наличии в акчагыле горных ледников в Восточном Кавказе, о чем более подробно сказано в работе Б. А. Будагова (1965).

Данные литофациального анализа акчагыльских отложений северной прибортовой полосы Куринской впадины подтверждают мнение В. А. Гроссгейма (1949), В. Е. Хаина (1950), В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), Э. Ш. Шихалибейли (1956), Ф. А. Ширинова и Ю. П. Баженова (1962), М. Д. Гаврилова (1962) и др. о первичном направлении речных долин южного склона Б. Кавказа. Небольшие изменения и перестройка гидрографической сети происходили лишь в течение последующих геологических эпох, главным образом в плейстоцене, в низовьях рек, что было связано с формированием Аджинурских низкогорий и окончательным обособлением Алазано-Агричайской долины.

Древние конусы выноса этих поперечных долин хорошо прослеживаются в литологии акчагыльских отложений в полосе Дашюз-Амиранской гряды. Так, например, древние (акчагыльские) конусы выноса р. Шинчай прослеживаются вблизи зимовки Сабатлы, р. Кишчай — у с. Дашбулак, рр. Зейзитчай и Кюнгутчай — западнее с. Джафарабат, р. Дашагылчай — к востоку от с. Ширинбулак, р. Халхалчай — вблизи с. Чайкенд, р. Фильфиличай — у сс. Бёюк Сёюдлю и Карабулак, рр. Тиканлычай и Бумчай — в районе с. Чухуркабала, р. Дамирапаранчай — с. Султан-Нуха и с. Залам, р. Вандамчай — севернее сс. Блих и Топбаг, р. Геокчай — у с. Амирван и др. В низовьях рр. Девебатанчай, Гирдыманчай и Ахсу береговая линия акчагыльского моря сравнительно близко подходила к южным склонам Лагических гор и аллювиально-пролювиальная равнина занимала узкую полосу предгорий.

В пределах Гюрдживанского плато континентальные песчано-галечниковые (на севере) и прибрежно-мелководные известняково-ракушниковые (на юге) образования акчагыла залегают на эрозионно-денудационном и абразионном цоколе плато, выработанном в более древних отложениях.

К востоку от указанного плато последние фрагменты акчагыльских отложений в галечниковой фации прослеживаются на левом берегу р. Ахсу, вблизи сс. Ширадиль и Талыш. Далее к востоку — в Шемахинско-Кобыстанском районе, где граница морского бассейна проходила через с. Мейсари — гор. Шемаха — ур. Аджидере, несколько севернее пос. Мараз — Джанги — г. Боян-Ата, акчагыл представлен в

глинистой (нижняя часть) и известняково-ракушниковой (верхняя часть) фациях. Причем в северной полосе данного участка развиты исключительно прибрежно-мелководные образования — ракушниковые известняки. Это позволяет полагать, что к востоку от меридиана гор. Шемахи источник сноса терригенного материала (Юго-восточный Кавказ) в акчагыле имел низкогорный рельеф. А прибрежная равнина характеризовалась почти нерасчлененной и слабонаклонной поверхностью и дренировалась небольшими продольными или радиально расходящимися реками: палео-Пирсаат, палео-Дженгичай, палео-Чикилчай и палео-Тударчай. Эти реки вносили в бассейн седиментации исключительно песчано-суглинистый материал, а в редких случаях — мелкие галечники, которые встречаются в известняках-ракушниках верхней части акчагыла указанного района.

Следует отметить, что известняки-ракушники верхов акчагыла северной полосы этого района лежат трансгрессивно на размытой и абрадированной поверхности сильно дислоцированных, более древних отложений и залегают, за исключением отдельных участков, почти горизонтально, с базальными конгломератами и глыбами в основании (Маразинское и частично Шемахинское плато). Анализ палеогеографических условий и литофациальных особенностей отложений показывает, что в течение акчагыльского века дважды складывались благоприятные условия для планации рельефа и формирования поверхностей выравнивания.

Первоначально планация рельефа была обусловлена резким повышением базиса эрозии, связанным с акчагыльской трансгрессией. На эффективность повышения базиса эрозии в процессах выравнивания рельефа, по-видимому, накладывались и затухание, начиная с середины раннего акчагыла, скоростей поднятий в областях сноса, и общая стабилизация тектонических движений, на что указывает преобладание глинистых образований в отложениях верхней части нижнего горизонта акчагыла. В это время формировались поверхности выравнивания, прослеживаемые в области горного обрамления Куринской впадины на абсолютных высотах 1000—1300 м (на М. Кавказе) (Б. А. Антонов, 1963, 1966; М. А. Мусеинов, 1963; Н. Ш. Ширинов, Т. Б. Гусейнов, 1968), 1200—1300 и 1500—1600 м (на Б. Кавказе) (В. Е. Хаин, В. А. Гроссгейм, 1953; Д. А. Лилиенберг, 1957, 1958; Б. А. Будагов, 1966).

В среднем акчагыле происходит усиление тектонических поднятий и затухание процессов планации рельефа, на что указывает общее огрубление материала и увеличение конгломератов в отложениях этого времени. Перестройка гидрографической сети, следы которой прослеживаются в бассейнах рр. Джебраилчай и Чахмагчай, по-видимому, была обусловлена этими движениями. До среднеакчагыльского времени бассейны этих рек входили в единую продольную речную систему палео-Доланлар — Джебраилчай. Начиная с этого периода, в результате опускания Нижнеакеринского прогиба усиливается регрессивная эрозия в бассейне р. Чахмагчай, которая перехватила основные притоки древней речной системы — рр. Доналар и Агджакенд (рис. 10).

В позднем акчагыле тектонические движения продолжают почти с той же интенсивностью, что и в среднем. Но наряду с этим происходит и значительное расширение бассейна седиментации, что было связано, по мнению В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), с усилением притока пресных вод, обусловленным увеличением высоты окружающих гор*. В этих условиях началось образование поверхности выравнивания, прослеживаемой на абсолютных высотах 600—800 м (местами до

* В это время, по мнению указанных авторов, связи акчагыльского бассейна с океаном были утрачены.

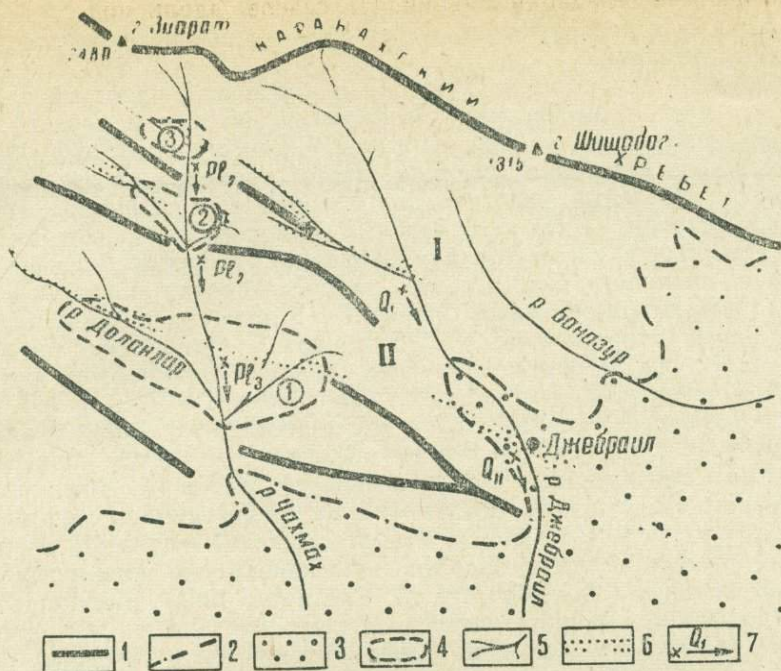


Рис. 10. Схема развития гидрографической сети на южном склоне юго-восточного окончания Карабахского хребта: 1 — горные хребты и гряды; 2 — граница гор и равнин; 3 — предгорная денудационно-аккумулятивная аллювиально-пролювиальная равнина; 4 — внутригорные котловины (1. Нижнесирикская, 2. Верхнесирикская, 3. Агджакендская); 5 — современная речная сеть; 6 — древние долины (I. Палео-Агджакендская, II. Палео-Доланлар-Джейраилская); 7 — место, направление и время перехвата.

900—1000 м). Окончательное формирование ее завершается в ранне- и среднеапшеронское время.

Анализ мощностей отложений акчагыла показывает, что рельеф дна акчагыльского моря в области Куринской впадины имел асимметричное строение, с более крутым северным и пологим южным бортами и ось максимального прогибания ее была расположена ближе к Б. Кавказу. К этой полосе приурочена и максимальная мощность акчагыльских отложений, достигающих 1200—1300 м, а местами даже 1500 м (К. А. Ализаде, 1954; Ф. С. Ахмедбейли, 1966; А. В. Мамедов, М. А. Мусейбов, Н. Ш. Ширинов, 1966).

К западу от antecedентной долины р. Алазани полоса прибрежно-морского и континентального осадконакопления распадается на три ветви, наиболее северная из которых совпадает с Алазанской долиной. Следующая к югу ветвь соответствует Мирзаан-Арешской синклинальной зоне. Между указанными зонами опускания и осадконакопления прослеживалась Кахетинско-Дашюзская зона поднятия, где на значительной площади отсутствуют акчагыльские отложения. Наиболее южная ветвь области прогибания и аккумуляции приурочена к Джейранчельскому синклинорию, который отделяется от Мирзаан-Арешской зоны Чатминским поднятием (Н. Ш. Ширинов, А. В. Мамедов, М. А. Мусейбов, 1975).

Одной из примечательных особенностей акчагыльского века является то, что именно в этот отрезок геологического времени происходит резкое изменение климатических условий в сторону похолодания. Почти полностью вытесняются теплолюбивые формы растительного покрова и закладывается начало формирования современной флоры. Соответствующие изменения происходят и в фауне, особенно наземной. По всей вероятности, в это время формировались и вертикальные ландшафтные

пояса, которые в последующем претерпели лишь незначительные качественные изменения.

На рубеже акчагыла и апшерона в пределах Куринской впадины не наблюдается существенных палеогеографических изменений, если не считать некоторого сужения контуров Нижнеапшеронского бассейна и несогласного залегания осадков этого времени на акчагыльских отложениях отдельных участков прибортовой зоны впадины (Палантекян, Каладараси, Камыкая, Боздаг (Гянджинский), юго-западная часть Кобыстана и Юго-восточная Ширвань). Морской бассейн, занимающий по-прежнему центральную, наиболее прогнутую часть Куринской впадины, двумя заливами (Иорский и Джейранчельский) вдавался в ее западный отрезок (рис. 9). Эти заливы отделялись низменной полуостровной сушей, соответствующей полосе Чатминского поднятия (Н. Ш. Ширинов, А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, 1975).

Судя по распределению фации и мощностей отложений, область максимального прогибания и осадконакопления в раннем апшероне, в отличие от акчагыльского века, переместилась в Нижнекуруинский отрезок впадины, ось которого проходила вдоль линии, соединяющей Геокчай, Кюрдамир, Сальяны и Кызылагаджский залив. В этой наиболее глубоководной части бассейна шло накопление преимущественно глинистых осадков (90—96%) (К. М. Султанов, 1964). Мощность отложений (до 800 м) свидетельствует о том, что приток терригенного материала в эту часть бассейна седиментации был большим, чем в акчагыле, и почти полностью компенсировал тектоническое опускание осевой полосы прогиба.

В верхней части разреза нижнеапшеронских отложений прослеживается заметное огрубление материала, выразившееся в увеличении мощностей прослоев песка, песчаников и известняков, которое могло быть обусловлено обмелением бассейна и сокращением его контура в конце раннего апшерона.

В прилегающей с северо-востока Шемахинско-Кобыстанской области в отложениях этого времени преобладают известковистые песчаники с обильным включением окатанной мелкой гальки. Терригенный материал в эту часть бассейна вносился палео-Дженгичаем, палео-Чикилчасем, палео-Тударчаем и другими древними реками, дренирующими южный склон Юго-восточного Кавказа. Указанная территория в раннеапшеронское время, судя по гранулометрическому составу терригенного материала, выносимого этими реками, имела низкогорный рельеф с умеренно и слабо расчлененной поверхностью. Об этом свидетельствует также резкое уменьшение, а в дальнейшем и полное выклинивание галечниковых отложений к востоку от р. Гирдыманчай, в пределах южных предгорий Б. Кавказа.

В Ленгезиско-Алятской зоне и Кобыстане в нижнеапшеронских отложениях встречаются прослои грязевулканической брекчии, указывающей на пробуждение грязевых вулканов, связанное с ростом антиклинальных складок. В районе Аджиноурских низкогорий и Юго-восточной Кахетии в разрезе нижнеапшеронских отложений заметно увеличивается роль грубообломочных пород—песчаников и галечников, накопление которых происходило в континентальных условиях. Однако следует отметить, что в галечниках преобладают гальки мелкого размера, свидетельствующие об относительной тектонической стабильности области сноса южного склона Б. Кавказа и слабом уклоне предгорной аллювиальной равнины.

Ближе к приустьевым пространствам палео-Куры и палео-Иори морские отложения выклиниваются и на смену им появляются континентальные образования, представленные суглинками, песчаниками и конгломератами (Н. Ш. Ширинов, А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, 1975). В сходной континентальной грубообломочной фации представ-

лены нижеапшеронские отложения в области Алазано-Агрчайской долины и крайней северной полосы Аджиноурских низкогорий. В предгорьях М. Кавказа развиты красно-бурые суглинки, грубозернистые песчаники и конгломераты с прослоями вулканических пеплов.

По данным В. Е. Хаина, В. В. Тихомирова, Т. А. Горшенина (1950), М. Д. Гаврилова (1952) характерной особенностью нижеапшеронских отложений в полосе северо-восточных предгорий М. Кавказа является частое фаціальное изменение в пространстве, выразившееся в чередовании участков развития галечников, отвечающих конусам выноса рек, с участками преобладания песчано-глинистых отложений.

По данным указанных авторов, в ряде пунктов предгорной полосы Карабахской и Приараксинской равнин (Шадылы, Нафталан, Мардакерт, Мир-Башир, Кызыл Кенгерли, Баш-Карвенд, Агджабеди, Юхары Абдурахманбейли и Гейрчин-Вейсали) в низах нижеапшеронских отложений прослеживаются прослойки песчаных известняков-ракушечников или мергелистых глин с пресноводной фауной дрейссенсий, микромеланий, гидробий, неритин и других, а в некоторых из этих пунктов (Мир-Башир, Баш-Карвенд, Агджабеди) наряду с пресноводными формами встречаются и представители солоноватоводной фауны раннего апшерона. Это дало основание В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову (1952) провести береговую линию раннеапшеронского бассейна юго-западнее линии Мир-Башир — Баш-Карвенд — Агджабеди.

Прибрежная аллювиально-пролювиальная равнина занимала узкую полосу предгорий и лишь междуречье Тертера и Гянджачая испытывало некоторое расширение. В низовьях некоторых рек северо-восточного склона М. Кавказа (рр. Куручай, Кенделанчай, Хонашенчай, Каркарчай, Хачинчай и др.) эта равнина узкими проходами соединялась с поверхностью аллювиальных и аллювиально-пролювиальных равнин, которые занимали внутриворонные котловины, расположенные в бассейнах этих рек (Тугская, Кырмызыбазарская, Кечасчайская, Хонашенская, Степанакертская, Хачинчайская и др.).

В низовьях р. Акеры она заходила далеко в глубь гор, где апшеронские отложения выражены в пестрой континентальной фации с преобладанием вулканогенно-пролювиальных (туфобрекчии, туфопесчаники и туфы) (горисинская свита), озернодиатомовых (сисианская свита) и вулканогенных (лавы ишыхлинской толщи) образований. Широкое развитие туфогенного материала в этих отложениях объясняется близким расположением Карабахского вулканического нагорья, которое было ареной грандиозной вулканической деятельности и откуда брали свои истоки р. Акера и ее крупные притоки.

В предгорьях Талыша нижеапшеронские отложения отсутствуют, что связано с предапшеронским поднятием Талышских гор (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952). В результате этих поднятий значительная часть Муганской низменности превращается в предгорную наклонную равнину. Ввиду значительного уклона условия для континентального осадконакопления на ней отсутствовали и равнина подвергалась размыву. На северо-востоке она простиралась до линии Карадонлу — Пушкино—Новоголовка.

С наступлением среднего апшерона контуры бассейна морского осадконакопления в пределах Куринской впадины испытывали дальнейшее сокращение. Это происходило вследствие вовлечения бортовых зон впадины в общее поднятие окружающих гор. Море окончательно покидает северо-восточные склоны Ленгезиского хребта, Маразинское плато и антиклинальные зоны Юго-западного Кобыстана. Южнее линии Кюровдаг—Мишовдаг—Калмас, где бассейн седиментации имел наибольшую глубину (до 150—200 м по В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову, 1952), накапливались главным образом глины. Ось максимального

прогибания впадины в среднем апшероне была приурочена к полосе, простирающейся от Самуха в направлении к Юго-восточной Ширвани.

Интересно отметить, что максимальная мощность среднего апшерона приурочена не к западному отрезку Куринской впадины, как в акчагыле, и не к восточному ее отрезку, как в раннем апшероне, а к лежащему между Геокчай — Казимагомед, участку. Здесь мощность среднего апшерона достигает 800 м (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952). Это связано, по-видимому, с общим медленным поднятием дна и обмелением бассейна седиментации в районе Юго-восточной Ширвани и Бакинского архипелага. Немаловажную роль в этом играли удаленность бассейна седиментации от основных источников сноса терригенного материала, а следовательно и некомпенсированные условия осадконакопления в районе крайней восточной части Куринской впадины и Бакинского архипелага.

К юго-западу от Бабазанан-Нефтечалинской антиклинальной зоны песчаность отложений снова испытывает увеличение, что объясняется близким расположением суши. К востоку от меридиана г. Шемахи в северо-восточной прибортовой полосе Куринской впадины средний апшерон представлен глинами и известняками-ракушниками, что свидетельствует о небольшой высоте Юго-восточного Кавказа. Кроме того, гидросеть в этой части Б. Кавказа состояла из речных долин продольного и радиального направлений, в связи с чем терригенный материал выносился главным образом в восточном и юго-восточном направлениях — в район Центрального и Юго-восточного Кобыстана и Западного Апшерона, минуя указанный район.

В западном направлении наблюдается увеличение песчаных осадков, а в междуречье Ахсу и Гирдыманчая в верхах среднего апшерона появляются прослой галечников, свидетельствующие о некотором усилении тектонических поднятий в этой части области денудации и сноса.

В пределах Аджиноурских низкогорий по-прежнему простиралась аллювиально-пролювиальная равнина с незначительным уклоном к югу. В прибрежной полосе этой равнины, отвечающей южным грядам предгорий, шло накопление песчано-глинистых образований с большим преобладанием глин. В полосе средних гряд предгорий (Кудбарекдаг, Камыкая и Бурнувуддаг), а также в западной части Коджашена, Боздага и Дуздага глины становятся песчанистыми и переходят в суглинки. Появляются прослой галечников и конгломератов.

К западу от antecedentного участка долины р. Алазани, а также в полосе северных гряд Аджиноурских низкогорий средний апшерон выражен исключительно в континентальной фации конгломератов и бурых суглинков (Н. Ш. Ширинов, А. В. Мамедов, М. А. Мусеинов, 1975). Наблюдается резкое сокращение ареалов осадконакопления в пределах внутривпадинных котловин и предгорных равнин М. Кавказа, Талыша и Нижнеараксинского прогиба, что было вызвано усилением тектонических поднятий М. Кавказа, Талыша и прилегающих равнин. В позднем апшероне еще более прогрессируют процессы обмеления и сокращения морского залива в пределах Куринской впадины (рис. 11).

Суша, соответствующая юго-восточному окончанию Б. Кавказа, объединяет в себе почти весь Кобыстан, включая Алятскую гряду и Юго-восточный Кобыстан. К этой суше прилегался и Западный Апшерон. Почти полностью осушается Джейранкечмазский залив, куда закрыт был доступ морской воды вследствие интенсивного роста складок и возникновения конусов грязевых вулканов у его юго-восточного входа.

Довольно интенсивно расширяется суша в виде аллювиально-пролювиальных наклонных равнин, высотой до 100—200 м вдоль юго-западного побережья Куринского залива, достигая на северо-востоке

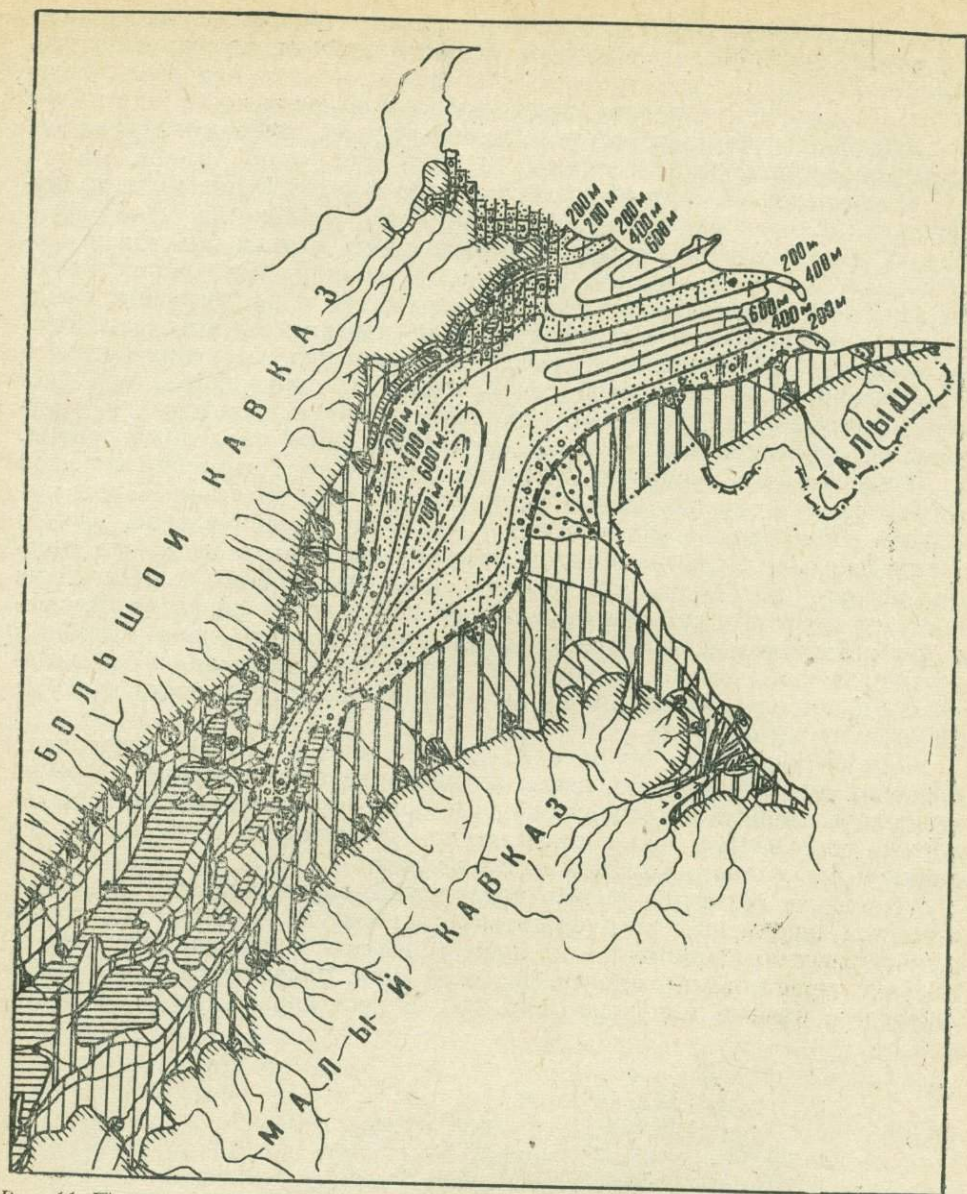


Рис. 11. Палеогеографическая схема Кура-Араксинской депрессии в позднем апшероне. линии, соединяющей Евлах-Сабирабад-Кызылагаджский залив. Гянджинская наклонная равнина в позднем апшероне испытывала расширение в северном направлении, а на западе сливалась с Караязской и Борчалинской равнинами.

В позднем апшероне довольно четко вырисовывается рельеф в виде пологого увала Дашюзского хребта, достигающего на востоке района с. Дашбулак. В связи с этим наступает период обособления Алазано-Агричайской долины и образования antecedentной долины р. Алазани на Дашюзском хребте. Восточная же часть долины в это время представляла собой наклонную аллювиально-пролювиальную равнину высотой до 150—200 м.

Аллювиально-пролювиальные равнины, расположенные на месте Аджиноурских низкогорий, также испытывали расширения за счет отступления моря в южном направлении. Судя по литофациальной характеристике отложений, в позднем апшероне здесь четко были

видны три морфологические генерации равнин. На севере, вдоль подножья гор прослеживалась полоса развития конусов выноса с пологоволнистой поверхностью. Далее она переходила в слабонаклонную равнину, отвечающую периферийной полосе конусов выноса. Еще южнее прослеживалась плоская, местами заболоченная прибрежная равнина, часто подвергавшаяся затоплению.

Сокращение области осадконакопления и отступление моря из Куринского залива в восточном направлении происходили на фоне интенсивных тектонических движений, выразившихся резким поднятием горных сооружений Б. и М. Кавказа и прогибания Южно-Каспийской впадины. Интенсивный рост горных сооружений и прилегающих предгорных равнин привел к тому, что ареал континентального осадконакопления в значительной степени расширился за счет резкого сокращения области морской седиментации. С окружающих гор сносилось огромное количество обломочного материала, который аккумуляровался главным образом в пределах предгорных наклонных равнин.

Реки южного склона Б. Кавказа интенсивно наращивали свои конусы выноса, периферийная часть которых достигала пределов нынешней Ширванской низменности. Морской бассейн в виде узкого залива занимал главным образом левобережье Куры и на западе доходил до устья р. Гянджачай. Глубина моря едва достигала нескольких десятков метров, о чем свидетельствуют песчаный характер отложений и признаки косослоистости. Глины накапливались лишь в крайней восточной части залива, в районе Юго-восточной Ширвани (Каргалинская синклиналь), где глубина бассейна седиментации достигала уже 100 и более метров.

По мнению В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова, (1952), погружение бассейна седиментации в позднем апшероне не только отстает от темпа накопления продуктов разрушения все более усиленно поднимающихся горных сооружений, но и оказывается значительно меньше, чем в среднем или раннем апшероне в отдельности.

Усиление поднятий горных сооружений, обрамляющих Кура-Араксинскую депрессию и дифференцированные складчатые движения прибортовых зон впадины в позднем апшероне сопровождалось значительной перестройкой гидрографической сети, начавшейся еще в конце миоцена и начале плиоцена (рис. 12). В этот период один из левых

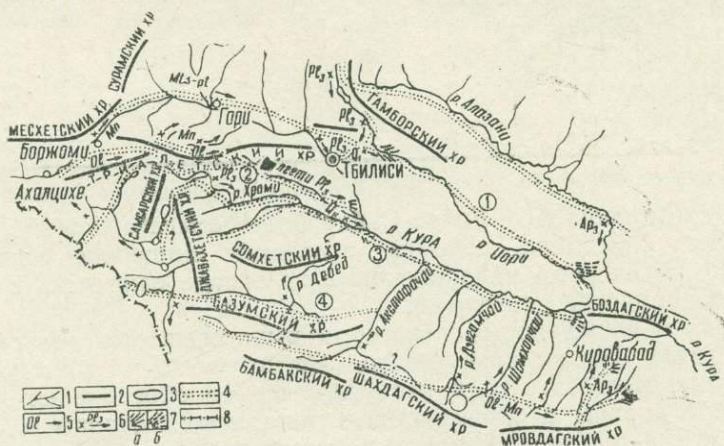


Рис. 12. Схема развития и перестройки речной сети в западной части Куриной впадины и смежных горных областей: 1 — современная речная сеть; 2 — горные хребты; 3 — озера и водохранилища; 4 — древние долины (1. палео-Куры, 2. палео-Алгети, 3. палео-Храми, 4. палео-Актафачай, 5. палео-Башкенд-Дастафюр); 5 — время существования древних долин и направление их стока; 6 — место, направление и время перехвата; 7 — субэзральные дельты: а — в эпоху трансгрессии, б — в эпоху регрессии; 8 — государственная граница.

притоков палео-Куры — Иори, прорвавшись через Кахетинский хребет, перехватил истоки р. Алазани и превратил их в верховья современной р. Иори (В. Е. Пахомов, 1937). Однако самым крупным речным перехватом в западной части Куринской впадины был перехват Куры одним из левых притоков р. Алгети в районе гор. Тбилиси. Он был отмечен еще В. Е. Пахомовым (1937) и В. Е. Хаиным (1949а), а подробно обоснован А. И. Джанелидзе (1950).

Наши наблюдения на современном водоразделе Куры и Иори, между сс. Вазиани и Сартычала, свидетельствуют о том, что перехват Куры и перемещение ее в южном направлении, в сторону древней долины палео-Храми, повлекли за собой и перемещение р. Иори, после которого она выработала себе широкую сквозную долину в указанном водоразделе и стала впадать в Куру вблизи с. Вазиани. Лишь в раннечетвертичное время р. Иори в связи с усилением опускания Иорского прогиба повернула на восток, в сторону древней долины Куры. Почти в это же время, по данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), происходит перехват верховьев р. Алгети в районе Цалкинского плато рекой Храми. В результате указанных перехватов р. Алгети, ранее отличающаяся огромным водосборным бассейном, превращается в небольшую речку, а долина Куры приобретает современное очертание. Река Храми, ранее впадавшая вблизи с. Самух непосредственно в море и отличающаяся большой водосборной площадью и стоком, теперь становится притоком Куры, с которой сливается в пределах Караязи-Пойдинской равнины.

Существенные перестройки происходят в верховьях рр. Храми, Алгети и Куры, в пределах Джавахетского вулканического нагорья, начавшиеся еще в акчагыле (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952). Большую роль в перестройке верховьев этих рек сыграло изменение топографии поверхности, вызванное вулканическими изменениями. Небольшая перестройка происходит в позднем апшероне в низовьях некоторых рек, берущих свои истоки на М. Кавказе. Так, р. Бузлух, имевшая до этого самостоятельный водосборный бассейн, покидает сквозную долину в своих низовьях, вблизи с. Эркеч, и становится притоком р. Кюркакчай. Один из притоков р. Хачинчай, впадавший в Каркарчай, оставляет свою долину между гг. Еддихирман и Дашбаши на водоразделе указанных рек и сток р. Хачинчая целиком устремляется в одно русло, хотя она и дальше продолжает давить бифуркацию, но теперь уже ниже, в районе с. Чуллу, перед консеквентной долиной р. Хачинчай на Шахбулакской куэстовой гряде (рис. 6).

Некоторая перестройка гидрографической сети прослеживается и в низовьях р. Тертер. В связи с усиливающимся прогибанием центральной части Кура-Араксинской депрессии р. Тертер в своих низовьях, вблизи с. Мадагиз, после формирования первого, наиболее древнего конуса выноса свое меридиональное направление стока изменяет на широтное (восточное). Еще до этого р. Тертер была покинута древняя ее долина, расположенная ниже Атеркской котловины, на участке между Сарсангским мостом и перевальной седловиной вблизи с. Магавуз, где дно древней долины на высоте 900 м коррелирует с позднеплиоценовой поверхностью выравнивания, покрытой мощной толщей суглинков с 3—4 горизонтами погребенных почв.

В конце апшерона и начале плейстоцена произошел перехват Аракса в районе Худаферинского ущелья верховьем одного из ее правых притоков, в результате чего река направлялась в соседнюю Халафинскую синклиналиную котловину. А древняя долина Аракса севернее г. Даридаг была покинута рекой и лишилась стока. Из изложенного выше следует, что в течение всего апшерона наблюдалось прогрессирующее осушение западной части Куринской впадины и отступление бассейна морского осадконакопления в восточном направлении. Это

было обусловлено общим поднятием западной части впадины и прогибанием ее центральной и восточной частей, что согласуется с увеличением мощностей апшеронских отложений в пределах до 2000—2200 м против 600 м в акчагыле.

Северо-восточная прибортовая зона Кура-Араксинской депрессии испытывала интенсивное поднятие и складчатость, в результате которых окончательно сформировалась Ленгезиско-Алятская антиклинальная гряда с высотами 250—300 м. Анализ литофациальных особенностей апшеронских отложений в целом позволяет сделать некоторые общие палеогеографические выводы.

Широкое развитие глинистых образований в отложениях раннего апшерона свидетельствует об относительно слабом притоке терригенного материала и затухании тектонических поднятий в областях денудации и сноса. При подобной тектонической обстановке, продолжавшейся и в течение первой половины среднего апшерона, имелись благоприятные условия для планации и выравнивания рельефа. Повидимому, именно в это время завершилось формирование наиболее низкой и молодой регионально развитой поверхности выравнивания (800—900 м), развитие которой началось еще в позднем акчагыле. В апшеронское время формирование этой поверхности шло исключительно в континентальных условиях, при абсолютных высотах не более 150—200 м.

Начиная со второй половины среднего апшерона (особенно в позднем апшероне), наблюдается прогрессирующее увеличение количества грубого материала в отложениях. Реки выносят огромное количество грубообломочного материала, значительная часть которого (главным образом галечники) аккумулируется в предгорной полосе аллювиально-пролювиальных равнин в виде конусов выноса и пролювиальных шлейфов. Формируются наиболее древние конусы выноса Акеры, Тертера, Инджачая, Карачая, Гянджачая и других рек северо-восточного склона М. Кавказа. Реки южного склона Б. Кавказа формируют свои конусы выноса в полосе Амирванского хребта, а западнее р. Шинчай — в пределах Алазанской долины. Более мелкий суглинисто-песчаный материал выносился в прибрежную равнину, а дальше — в бассейн Куринского залива. Увеличение притока терригенного материала, особенно грубообломочных образований, было связано с резким усилением тектонических поднятий в области Б. и М. Кавказа.

Анализ литофациальных особенностей отложений свидетельствует о том, что на Б. Кавказе к концу позднего апшерона уже сформировался высокогорный рельеф с абсолютными высотами до 3000—3500 м. Вертикальная дифференциация ландшафта и рельефа, начавшаяся еще в преакчагыльское время, достигает стадии полного своего формирования в позднем апшероне. В отличие от предыдущих геологических эпох, в позднем апшероне в восточной части Б. Кавказа возникает наиболее высокий ландшафтно-геоморфологический пояс — нивально-гляциальный. В пределах этого пояса, как отмечал ранее Б. А. Будагов (1965), создаются благоприятные условия для образования горно-долинных ледников.

М. Кавказ в пределах Азербайджана в это время достиг лишь верхней границы среднегорного ландшафтно-геоморфологического пояса с абсолютными высотами порядка 2000—2500 м. Лишь отдельные вершины его (гг. Гямыш, Мровдаг, Гиналдаг, Далидаг, Б. Ишыхлы, Кагьджик) превышали уровень 2500 м и достигали 3000 м высоты. Местами на этих вершинах (гг. Гямыш, Мровдаг, Б. Ишыхлы и др.) при благоприятных условиях рельефа образовались небольшие ледники. Об этом свидетельствует также наличие флювиогляционных образований и полуокатанных и окатанных глыб (размером до 1,5—2,5 м

в поперечнике) в верхней части разреза отложений древних конусов Акры, Инджачая, Карачая и Гянджачая.

Наличие ледниковых форм на высотах 2500—3000 м и выше (в современную эпоху ледники на Восточном Кавказе прослеживаются лишь выше 4500 м), с учетом последующих поднятий, говорит о том, что основной причиной оледенения было общепланетарное похолодание климата. Тем не менее нами не отрицается и роль тектонического фактора, которая, как указывается К. К. Марковым, Г. И. Лазуковым и В. А. Николаевым (1965) и др., являлась основной причиной вздымания гор выше снеговой линии (древней), создающей благоприятные условия для образования ледников. Тот факт, что в Азербайджане при таком же похолодании климата ледники не образовались ниже 2000—2500 м, свидетельствует о большой роли тектонических поднятий в образовании горно-долинных ледников.

В связи с похолоданием климата в позднем апшероне теплолюбивые виды субтропической и тропической флоры и соответствующая им фауна, широко распространенные до позднего плиоцена, окончательно были вытеснены из пределов Закавказья. Отдельные формы этой флоры находили себе убежище в Колхидской низменности и Талыше. В конце позднего апшерона, в условиях прогрессирующего роста темпа тектонических движений, в общем поднятие крупных сводов Б. и М. Кавказа были вовлечены внутригорные котловины и предгорные равнины. В связи с этим началось врезание рек в свои же древние аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования, накопившиеся в течение всего акчагыла в ранне-среднеапшеронском времени, и формирование в них на протяжении позднего апшерона и плейстоцена серии врезанных террас. За весь плейстоцен реки успели вскрыть подошву этих отложений лишь на отдельных, очень ограниченных участках наклонных равнин.

Наиболее существенные изменения в рельефе Кура-Араксинской депрессии происходили в плейстоценовом периоде. Развитие рельефа впадины в плейстоценовое время протекало на фоне резкого изменения климата, повлекшего за собой изменение всей палеогеографической обстановки, а также усиление темпа тектонических движений, роста прилегающих горных сооружений, доставляющих в Кура-Араксинскую депрессию огромное количество грубообломочного терригенного материала, в периодически сменяющих друг друга трансгрессий и регрессий моря.

Переход от апшерона к низам плейстоценовой толщи (бакинскому ярусу) осуществляется либо угловым несогласием и следами размыва апшеронских отложений (как морских, так и континентальных), либо наличием пресноводных континентальных образований (тюркянские слои и их аналоги) между ними. Последние бурением вскрыты в синклиналильных прогибах Юго-восточной Ширвани и в прикуринской полосе впадины. При этом следует отметить, что в центральной части депрессии морская фауна, характерная для бакинского яруса (*Didachia evlachia Vog* и др.), встречается лишь в верхней части толщи, в целом относимой к этому ярусу. Ниже лежат песчано-глинистые озерно-континентальные образования с пресноводной фауной.

Наличие этой толщи между апшероном и морскими бакинскими отложениями свидетельствует о полном осушении Кура-Араксинской депрессии и регрессии морского залива из ее пределов. Регрессия моря сопровождалась усилением тектонических движений и размывом апшеронских отложений. Поэтому при последующей бакинской трансгрессии осадки этого бассейна легли с угловым несогласием (до 5—10°) и следами размыва на апшеронские отложения, что особенно отчетливо прослеживается по бортам впадины и в пределах антиклинальных зон, испытывающих поднятия в предбакинское время. На отдельных участ-

ках предбакинский перерыв и размыв были настолько ощутимы, что бакинские отложения оказались лежащими непосредственно на среднем апшероне (в Кюровдаг-Бабазананской антиклинальной зоне), а местами даже на акчагыле и продуктивной толще (Алятская гряда).

Залегание бакинских отложений непосредственно на среднем апшероне выявлено бурением и в ряде пунктов Мильско-Карабахской низменности, и в районе гор. Сабирабада. Последнее свидетельствует о существовании в течение всего позднего апшерона и предбакинского времени обширной наклонной равнины в правобережной части Кура-Араксинской депрессии от р. Алгети на западе до Болгарчая на востоке, дренируемой реками северо-восточного склона М. Кавказа. В этот период окончательно формируются как положительные формы рельефа и превращаются в области поднятия и денудации Ленгебизский хребет и Алятская гряда. Начинает формироваться наиболее северный орографический элемент Аджиноурских низкогорий — Дашюз-Амирванский хребет. Гюрдживанское плато, Казанбулакская, Нафталанская, Приараксинская и Нижнеакеринская предгорные равнины были вовлечены в общее поднятие смежных горных областей и подвергались эрозионному расчленению (рис. 13).

Трансгрессии бакинского моря предшествовало прогибание Куринской впадины. Причем погружение впадины, как это отмечалось в акчагыле, несколько опережало трансгрессию. Поэтому в предбакинское время в осевой части впадины образовались пресноводные бассейны, где накопились возрастные аналоги тюркянского горизонта (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952).

В отличие от предыдущих геологических эпох отложения бакинского яруса в пределах северо-восточной прибортовой полосы (Алятская гряда, Хараминский хребет и др.) слагают поверхности абразионно-аккумулятивных террас, врезаемых в более древние образования (до апшеронских включительно), и представлены в прибрежной грубообломочной фации. В основании их лежат конгломераты и галечники из пород, слагающих бассейн рек Юго-восточного Кавказа. Выше следуют слои плохо отсортированных песков с включениями галек и битого ракушечника, песчаников, глинистых песков, суглинков и известнякоракушников с обильным содержанием галек. Подобный состав отложений свидетельствует о том, что в период их накопления Юго-восточный Кавказ испытывал интенсивное поднятие, откуда выносился песчано-галечниковый материал.

Рельеф прибрежной полосы суши в это время в общих своих чертах напоминал современный, но имел значительно меньшие высоты. В результате предбакинских движений в северо-восточной прибортовой зоне наметились главные черты морфоструктур, которые составляют основной фон современного рельефа. В бакинское время морфологически они были выражены слабо и в рельефе не было той контрастности, которая присуща современному рельефу.

Весьма активны были в бакинском веке грязевые вулканы Ленгебизско-Алятской зоны, образующие здесь наиболее высокие вершины гряд и увалов. Не менее интенсивно проявились и грязевые вулканы, прослеживаемые вдоль юго-западного борта Джейранкечмазской депрессии. К югу от М. Харам, Мишовдага и г. Калмас, где Куринский залив имел наибольшую глубину, но не более 100 м, бакинские отложения представлены преимущественно в глинистой фации с тонкими прослоями мелкозернистых песков. В районе мыса Бяндован и других пунктов Юго-восточной Ширвани встречаются пласты грязевулканической брекчии (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952), что свидетельствует об относительном поднятии этих участков дна моря и извержении грязевых вулканов Бяндован, Хыдырлы и др.

В полосе северного борта Куринской впадины береговая линия

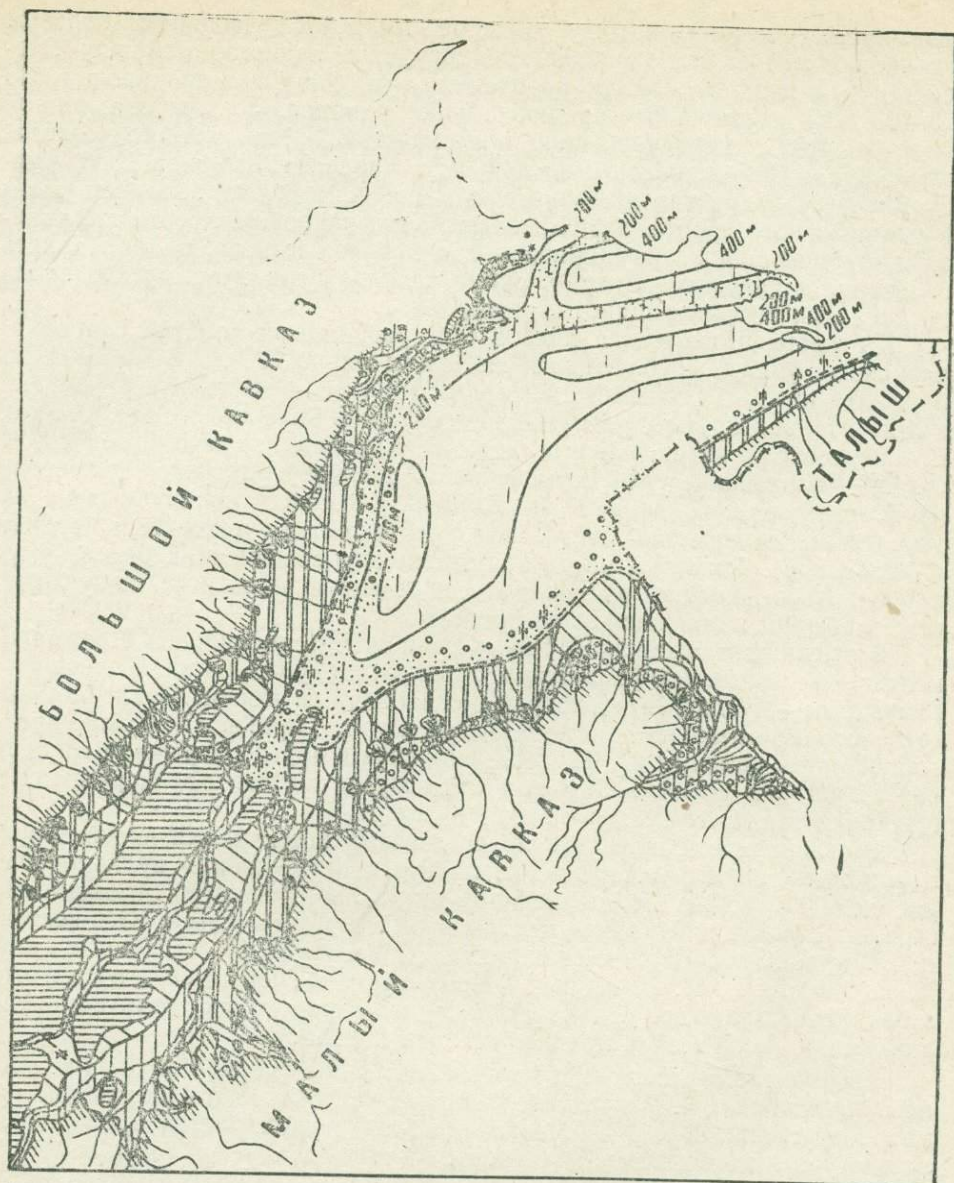


Рис. 13. Палеогеографическая схема Кура-Араксинской депрессии в бакинском веке.

максимальной стадии распространения бакинской трансгрессии проходила вдоль подножий Ленгезбизского хребта, Ингарской гряды и южнее Коджашен-Геокчайской антиклинальной зоны. Вблизи antecedентной долины р. Алиджанчай береговая линия поворачивала на северо-запад и рисовала небольшой мелководный залив в районе Турутской степи, огибая с востока северо-западную часть Коджашенского хребта. Далее на запад она прослеживалась до низовьев Алазани и Иори, очерчивала берега небольшого низменного полуострова на месте Боздагского (Гянджинского) хребта и образовала залив в современных низовьях р. Кюракчай (рис. 9).

Рельеф прибрежной суши в районе северного борта впадины характеризовался следующими морфологическими особенностями. В районе Ингарской гряды и Гюрдживанского плато прослеживалась слабо-наклонная и почти нерасчлененная денудационно-аккумулятивная равнина, где продолжалось накопление аллювиальных выносов рр. Гир-

дыманчай, Сулутчай и Ахсу. В море выносился главным образом глинистый материал. В районе Аджиноурских низкогорий между Гирдыманчаем и Алиджанчаем прослеживалась обширная и широкая (до 25—30 км) аллювиально-пролювиальная равнина, со слабонаклонной к югу и почти нерасчлененной поверхностью. Реки южного склона, продолжали формировать свои конусы в пределах Амирванского, Бурнуулдагского хребтов и Ивановского плато. В полосе западной части Коджашенского хребта, Кудбарекдага, Камыканского хребта и Арчандага, отвечающей периферийной части конусов выноса, накапливались галечники и суглинки. В прибрежную полосу суши и в морской залив доставлялся песчано-глинистый материал.

На месте Дашюзского хребта был расположен пологий слаборасчлененный увал с абсолютными высотами около 200 м. В поперечном профиле он имел асимметричное строение: пологие северные склоны и относительно крутые, расчлененные овражно-балочной сетью, южные. Его пересекали antecedентные долины Алазани и пра-Кюнютчая. В связи с дальнейшим распространением Алазано-Агричайской депрессии на восток и ее прогибанием, рр. Шинчай и Кишчай покинули свои antecedентные долины на Дашюзском хребте и стали притоками Агричай (Алазанской). Основная часть аллювиального выноса этих рек аккумуляровалась в Алазано-Агричайской депрессии и лишь песчано-суглинистый материал выносился за ее пределы.

В результате бакинской трансгрессии значительная часть Предмазовкавказской наклонной равнины, к северо-востоку от линии Ждановск—Ширванлы—Дуздаг, была покрыта мелководным морем. Последнее ингрессировало вверх по долине р. Аракс до ст. Горадиш. В полосе предгорной части равнины рр. Тертер, Инджачай и другие формировали свои вторые конусы выноса. Образование конусов выноса рр. Каркарчай и Хачинчай также относится к этому времени.

В отложениях бакинского яруса повсюду встречаются прослои вулканического пепла, состоящие из продуктов извержения вулканов Карабахского нагорья. По сравнению с верхнеапшеронскими отложениями в осадках бакинского яруса центральной части впадины и Юго-восточной Ширвани преобладают глинистые образования. На основании этого В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952) высказывают мнение о том, что в бакинское время, по сравнению с поздним апшероном, темп поднятий в областях сноса в значительной степени снизился.

На рубеже бакинского и гюргянского веков (первая половина среднего плейстоцена) в результате усиления тектонического поднятия горных сооружений Б. и М. Кавказа и прилегающих частей прибортовой зоны Куринской впадины значительная часть депрессии была осушена, где и развивались процессы размыва (в предгорной полосе) и континентального осадконакопления. В северной прибортовой зоне (Аджиноурские низкогорья, Ленгезиско-Алятская зона, Юго-восточная Ширвань) поднятие сопровождалось складкообразовательными движениями, следствием которых являются угловые несогласия между бакинскими и гюргянскими слоями, достигающие в большинстве случаев 5—10°, а иногда даже 25 и 40° (С. А. Ковалевский, 1936; В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов, 1952).

На участках антиклинальных поднятий Юго-восточной Ширвани отмечены случаи залегания гюргянских слоев на апшеронских отложениях. Нормальный переход между бакинскими и гюргянскими отложениями прослеживается лишь в синклинальных прогибах Юго-восточной Ширвани и в осевой зоне Куринской впадины, отвечающей в то время южным грядам Аджиноурских низкогорий. Тем не менее на этих участках прослеживается фаціальное изменение отложений, выразившееся в проявлении и увеличении грубообломочных образований. Наиболее характерной особенностью гюргянского века является широкое развитие

грубообломочных образований, отмеченное почти всеми исследователями, изучавшими палеогеографические условия этого времени. Последнее объясняется усилением темпа поднятий горных сооружений, обрамляющих Куринскую впадину.

Начиная с середины гюрганского века, Кура-Араксинская депрессия испытывала интенсивное погружение, приведшее к возобновлению осадконакопления в значительной части ее территории (рис. 6). Местами осадконакопление протекало на тех участках, где отсутствовали бакинские отложения. К этим участкам относится Караязи-Евлахская зона, где осадконакопление происходило в пресноводно-озерных условиях.

Мелководье, расположенное между Апшеронским полуостровом и Кюровдаг-Бабанской антиклинальной зоной, изобиловало островами и банками, большинство из которых было обусловлено грязевыми вулканами (рис. 14).

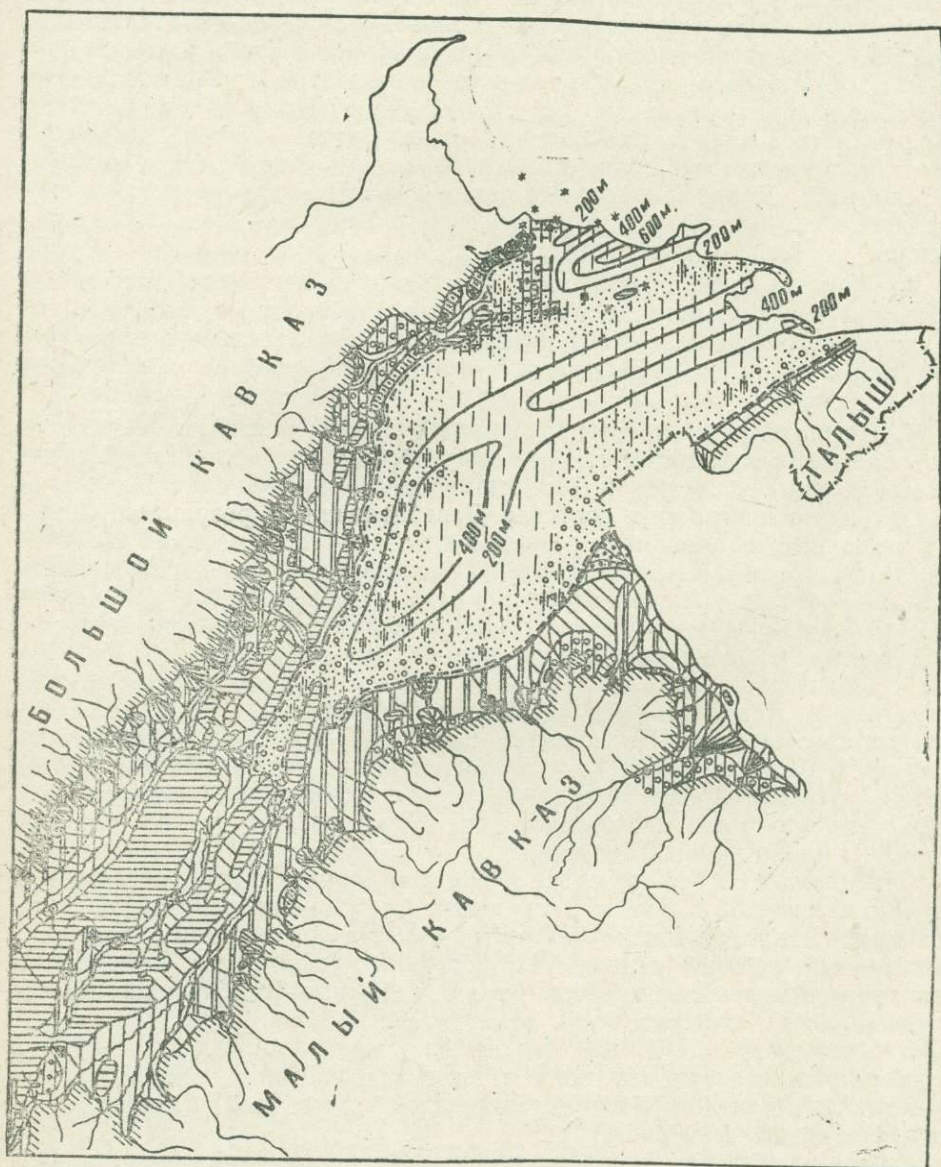


Рис. 14. Палеогеографическая схема Кура-Араксинской депрессии в гюрганском веке (ранний хазар).

В описываемую часть бассейна далеко вдавалась полуостровная суша Алятской гряды, обусловленная поднятиями, осложненными конусовидными возвышенностями грязевых вулканов Даш-Мардан, Дурандаг, Солахай, Оюх, Мирзали, Айрантекян и др. Этот полуостров на востоке заканчивался вблизи грязевого вулкана Котурдаг. На юго-восточном продолжении его наблюдался архипелаг небольших островов грязевулканического происхождения. Прибрежная полоса полуострова, обращенная в сторону Куринского залива, характеризовалась крутыми, изрезанными скалистыми берегами, на которых развивались абразионные процессы.

Довольно четко прослеживались в рельефе северо-восточной прибортовой зоны депрессии Ленгезбизский, Каламадинский, Б. Хараминский хребты, которые достигли к этому времени значительных для прибрежной полосы высот (около 400—500 м). Наращивали свои конусы грязевые вулканы Ахтарма-Пашалы, Удуллу, Коланы и другие, расположенные в приосевой части этих хребтов. Наметились современные контуры Сабадюзинской синклинали котловины в низовьях р. Пирсаат, возникшей еще в предбакинское время. В этой котловине, начиная с гюрджанского века, накапливаются аллювиальные (в центре) и пролювиально-делювиальные (по краям) образования. А что касается Навагинского прогиба, отчлененного от открытого моря М. Хараминским полуостровом и архипелагом островов на месте гг. Б. Мишовдаг, М. Мишовдаг, Дашкесан, то здесь осадконакопление продолжалось еще в морских условиях, когда р. Пирсаат в достаточном количестве выносил терригенный материал.

Возникшая в северо-восточной прибортовой зоне, вследствие предбакинских и гюрджанских движений низкогорная суша становится одним из основных источников сноса, на что указывает литолого-гранулометрический состав верхнебакинских и гюрджанских осадков прибрежной зоны.

Существенные палеогеографические изменения происходили в полосе Аджиноурских низкогорий. Алазано-Агричайская долина, простиравшаяся ранее до низовьев Дашагилчая, в гюрджанском веке вследствие ее усиленного прогибания достигла Девебатанчая. В результате усиления тектонических поднятий в северной полосе Аджиноурских низкогорий и прогибаний Алазано-Агричайской долины отдельные реки покидали свои только начавшие формироваться antecedентные долины на Дашюз-Амирванском хребте и сливались в пределах Алазано-Агричайской долины в более крупные речные артерии (Алиджанчай, Турианчай и Геокчай), способные перепилить интенсивно поднимающийся хребет. Лишь р. Девебатанчай продолжала формировать свою antecedентную долину на стыке Ивановского плато и Бурнувуддагского хребта. Последнее было обусловлено отставанием (или относительным прогибанием) района Ивановского плато от общего поднятия северной полосы Аджиноурских низкогорий, где протекало накопление мощной суглинисто-галечниковой толщи.

Продолжая формироваться и расти в размере конусы выноса рек южного склона Б. Кавказа в пределах Алазано-Агричайской долины, где накапливался главным образом крупногалечниковый материал. Формируется средняя полоса Аджиноурских низкогорий и намечаются главные черты рельефа хребтов и гряд этой зоны—Кудбарекдаг, Камыкая, Рзадаг и Хошавент. Реки, образуя в этой зоне antecedентные долины и углубляя подобные долины на Дашюз-Амирванском хребте, формировали свои вторые конусы выноса в пределах южной полосы Аджиноурских низкогорий, куда выносился в основном суглинисто-мелкогалечниковый материал.

В западной части этой зоны продолжает расти в восточном направлении Коджашенский хребет. Намечаются контуры Аджиноур-Ареш-

ской синклиналиной зоны, где создаются локальные условия для осадконакопления. В районе оз. Аджиноур находился небольшой пресноводный водоем, где накапливались исключительно суглинистые образования. Эти локальные участки опускания и осадконакопления питались терригенным материалом за счет размыва северной и средней полос Аджиноурских низгорий и Коджашенского хребта, которые к этому времени достигали значительных высот и выступали в роли местных источников сноса.

В связи с формированием Кудбарекдагской и Камыкаинской гряд обособляется обширное синклиналиное понижение равнины Сарыджа, имевшей затрудненный сток только на запад, в сторону долины р. Алазани. Поэтому материал, приносимый временными водотоками с Дашюзского хребта, аккумуляровался в пределах наиболее прогнутой центральной части этой равнины. Продолжал расти Боздаг-Гянджинский антиклиналиный хребет, высота которого едва достигала 100 м. На востоке он простирался до ущелья Куры вблизи гор. Мингечаура. В западной части его формировалась antecedentная долина р. Гянджачай. Другие реки данного участка северо-восточного склона М. Кавказа (Кюрракчай, Гераньчай) впадали в залив, расположенный между Боздагской грядой и г. Дуздаг. Последняя в тот период только что начала подниматься и вырисовываться в своих контурах.

В самой западной части Куриной впадины прослеживалась плоская аллювиальная равнина (Караязская), по которой блуждала Кура, образуя довольно извилистое меандровое русло. На этой равнине при умеренных тектонических опусканиях по-прежнему шло компенсированное накопление аллювиально-озерно-старичных образований. Другая, но более обширная аллювиальная равнина прослеживалась в низовьях рр. Алгети и Храми и совпадала с современными контурами Борчалинской равнины. Максимальное прогибание и накопление осадков в пределах этой равнины было приурочено к полосе современного русла р. Храми между устьями ее притоков—рр. Дебед и Машавера.

По мнению В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), временами на этих участках могли возникать проточные пресноводные озера. Появление их могло быть связано с периодическим усилением прогибания и некомпенсированным осадконакоплением. В конце гюрджанского времени вследствие регрессии моря и усиления поднятия прилегающих гор ареалы континентального осадконакопления на Караязской и Борчалинской равнинах резко сокращаются и реки начинают врезаться в их поверхности.

Вдоль северо-восточной периферии М. Кавказа в гюрджанское время по-прежнему прослеживались наклонные равнины. В связи с отступанием моря от Куриной долины на участке между устьями рр. Храми и Шамхорчай эта равнина в значительной степени увеличилась в ширину. В конце века равнина вовлекается в общее поднятие и реки начинают врезаться в нее, образуя серию врезанных террас. На участках поперечных прогибов (низовья рр. Акстафачай, Дзегамчай, Гянджачай и Каркарчай) процессы врезания сглаживались и нередко сменялись аккумуляцией. Эрозионные процессы (особенно глубинная эрозия) в пределах наклонной равнины наиболее интенсивно развивались в междуречье Кюрракчай и Тертера, что было связано с интенсивным поднятием этого участка, соответствующего Мровдагскому поперечному поднятию. Начинает формироваться овражно-балочная сеть, составляющая основной фон современного рельефа предгорной полосы на этом участке. Сформировавшийся здесь в раннечетвертичное время пологий Нафталанский антиклиналиный увал в конце гюрджанского времени испытывает поднятие и слагающие его поверхность верхнеплиоценовые отложения подвергаются усиленному размыву. В периферийной части

равнины вследствие локальных поднятий в рельефе вырисовываются Дуздагская и Гедакбозская гряды.

В низовьях Хачинчая и Каркарчая, где прослеживалась незначительная миграция участков максимального прогибания предгорной равнины, в северном направлении после образования 80—100-метровой террасы осуществлялась некоторая перестройка русел указанных рек, которые продолжали наращивать свои конусы выноса. В это же время формируются наиболее молодые (третьи) конусы выноса Тертера и Инджачая.

Нижеараксинский синклинальный прогиб, испытавший ранее интенсивное прогибание, в гюргянское время вовлекается в поднятие и Аракс, врезааясь в свои же отложения, формирует в пределах Мильской низменности свою наиболее древнюю субаэральную дельту. Южнее долины Аракса прослеживалась неширокая наклонная равнина, соответствующая предгорной полосе Ленкоранской Мугани. В районе Джахлабада равнина выклинивалась и море подходило вплотную к подножьям Талышских гор. Буроварский хребет в это время имел высоту не более 600—700 м. Но главные черты его рельефа к этому времени уже были сформированы. Северо-западное периклинальное окончание хребта в районе г. Мелик-Касымлы сливалось с вышеупомянутой наклонной равниной и дренировалось небольшими реками. Долинно-балочная сеть, составляющая главную черту современного рельефа данного района, начала формироваться как раз в это время.

Одной из особенностей палеогеографии гюргянского времени является локальное проявление процессов планации рельефа. Это было обусловлено поднятием уровня общего базиса эрозии, связанного с гюргянской трансгрессией и кратковременной и относительной стабилизацией тектонических движений. Однако следует отметить, что процессы планации рельефа не носили регионального характера, занимали небольшую промежуток времени и не привели к повсеместному образованию поверхностей выравнивания. С этим периодом было связано, по-видимому, и накопление гачи, встречаемой в суглинисто-мелкогалечниковой толще, слагающей местами низовья Тертера (третий конус), Инджачая, Кюракчая, Гянджачая и 130-метровую террасу Куры вблизи гор: Рустави.

В гюргянское время в результате формирования антиклинальных поднятий Аджиноурских низкогорий Куриная впадина в поперечном профиле распадается на три прогиба: Алазано-Агричайский, Арешский и Собственно-Куринский. Собственно-Куринский прогиб на западе прослеживался до Караязской и Борчалинской равнин. Арешский прогиб, расположенный в пределах зоны молодой позднеплиоцен-плейстоценовой складчатости, был разобщен на ряд самостоятельных прогибов.

Значительные палеогеографические изменения происходили в Кура-Араксинской депрессии в хазарское (позднехазарское — вторая половина среднего плейстоцена) время. В формировании современного рельефа и структурного плана впадины предхазарские тектонические движения имели большое значение. Следствием этих движений является резкое угловое несогласие, прослеживаемое (за исключением синклинальных прогибов) между гюргянскими и хазарскими отложениями и достигающее местами (М. Харамы) 25—30°.

Хазарское море на западе по-прежнему доходило до г. Дуздаг, Мингечаурского ущелья и Ханабадской долины (рис. 6). Однако по площади оно в значительной степени уступало гюргянскому бассейну. Береговая линия и террасы этого моря четко прослеживаются вдоль южных подножий Мало-Хараминского, Каламадинского и Ленгезиского хребтов, Карамарьямского увала, Арчадандагского хребта, восточной оконечности Коджашенского хребта, Боздагской гряды и на восточном

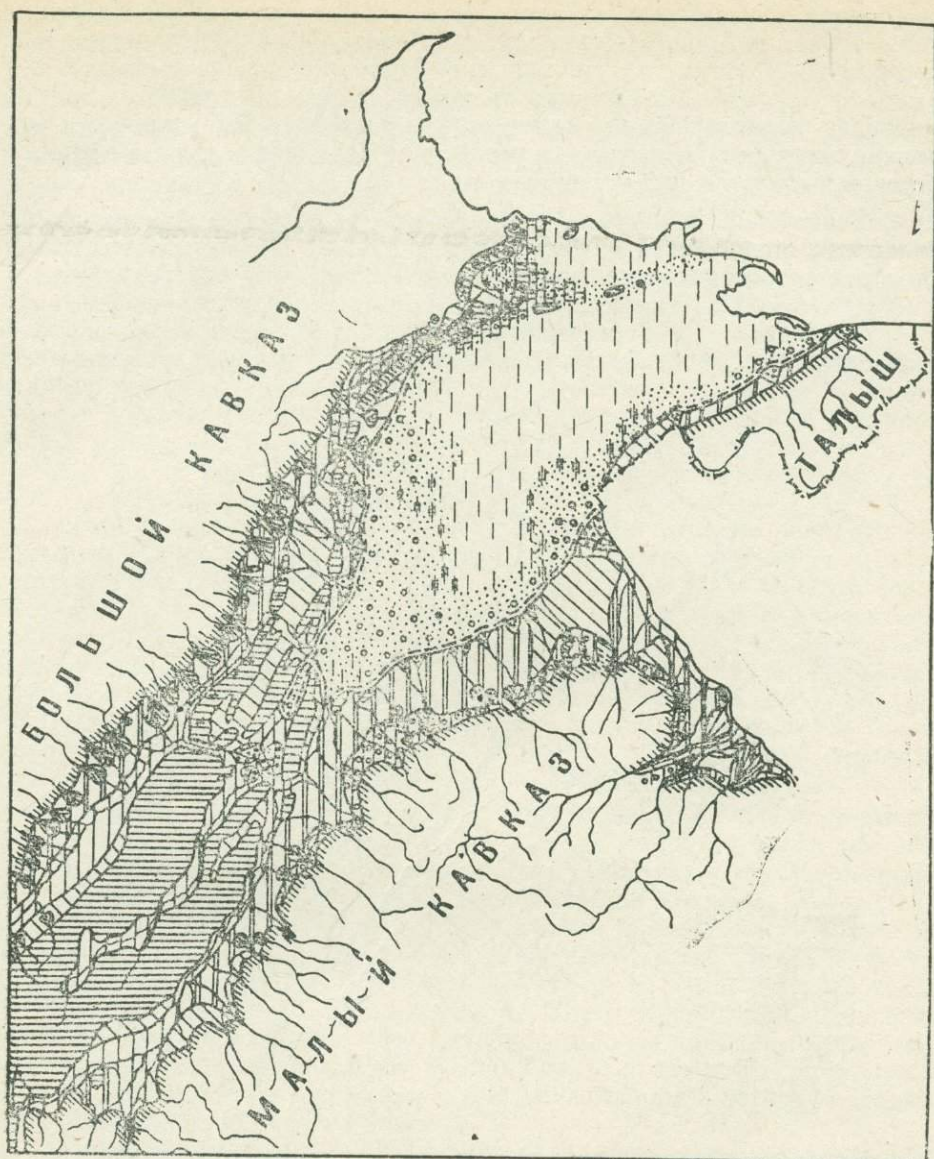


Рис. 15. Палеогеографическая схема Кура-Араксинской депрессии в позднехазарском веке.

периклинальном окончании Дуздагской антиклинальной гряды (рис. 15).

В хазарское время окончательно оформились главные черты современного рельефа Ленгебизско-Алятской зоны. По высотам и степени расчлененности она была близка к ее современному облику. В связи с увеличением крутизны южных склонов Ленгебизского хребта, что было обусловлено интенсивными тектоническими поднятиями последнего, наиболее крупные овраги этого склона (Джаванширский, Ортабулакский, а несколько позже Чайлинский) вследствие регрессивной эрозии перепилили водораздел хребта и перехватили овраги и балки северного склона (рис. 16). Подобные перехваты осуществлялись также несколько западнее, на Бурнувуддагском хребте где, Кельвендский овраг южного склона перехватил овражно-балочную сеть северного склона в районе с. Кошакенд. В результате этого перехвата были спущены и воды Кошакендского озера, на месте которого в настоящее время наблюдаются лишь неболь-

шие болота. Оформились в своих современных чертах Мало-Хараминский хребет и Мишовдагская гряда. Завершилось морфологическое обособление Навагинской синклинальной депрессии. Извержение и образование современных конусов грязевых вулканов Калмас, Б. и М. Мишовдаг происходило в это же время. Кюровдаг-Бабазананская антиклинальная зона испытывала устойчивое поднятие и в виде крупных островов выступала над уровнем моря.

Значительное изменение происходило в рельефе Аджиноурских низкогорий, междуречья Куры и Иоры и Южной Кахетии. В это время формируется восточная часть (Арчандаг-Геокчайский отрезок) Коджашен-Геокчайской антиклинальной гряды с antecedentными долинами на ней рр. Алиджанчай, Турианчай и Геокчай. Резко возрастает высота всего низкогорья, в особенности северных гряд, которые уступали со-

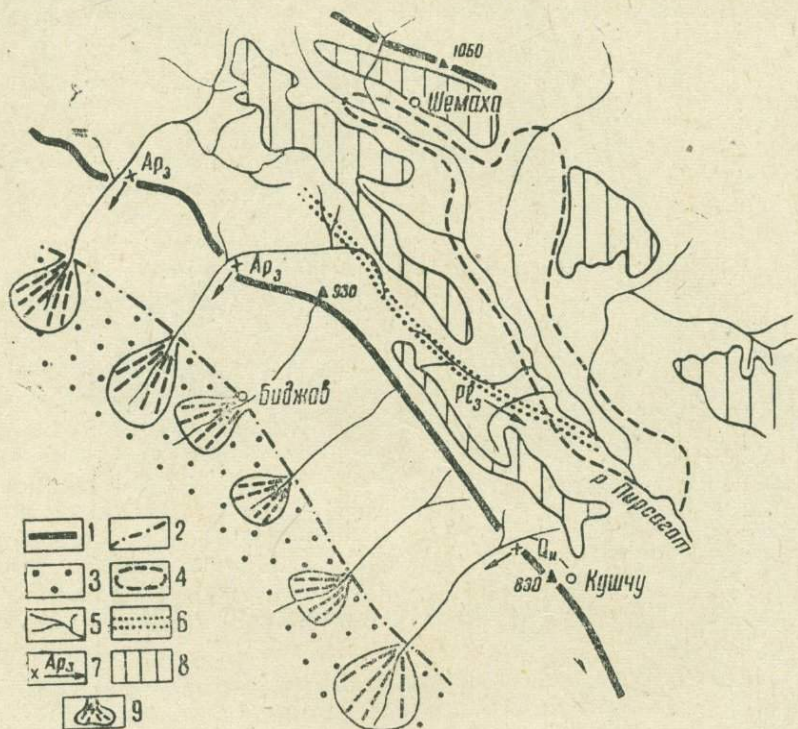


Рис. 16. Схема развития и перестройки долинно-овражной сети на Ленгезском хребте и Шемахинском плато: 1 — горные хребты; 2 — граница гор и равнин; 3 — аккумулятивные пролювиально-делювиальные равнины; 4 — внутригорные котловины; 5 — современная долинно-овражная сеть; 6 — древняя долина; 7 — место, направление и время перехвата; 8 — верхнеплиоценовые поверхности выравнивания; 9 — конусы выноса.

временным высотам не более чем на 100 м. Интенсивно вздымаются Бурнувуддагский хребет и Ивановское плато, вблизи которого осуществляется замыкание Арешской синклинальной депрессии. Последняя вовлекается в общее поднятие всего Аджиноурского низкогорья, вследствие чего в ней прекращаются (за исключением района оз. Аджиноур) процессы осадконакопления. Реки, образующие на антиклинальных грядах предгорий серию antecedentных долин, начинают интенсивно врезаться и в эту синклинальную зону. Бурно развивается овражно-балочная эрозия в пределах восточного замыкания синклинальной зоны — на Ивановском плато. В дальнейшем синклинальная зона осложняется локальными антиклинальными поднятиями и разделяется на три части — Аджиноурскую, Турутскую и Арешскую. При-

чем максимальное прогибание (относительное) приурочивается к крайней западной—Аджиноурской части синклиналиной зоны.

Интенсивное поднятие Ивановского плато и Бурнувудлагского хребта компенсируется прогибанием Исмаиллинской долины, в результате чего Алазано-Агричайская долина на востоке доходит до долины р. Гирдыманчай. Палео-Ахохчай и другие реки этого участка южного склона становятся притоками образовавшейся р. Агричай (Геокчайской), а Девебатанчай лишается своих истоков (В. А. Гроссгейм, 1949).

Значительное восходящее движение испытывает также междуречье Гирдыманчай и Ахсу, что приводит к расчленению позднеплиоценовой поверхности выравнивания на Гюрдживанском плато. Глинистые отложения майкопской свиты, обнажающиеся по склонам этих эрозионных форм, постепенно сползают. Наиболее интенсивное поднятие в междуречье Гирдыманчай и Ахсу испытывала южная периферийная полоса. Морфологическим выражением последней является то, что эта часть междуречья в виде Ингарской гряды возвышается над остальной частью междуречья (Гюрдживанским плато) не меньше, чем на 100 м.

Современные контуры Алазано-Агричайской долины окончательно сформировались в хазарское время. В результате ее опускания был поглощен и внешний край Вандамского поднятия. Однако следует отметить, что прогибание Алазано-Агричайской долины носило относительный характер, так как в целом она поднималась вместе с окружающими ее горами. В приосевой зоне Куринской впадины, испытывавшей в течение всего позднего плиоцена и раннем плейстоцене максимальное прогибание, в связи с распространением складчатых движений в Аджиноурских низкогорьях в южном направлении, образуются молодые складчатые поднятия.

В низовьях рр. Девебатанчай и Гирдыманчай начинает формироваться Карамарьямский антиклинальный увал с характерными для него antecedentными долинами указанных рек. Окончательное формирование современного рельефа увала завершилось в позднем плейстоцене, когда и образовались antecedentные овраги и балки на его периклинальных окончаниях—Беркдере, Шордере, Быгыр на западе и Калабейли, Ингар на востоке. В центральной части Карамарьямского увала рр. Кирк и Кельвенд в дальнейшем не могли перепилить интенсивно растущий увал и покинули свои древние русла на нем, после чего оказались притоками Девебатанчай и Гирдыманчай, которые формировали свои конусы выноса в это время в пределах Кюрдмашинской и Падарской синклиналей, соответственно.

Окончательно формируются в своих главных чертах Дуздагская и Гедакбозская гряды. В рельефе привершинной части залива, расположенного между Дуздагской грядой и Боздаг-Гянджинским хребтом, возникает пологий антиклинальный увал Бозери. В виде полуострова глубоко в море вдается сформировавшаяся в это время Караджинская антиклинальная гряда. На западе она приключается к Боздаг-Гянджинскому хребту.

Довольно интенсивно проявляется складчатость, осложненная разрывными движениями и надвигами в прикуринской полосе— между ст. Пойлу и с. Хулуфлу. Тектонические движения сопровождаются врезанием Куры и выпрямлением ее русла. Реки северо-восточного склона М. Кавказа, для которых Кура является базисом эрозии, приспособляют свои русла к этому врезанию. В пределах прилегающей с юга Гянджинской наклонной равнины осадконакопление развивалось лишь в восточной части Прикуринской зоны, куда вносился аллювий Гянджачая, Кошкарчая, Шамхорчая и Джагирчая. В предгорной полосе равнины указанные реки производили лишь эрозионную работу, врезаясь в свои же более древние отложения.

По долинам рр. Дзегамчай и Акстафачай накопление аллювиального материала по-прежнему происходило в предгорной полосе, что было обусловлено отставанием низовьев этих рек от общего поднятия предгорной равнины. Указанные реки, освобождаясь от аллювиальных наносов, эрозионную работу производили лишь в прикуринской полосе равнины. Река Таузчай значительную часть своего аллювия выносила непосредственно в долину Куры. В связи с образованием Гедакбозской антиклинальной гряды, Карачай и Инджачай в своих низовьях были подпружены. Это привело к заболачиванию низменности, расположенной к юго-западу от гряды. Обладая небольшим количеством стока, эти реки не в состоянии были перепилить интенсивно поднимающиеся гряды и огибали последние с севера и юга.

В пределах Мильско-Карабахской равнины хазарское море занимало лишь ее крайне низменную часть. Предгорная аллювиально-пролювиальная равнина занимала обширную площадь шириной до 35—40 км. Она наращивалась аллювиальными выносами Тертера, Хачинчая, Каркарчая, Аракса и других рек этого участка М. Кавказа. Эрозионному расчленению она подвергалась лишь в низовьях Тертера, что было обусловлено интенсивным поднятием этого участка равнины. Указанные процессы особенно интенсивно протекали в пределах прилегающих с северо-запада Нафталанской и Казанбулакской равнин. Палеогеографические условия в пределах Ленкоранской Мугани в хазарское время развивались в том же плане и направлении, что и в гюргянское, только с той разницей, что в низовьях Болгарчая и Виляшчая начали формироваться конусы выноса.

К хвалынскому (позднеплейстоценовому) времени главные черты современного рельефа Кура-Араксинской депрессии были уже выработаны. В дальнейшем происходило лишь формирование его деталей. В раннехвалынское время море в пределах Куринской впадины занимает примерно такую же площадь, как и хазарское море, и в течение четвертичного периода последний раз простирается до низовьев Куры, Иори и Алазани.

Во второй половине века контуры моря-залива не выходили за пределы нулевой горизонтали и занимали лишь прикуринскую полосу впадины (рис. 17). В это время Кура вследствие перехвата ее регрессивно развивающимся оврагом южного склона Боздагского хребта покинула Ханабадскую долину и начала выработывать Мингечаурское ущелье, на что указывает отсутствие здесь террас древнее позднехвалынских.

Вдоль юго-западного берега позднехвалынского бассейна в пределах Мильской, Муганской и Ленкоранской низменностей, на уровне нулевых абсолютных высот формировались мощные береговые валы, сложенные морским песком с характерной для этого времени фауной *Didacna praetrigonoides.*, *Nal.*, *D. trigonoides* Bog (Н. Ш. Ширинов, 1961)*. Береговая линия этого времени очерчивала внешний контур конусов выноса Аракса, Болгарчая и Виляшчая, которые продолжали еще формироваться.

В результате регрессии хвалынского бассейна морской залив окончательно и полностью покидает пределы Ширванской, Карабахской и Мильской равнин, где реки, разбиваясь на несколько рукавов, продолжали формировать свои наиболее молодые субэральные дельты. Море покинуло также Навагинскую равнину и значительную часть Муганской и Ленкоранской низменностей.

В новокаспийское время (голоцен) море занимало лишь низменные пространства Юго-восточной Ширвани, Сальянскую низменность, северо-восточную часть Муганской и восточную прибрежную по-

* Фауна определена Е. Х. Гейвандовой.

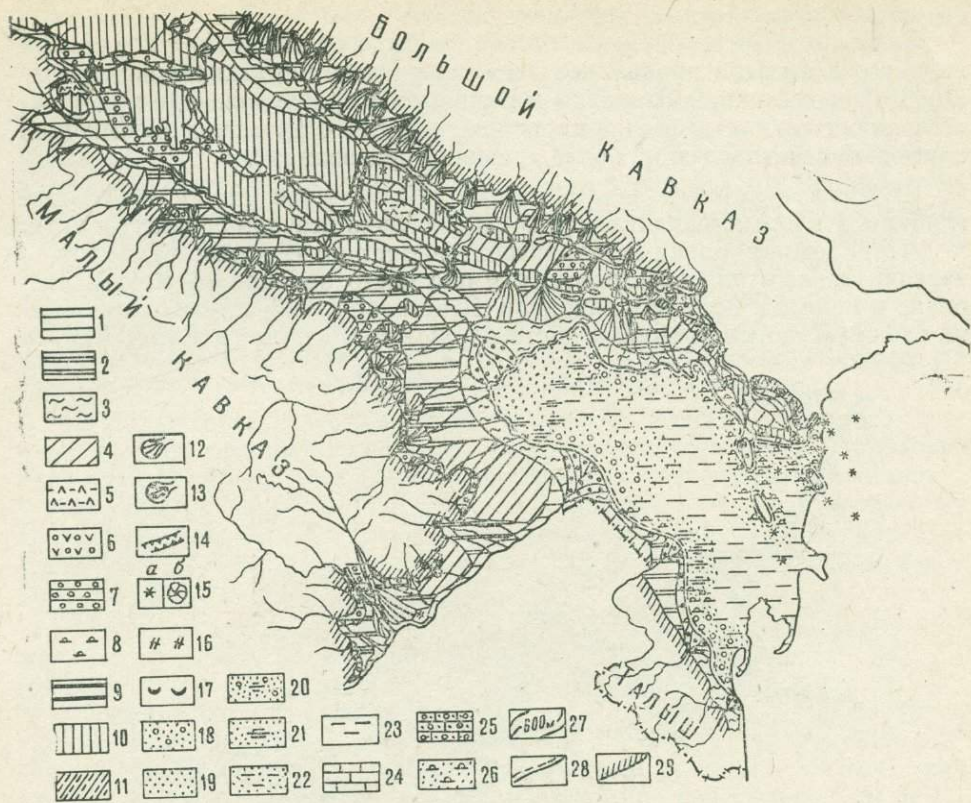


Рис. 17. Схема палеогеографии Кура-Араксинской депрессии в позднем хвалыне. А. Типы рельефа: I Равнины: 1 — аллювиальные; 2 — аллювиально-пролювиальные; 3 — аллювиально-морские; 4 — пролювиально-делювиальные; 5 — пролювиально-делювиальные, солончаковые; 6 — вулканогенно-пролювиальные; 7 — денудационно-аккумулятивные; 8 — морские; 9 — лавовые плато и потоки. II. Возвышенности гряды и хребты: 10 — внутридепрессионные; 11 — прибортовые. Б. Формы рельефа: 12 — конусы выноса; 13 — дельты рек; 14 — antecedentные долины; 15 — грязевые вулканы: а) подводные, б) субзаральные; 16 — покинутые antecedentные долины; 17 — оползни. В. Литофации морских осадков: 18 — песчано-галечниковая; 19 — песчаная; 20 — галечниково-песчаная с прослоями глины; 21 — песчаная с прослоями глины; 22 — песчано-глинистая; 23 — глинистая; 24 — карбонатная (известняки, ракушки); 25 — песчано-карбонатная (детритусовые песчаники и известняки с мелкой галькой); 26 — песчано-ракушечная. Г. Прочие: 27 — мощность отложений; 28 — береговая линия; 29 — граница депрессии со смежными горными сооружениями.

лосу Ленкоранской низменностей (рис. 6). В Юго-восточной Ширвани и акватории Бакинского архипелага из-под уровня моря выступало в это время большое количество островов, возникших вследствие антиклинальных поднятий и действия грязевых вулканов.

Исследованиями О. К. Леонтьева и П. В. Федорова (1953), В. Г. Рихтера (1954) и других установлено, что во время максимальной (Красноводской) стадии послехвалынской регрессии уровень моря опустился на 40 м ниже современного. Падение уровня и резкое сокращение площади морского бассейна сопровождалось аридизацией климата. В этих условиях древние русла и прирусловые гривы Куры на Мильской низменности (ур. Гярус Кум и др.) и Аракса на Муганской вблизи сс. Халфали и Кюрдмахмудлу) и береговые валы нуль-метровой высоты, сформированные в позднихвалынское время и сложенные из песков, подвергались золотой переработке, о чем свидетельствует наличие на этих участках

дефляционных котловин, а вокруг них, с подветренной (юго-западной) стороны—бесформенных песчаных холмов*.

Тектонические движения в новокаспийское время носили локальный характер и активно проявились лишь на участках антиклинальных поднятий Юго-восточной Ширвани и Бакинского архипелага, где наблюдается значительная деформация отложений этого времени, залегающих с угловым несогласием на более древних образованиях.

В Нижнекуринском заливе новокаспийское море имело небольшие глубины и в нем накапливались исключительно песчано-глинистые осадки. Прибрежная равнина характеризовалась низменным рельефом с незначительным уклоном, поэтому и она часто заливалась морем, особенно в периоды весенних паводков. Береговая линия имела чрезвычайно сложную конфигурацию и часто нарушалась дельтами Куры, Аракса

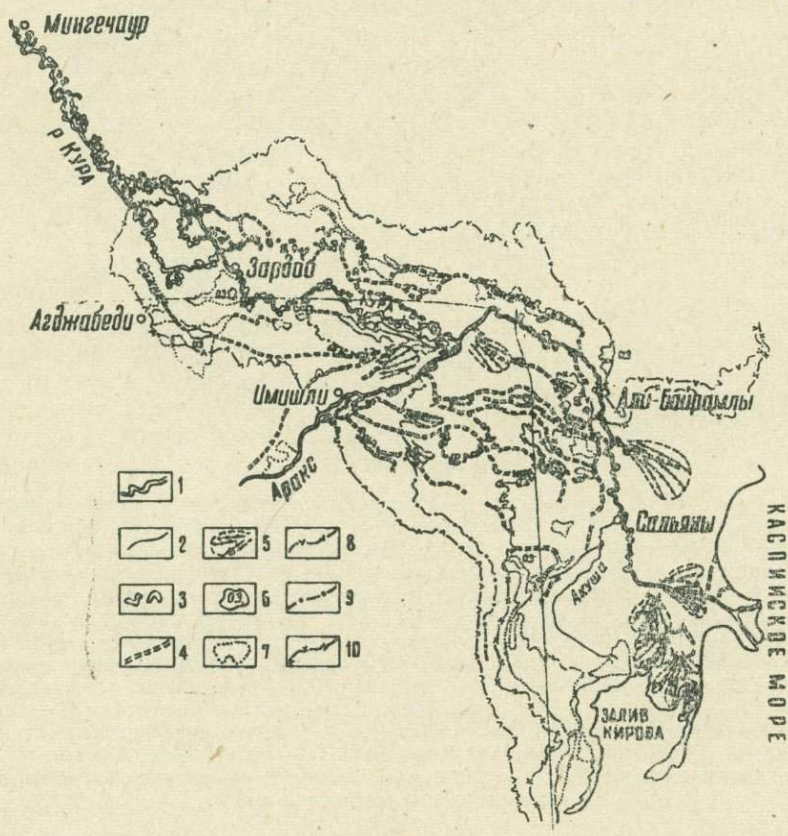


Рис. 18 Карта-схема изменений и развития русел Куры и Аракса в пределах Кура-Араксинской низменности в позднем плейстоцене и голоцене: 1 — современные русла Куры и Аракса; 2 — современные протоки Куры; 3 — древние и современные ахмазы (старицы) Куры и Аракса; 4 — древние русла Куры, Аракса и их протоков; 5 — древние субаральные дельты; 6 — озера; 7 — болота (существующие и недавно осушенные). Береговые линии: а) позднехвалынской: (8)—0 м, (9)—10 м; б) новокаспийская (10) —20 м.

и их многочисленными протоками. Речная сеть Кура-Араксинской депрессии (рр. Кура и Аракс) после регрессии позднехвалынского бассейна на нулевом уровне претерпела очень сложную историю развития,

* В настоящее время эти котловины заняты небольшими озерами, а песчаные холмы задернованы.

прежде чем приобрела современный облик (рис. 18). Развитие гидрографической сети Кура-Араксинской депрессии в позднехвалынское время и в новокаспийском веке представляется в следующем виде.

После регрессии позднехвалынского моря-залива на уровне нулевой отметки, вершина которого находилась вблизи устья р. Тертер, Кура, следуя за отступающим морем, выработала русло, совпадающее по простиранию с полосой понижений системы Карасу в Ширванской низменности. Оно отходило от современного своего русла ниже устья р. Тертер и прослеживалось в субширотном направлении по линии сс. Кетован, Ляки, Ашагы-Шильян, Сорсор, Арабкубалы, Карасу и между возвышенностями Мишовдаг и Кюровдаг впадало в море в пределах Юго-восточной Ширвани. Следы этого древнего русла Куры хорошо сохранились в современном рельефе. По-видимому, в то время направление стока р. Аракс совпадало с современным ее руслом и она впадала в Куру на участке расширения понижения Карасу вблизи ст. Гаджиев.

В дальнейшем, в связи с ростом конусов выноса ширванских рек и миграцией оси максимального прогибания впадины в южном направлении, Кура покинула свое русло и направилась в юго-восточном направлении: вначале по руслу Зардобского Карасу, а затем по покинутому древнему руслу, прослеживаемому по линии сс. Алиджанлы, Гедаккобу, Даликушчу, совхоз Зардоб, сс. Челараб, Чолахтачи и Елчубейли выше устья Аракса.

Миграция русла Куры в южном направлении продолжалась и позже, когда уровень позднехвалынского бассейна при регрессии временно останавливался на отметке—10 м. В это время Кура, отходя от современного русла вблизи сс. Назирли и Кылычлы, прослеживалась вначале в меридиональном, а затем в юго-восточном направлении. Далее она текла по заболоченным и плоским понижениям системы озер Аг-гель, к северо-востоку от пос. Агджабеди и по центральной части современного междуречья Куры и Аракса выходила в район кургана Каратепе. В низовьях она имела почти широтное направление. Следы древнего русла Куры сохранились в современном рельефе низменности в виде ахмазов, образующих иногда целые меандровые излучины с фрагментами прирусловых валов. Несколько южнее прослеживается древнее русло Аракса, которое отделяется от современной долины вблизи с. Бала-Бехманли, врезааясь в 10—12-метровую террасу. Дальше оно проходило через сс. Дашбурун, Шахсеван, Дуньямаллар, Бунядлы, Булутлу, Алипанахлы и Гаджилы.

Гранулометрический состав аллювия, встречаемый вдоль древних русел Куры (мелкозернистый песок) и Аракса (мелкие галечники), позволяет сделать заключение, что прежде чем дойти до своей дельты Кура должна была пройти 130 км, начиная от Мингечаурского ущелья, по очень плоской равнине, тогда как Аракс, выходя из гор, протекал по наклонной равнине, а потому имел большую скорость течения и галечниковый аллювий выносился им дальше. Меандровых излучин на этом участке и выше не наблюдается. Это еще раз подтверждает высказанное нами мнение о том, что Аракс протекал по наклонной равнине.

В районе сс. Джафарли и Гаджилы в современном рельефе Мильской низменности классически выражены восточное продолжение и приустьевая часть древнего русла Аракса, которое заканчиваясь в 4—5 км к востоку от кургана Каратепе и сливаясь с древним руслом Куры, образует широкую дельту, очерченную береговой линией позднехвалынского моря на уровне—10 м. На этом участке древнее русло Аракса образует такие же меандровые излучины, как древнее русло Куры, и на расстоянии 15 км сопровождается мощным прирусловым валом. Кроме главного древнего русла Аракса, между древней и современной долинами реки прослеживается серия древних русел меньшего размера, ко-

торые служили стоком для мелких протоков древнего Аракса в период весенних паводков.

В дальнейшем в результате роста дельты вследствие перекомпенсации прогибания прималокавказской части Куруинской впадины осадконакоплением, сток в этом направлении (северо-восток) был затруднен и русло Аракса переместилось южнее. Дельта Аракса начала формироваться к востоку от с. Карадонлу, в районе сс. Халфали и Кюрдмахмудлу. Остатки русла этой реки сохранились в рельефе низменности в виде цепочки озерных котловин (ахмазов), которые сопровождаются мощными прирусловыми грядами.

Спустя некоторое время, устье реки, вслед за отступающей береговой линией, переместилось на восток и у берегов огромной мелководной лагуны, на месте солончаковой депрессии Гаджи-Елчи началось формирование второй, меньшей по размерам дельты. Небольшой размер последней объясняется тем, что Аракс в то время протекал двумя рукавами. Дельта второго рукава, проходящего севернее первого, формировалась южнее с. Саатлы*. Обе дельты древнего Аракса привязаны к позднихвалынской береговой линии на уровне—10 м. Миграцию претерпело и русло Куры. В связи с прогибанием прикуруинской части низменности оно перемещалось на север, в свое современное русло, и дельта ее сформировалась в районе гор. Сабирабада.

В дальнейшем в связи с регрессией позднихвалынского бассейна уровня—10 м, устья Куры и Аракса переместились далеко на восток и сформировали свои дельты на тех участках Кура-Араксинской низменности, которые впоследствии были затоплены ранненовокаспийской трансгрессией. Кура, блуждая по плоской позднихвалынской морской аккумулятивной равнине, протекала по древнему руслу, прослеживаемому по линии сс. Кюркенди, Новодонецкое, Челбештали, Гаджибабир и Буядлы. Далее она пересекала, вблизи с. Карабаглы, современное русло и формировала свою дельту в пределах Юго-восточной Ширвани, вблизи грязевого вулкана Кюрсангя. В настоящее время древнее русло в значительной степени засыпано, занято озерами и болотами. Река Аракс по мощному древнему руслу Охчи-Кобу впадала в огромный мелководный залив в районе озера Ах-чала. Это русло Аракса на участке между сс. Карадонлу и Евдокимовка проходило по наклонной дельтовой равнине более древней возрастной генерации и характеризовалось отсутствием меандровых излучин. Ниже река протекала по плоской равнине и сильно блуждала, образуя при этом сложный лабиринт меандровых излучин.

Возможно, в этот период Аракс временами прорывал прирусловой вал в районе с. Карадонлу и устремлялся на юго-восток, в свое древнее русло, служившее стоком в позднихвалынское время (при уровне бассейна на отметке—10 м). В предновокаспийское время это русло прослеживалось вдоль цепочки ахмазов, вблизи с. Кюрдмахмудлы, и по Московскому каналу до меридиана пос. Пушкино, в 20 км к северу от последнего. Далее река поворачивала на юго-восток, образуя частые меандровые излучины, и впадала в море в районе солончаковой депрессии Джавадчала.

В ранненовокаспийское время в связи с трансгрессией и повышением уровня общего базиса эрозии, реки начали формировать свои дельты в пределах северо-восточной части Муганской низменности. Прибрежная суша этого времени при уровне моря—20 м характеризовалась в пределах этой низменности наличием мелководных извилистых аккумулятивных берегов. Кура в это время формировала очень плоскую дельту вначале в районе с. Чельбешдали, а затем вблизи с. Буядлы. Как уже было сказано, Аракс вначале протекал по руслу

* По этому руслу проложен оросительный канал им. Ленина.

Охчи-Кобу и формировал свою дельту в 10 км к северо-западу от озера Ах-чала. В дальнейшем эта река мигрировала в северном направлении. До с. Саатлы она протекала по современному руслу, затем поворачивала на юг—юго-восток и вблизи с. Эфендикенд делилась на два рукава, главный из которых (северный) прослеживался по линии сс. Мамедабад-Чолпи—Рустам, и формировал свою дельту у сс. Джанарли и Бала-Гашимханлы*. Совсем рядом, вблизи сс. Алям-Бейли и Бунядлы формировала свою дельту Кура. Южный рукав к востоку от с. Байрамовка, в свою очередь, также делился на два рукава. Один из них (северный) прослеживался по линии сс. Ахмедабад, Агамалиевка, Моранлы и образовывал свою дельту у с. Сархан-Бейли, а дельта другого (южного) рукава формировалась вблизи с. Али-Муратлы.

Вблизи сс. Бала-Гашимханлы, Моранлы и Сархан-Бейли древние русла в пределах дельты и выше сопровождаются мощными прирусловыми гривами, сложенными темно-серыми мелкозернистыми песками**. Со временем рукава Аракса покинули южные русла и сток реки целиком и на продолжительное время сосредоточился в северном рукаве***. Из сказанного видно, что в течение всего позднего хвалына и ранневокаспийского времени русла Аракса и Куры мигрировали строго в север-северо-восточном направлении. Даже интенсивные поднятия северо-восточной прибортовой зоны Куринской впадины в полосе М. Харамы—Кюровдаг—Бабазанан не являлись препятствием этому.

Древние русла Аракса в пределах Муганской низменности образуют дугу, обращенную своей выпуклостью к север-северо-востоку, т. е. в сторону направления миграции реки. По-видимому, миграция русел и их форма являются внешним отражением медленного относительного воздымания Талыш-Вандамского погребенного поднятия. В поздневокаспийское время Кура мигрировала в северном направлении до тех пор, пока не достигла Кюровдаг-Бабазананской зоны поднятия. Встретив эту зону, река повернула под прямым углом вправо и образовала меридиональный отрезок долины, расположенный между гор, Али-Байрамлы и Сальяны.

Река Аракс в этот период текла по своему древнему руслу, дугообразно прослеживавшемуся по линии сс. Байрамовка, Чолпи, Бала-Гашимханлы, Хуршуд, и впадала в оз. Ах-чала, которое было связано с морем небольшим протоком Мугань. В дальнейшем Аракс покидает это русло в пределах Муганской низменности, направляется на северо-восток и в районе гор. Сабирабада сливается с Курой. Вскоре после этого Кура повернула на юг и выработала себе русло вдоль западного подножья зоны молодых поднятий Кюровдаг-Бабазанана, по которому течет и в настоящее время. Около гор. Сальяны она разделилась на два рукава, более крупный из них прослеживался по линии современного русла до с. Хиллы и, продолжаясь в этом же меридиональном направлении, впадал в восточную часть Кызылагаджского залива вблизи кос Куринской, Лебяжьей и Кабаньей.

Другой рукав, имеющий название Акуша, обходил Сальянскую низменность с запада и, описывая дугу, обращенную выпуклой стороной на запад, впадал в западную часть Кызылагаджского залива. Формирование правого рукава Куры в этом районе (р. Акуша) было обусловлено

* В настоящее время по этому руслу проходит оросительная система канала Левобережный.

** По этим древним руслам в настоящее время проходит оросительная система каналов Гююш-арх и им. Ленина.

*** Даже в историческое время, когда отмечались мощные паводки, Аракс целиком или частично протекал по этому руслу.

В 1896 г. во время одного из таких паводков река размывала свой прирусловой вал и через оз. Ах-чала и протоки, соединяющие его с оз. Махмуд-чала и Кызылагаджским заливом, устремилась в море.

продолжающимся воздыманием Бабазананского антиклинального увала, способствовавшим «скатыванию» русла Куры в юго-западном направлении, и прогибанием предполагаемой синклинали зоны по линии Кызылагаджского залива, оз. Махмуд-чала и Ах-чала, которое привело к образованию уклона, благоприятствующего стоку выходящих из русла вод Куры и образованию Акуши.

В конце XVIII в. Кура перепилила вблизи пос. Банк поздненовокаспийский береговой вал, прослеживаемый в меридиональном направлении от Норд-ост-Култука до с. Сарыкамыш, и устремилась на восток, где и начала формировать свою современную дельту.

После зарегулирования стока Куры Акуша и другие более мелкие протоки лишились питания и перестали существовать. В настоящее время р. Акуша питается лишь небольшой порцией сбросовых вод.

Кроме описанных выше основных древних русел в пределах Муганской и Сальянской низменностей, в непосредственной близости главных русел и особенно древних дельт морфологически хорошо прослеживаются русла небольших протоков. В результате дальнейшей регрессии новокаспийского бассейна и новейшего осадконакопления в течение исторического времени формировались Сальянская низменность, Куринская коса, полуостров Сара, Кызылагаджский залив со всеми деталями его рельефа и современная дельта Куры.

Для всего плейстоценового периода развития Кура-Араксинской депрессии были характерны два явления — периодическая регрессия моря и грязевой вулканизм. Исследования О. К. Леонтьева и П. В. Федорова (1953), В. Г. Рихтера (1954), М. А. Кленовой и др. (1962), В. В. Шаркова (1964) и др. показывают, что после каждой регрессии четвертичные моря покидали не только Кура-Араксинскую депрессию, но и значительную часть акватории Апшеронского полуострова, Апшеронского и Бакинского архипелагов и даже Апшеронского порога. Естественно, что при подобных ситуациях усиливалась континентальность климата и развивались такие рельефообразующие процессы, как золотая дефляция, аридная денудация и соответствующие им формы рельефа (золотые пески, дефляционные котловины, глинистый карст, бедленд и др.).

За отступающим морем (общим базисом эрозии) мигрировали и устья рек. Усиливались эрозионные процессы, особенно глубинное врезание рек. Речная система в пределах равнин претерпевала значительные изменения. Однако при последующих трансгрессиях следы этих форм были размывты и уничтожены наступающими на сушу морями и погребены под более молодыми отложениями.

В течение всего плейстоцена, особенно в эпохи активизаций тектонических движений, бурно проявлялась грязевулканическая деятельность. В результате сформировались как положительные формы рельефа все грязевые вулканы Нижнекуринской впадины и Бакинского архипелага.

Анализ истории формирования рельефа Кура-Араксинской депрессии и смежных горных областей в течение олигоцен-плейстоцена позволяет выделить четыре крупных эпохи в развитии рельефа депрессии:

Олигоцен-миоцен (до позднего сармата). Погружается срединный массив, существовавший на месте Куринской впадины, и происходит слияние Предмалокавказской геосинклинали с геосинклинальными прогибами южного склона Б. Кавказа, в результате чего образуется Куринский межгорный прогиб. Значительно расширяются Малокавказская и Большаякавказская суши. Отмирают краевые прогибы. На М. Кавказе закладываются общие черты горного рельефа и речной сети. Периодически создаются благоприятные условия для пландии рельефа.

Поздний сармат—мэотис—понт—средний плиоцен. В этот период завершается консолидация суши на М. и Б. Кавказе. Резко сокращаются площади морского бассейна. Формируется горный рельеф (по-види-

тому, среднегорный). Широкое развитие получают грубообломочные породы как в морской, так и в континентальной фации. Наблюдается некоторое похолодание климата, вызвавшее изменение органического мира.

В связи с усилением тектонических движений условия для планации рельефа были менее благоприятными. Увеличение контрастности рельефа и тектонических движений приводит к началу перестройки продольных речных систем в юго-восточных периклинальных окончаниях горных сооружений М. и Б. Кавказа.

Акчагыл — ранний и средний апшерон. Преобладают процессы прогибания и осадконакопления. Куринская впадина представляет собой область абсолютного опускания. Образуется и в дальнейшем сливается с Куринской впадиной Нижнеараксинская наложенная синклиналь. В области окружающих горных сооружений Б. и М. Кавказа наступают благоприятные условия для планации рельефа.

В северо-восточной прибортовой зоне депрессии и местами на склонах М. Кавказа и Талыша формируются поверхности выравнивания. В полосе предгорных равнин и внутриворонных котловин протекают процессы континентального осадконакопления. Завершаются образование Кюровдаг-Бабазананской зоны поднятия и морфологическое обособление Каргалинской синклинали. Появляются небольшие низменные суши в пределах Южной Кахетии и Чобандаг-Эльдараюгинской зоны.

Поздний апшерон — плейстоцен. Ареалы прогибания Кура-Араксинской депрессии прогрессивно сокращаются, а в прибортовой зоне опускания сменяются поднятиями. Контуры морского залива постепенно сокращаются и после регрессии новокаспийского бассейна окончательно покидают Кура-Араксинскую депрессию. Происходит инверсия в знаке тектонических движений. Формируются вдоль северного борта депрессии молодые складчатые низкогорья Южной Кахетии, между речья Иори и Куры, Аджиноура, Ингарско-Ленгезско-Алятской зоны. Образуются антиклинальные поднятия Харамы-Кюровдаг-Бабазананской зоны, Мишовдагской гряды и Юго-восточной Ширвани.

Обособляется Алазано-Агричайская долина. Образуются синклинальные котловины и долины в пределах складчатых низкогорий (Навагинская, Кюрдамашинская, Караязинская, Арешская, Ханабадская и др.). Завершается формирование современного рельефа равнин Кура-Араксинской депрессии со всеми присущими им чертами, образуются эрозионные врезы и серия врезанных террас в их пределах. Окончательно формируется современная речная сеть. В северо-восточной части депрессии на склонах антиклинальных поднятий формируются ступенчато расположенные морские террасы. Проявление грязевого вулканизма достигает максимума. В отличие от предыдущих эпох оно создает положительные формы рельефа в виде усеченных конусов.

МОРФОСТРУКТУРЫ

Некоторые общие вопросы структурной геоморфологии

Структурно-геоморфологические (морфоструктурные) исследования имеют важное значение при классификации форм рельефа земной поверхности, их генетической систематизации и картировании. Они позволяют выяснить связи рельефа с геологическим строением и способствуют выявлению месторождений ряда полезных ископаемых, образование которых связано с возникновением и формированием структур, так или иначе выраженных в современном рельефе.

Морфоструктурные исследования особенно широко развиваются начиная с шестидесятых годов, в то время, когда в геоморфологической науке намечается тенденция выделения двух направлений: структурной и климатической геоморфологии. Исследования по изучению закономерностей возникновения, развития и формирования форм и комплексов форм рельефа земной поверхности, обусловленных тектоническими движениями (эндогенными факторами), объединяются в структурной геоморфологии.

Основная задача структурной геоморфологии сводится к выявлению характера и закономерностей выражения структур и тектонических движений в рельефе (В. Г. Бондарчук, 1946, 1959). Выполнение этой задачи базируется на той основе, что главные черты рельефа земной поверхности создаются геологическими структурами, возникшими в результате тектонических движений, являющихся следствием глубинных перемещений масс Земли. Это направление геоморфологии в настоящее время бурно развивается в СССР, США и ряде других стран.

Исследования по изучению форм рельефа и их комплексов, возникших в результате деятельности экзогенных факторов, объединяются в климатической геоморфологии. Это направление возникло и широко развивается во Франции. Геоморфологами этой страны, проводившими исследования в Северной Африке, Сахаре и Экваториальной Африке, где четко прослеживается влияние климата на рельефообразование, внесен большой вклад.

В последнее время климатическая геоморфология развивается и в Советском Союзе. Это направление в нашей стране не получило широкого развития и геоморфология рассматривается как единая наука о рельефе земной поверхности. Однако в связи с приближением научных исследований к запросам и нуждам народного хозяйства и решением многих вопросов прикладной геоморфологии и геоморфологического картографирования создались благоприятные условия для более интенсивного развития структурно-геоморфологического направления.

Первая попытка в разработке классификации морфоструктур рельефа была сделана О. Энгельном (Engeln O., 1942). Он выделил формы рельефа земной поверхности трех порядков и определил их размеры. К формам первого порядка О. Энгельн отнес континенты и океанские впадины, к формам второго — горные хребты, плато, равни-

ны, а к формам третьего — более мелкие элементы рельефа, осложняющие формы второго порядка.

И. П. Герасимов (1946, 1959), приняв предложенную О. Энгельном схему подразделения форм рельефа земной поверхности, придал выделенным им категориям рельефа не только морфологическое, но и генетическое значение. Согласно этому принципу И. П. Герасимов в рельефе Земли различает три крупных элемента: геотектуры (континентальные массы, океанические впадины)*, морфоструктуры (горные хребты, межгорные впадины, плато, низменности и т. д.) и морфоскульптуры (долины, овраги, барханы, дюны, моренные гряды и др.).

Морфоструктуры в этой классификации рассматриваются как элементы рельефа, промежуточные по размерам между формами геотектуры и морфоскульптуры, и как комплексные геоморфолого-тектонические образования, сформировавшиеся главным образом в результате эндогенных процессов.

Недавно О. К. Леонтьевым (1971) предложена новая классификация. Он выступает против выделения геотектуры и взамен предлагает на основе признания коренных различий строения земной коры и обусловленных ими геоструктур выделить морфоструктуры высшего порядка (планетарные морфоструктуры). Не вдаваясь в правильность замены термина геотектуры термином морфоструктуры высшего порядка, следует отметить, что принцип, которым руководствовался указанный автор, заслуживает внимания и в дальнейшем его следует учитывать при морфоструктурных исследованиях. Действительно, дифференциация рельефа земной поверхности в крупном плане и образование геотектур (или планетарных морфоструктур) генетически связаны с характером глубинного строения земной коры.

В этой работе и в одном из своих ранних трудов О. К. Леонтьев (1969) в соавторстве с А. Е. Кривошуким и А. И. Спиридоновым, исходя из характера строения коры, а также строения рельефа и тектонической активности, к морфоструктурам высшего порядка предлагает отнести: материковые платформы (включая шельфы, материковый склон и подножья); переходную зону, включающую новейшие и молодые (альпийские) складчатые сооружения, глубоководные желоба и реликты океана — котловины внутриматериковых и окраинных морей, ложе океана; среднеокеанические хребты.

Определенный вклад в структурно-геоморфологические исследования и изучения морфоструктур земной поверхности внес Ю. А. Мещеряков (1957, 1960, 1965). Еще в ранних своих работах он употреблял термин «геоморфологические структуры». По его мнению, геоморфологические структуры (морфоструктуры) представляют собой комплексы форм рельефа и геологической структуры, исторически связанные в единое целое общностью условий развития. На основе этого тезиса Ю. А. Мещеряков (1965) считает, что в сферу структурно-геоморфологических исследований должны быть включены не только формы рельефа, обусловленные активным тектоническим развитием структур (активные морфоструктуры), но также и формы, отражающие пассивное влияние геологической структуры (пассивные морфоструктуры)**.

Ю. А. Мещеряков считает целесообразным отнести к морфоструктурам не только крупные, но и сравнительно мелкие элементы рельефа, связанные с проявлением антиклинальных и синклинальных складок,

* В кн. «Рельеф Земли» (1967) И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков к геотектурам относят континентальные выступы (материки), переходные зоны и океанические впадины.

** А. Е. Кривошуким, О. К. Леонтьев, А. И. Спиридонов (1969) считают, что некоторые элементы морфоструктуры, в частности «обращенные» и «в слабой степени совпадающие с контуром тектонических структур», правильнее было бы отнести к морфоскульптурам.

сбросов, разрывов, даек, вулканических аппаратов и т. д. Погребенные структуры он относит к особой категории — к криптоструктурам.

Следует отметить однако, что погребенные структуры даже в условиях интенсивно опускающихся межгорных впадин и передовых прогибов находят свое отражение (хотя нередко очень слабое) в современном рельефе и рельефообразующих процессах. Детали рельефа и характер развития экзогенных процессов на участках локальных погребенных поднятий или зон поднятий довольно четко отличаются от рельефа и характера рельефообразующих процессов окружающих территорий. Подобная обособленность рельефа участков погребенных поднятий целиком и полностью обусловлена тектоникой т. е. эндогенными факторами.

Современный рельеф любой территории, как известно, в целом и в своих главных чертах, в частности, является продуктом новейших тектонических движений. Но морфоструктуры могут быть сформированы и до неотектонического этапа. Однако несоответствия между морфоструктурой и неотектоникой наблюдаются, как отмечает Ю. А. Мещеряков, гораздо реже, чем согласованность между ними. В подавляющем же большинстве морфоструктуры являются одновременно неотектоническими структурами. Тем не менее морфоструктуры должны рассматриваться не как проявление одних лишь тектонических движений, а как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Кроме того, морфоструктуры нельзя отождествлять с тектоническими структурами. Они не всегда обусловлены тектоникой (лавовые нагорья и плато, эрозионные хребты, аккумулятивно-денудационные равнины и т. д.).

Таким образом, морфоструктура представляет собой морфологически четко обусловленный участок земной поверхности. Она может быть обусловлена различными факторами: тектоникой, вулканизмом, эрозионно-денудационными процессами, осадконакоплением (седиментационные поверхности) или одновременно несколькими факторами. Поэтому граница морфоструктур не всегда может совпадать с границей структур, что следует учитывать при структурно-геоморфологических исследованиях.

По мнению Ю. А. Мещерякова (1965), при выделении геотектур, морфоструктур и морфоскульптур определяющим критерием должен служить не порядок величины форм рельефа, а их генезис. На этом принципе и была построена классификация морфоструктур указанного автора (табл. 8). Схема классификации морфоструктур Ю. А. Мещерякова составлена на основе структурно-морфологического анализа равнинных стран с платформенным геологическим строением. Поэтому естественно, что она не может быть приемлемой без соответствующих изменений и детализации для орогенных областей.

Первые сведения о морфоструктурах Кавказа, как орогенной области, были изложены в работе И. П. Герасимова (1946). По его представлениям Кавказ, по сравнению с морфоструктурами более древних горных областей, является относительно молодым альпийским горным сооружением, отличающимся наиболее полным соответствием рельефа и геологической структуры. Дальнейшие исследования внесли ряд коррективов в эти представления и показали, что особенности развития морфоструктур Кавказа и обусловленность его рельефа тектоникой, хотя и унаследованы от доорогенного этапа развития, но определяются в основном неотектоническими (орогенными) структурами (Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонов, Н. Е. Астахов, С. П. Бальян, Д. А. Лилиенберг, Е. Е. Милановский, М. А. Мусеилов, И. Н. Сафонов, Н. Ш. Ширинов, 1969). Большой шаг в изучении морфоструктур орогенных областей, на примере территории Армении и Грузии сделаны С. П. Бальяном (1969) и Н. Е. Астаховым (1970).

Общая схема классификации морфоструктур рельефа Земли
(по Ю. А. Мещерякову, 1965)

Площадь, км ²	Морфотектонические элементы рельефа континентов и дна океанов
	Группа элементов геотектуры
10 ⁷ —10 ⁶	Геотектуры первого порядка—континентальные выступы (включая шельф), океанические впадины
10 ⁶ —10 ⁵	Геотектуры второго порядка—равнинно-платформенные области горные (орогенические) области
	Группа элементов морфоструктуры
10 ⁵ —10 ³	Морфоструктуры первого порядка—возвышенности и низменности равнинных областей, хребты и впадины горных областей
10 ³ —10 ²	Морфоструктуры второго порядка—выраженные в рельефе валы, прогибы
10 ² —10	Морфоструктуры третьего порядка—выраженные в рельефе антиклинали, купола, мульды и т.д.
10—1 ⁻¹	Тектонический микрорельеф—выраженные в рельефе мелкие складки, дайки, трещины и т.д.

С. П. Бальян свою схему структурно-геоморфологического районирования построил на основе глубокого анализа особенностей строения рельефа, обусловленных тектоническим строением. В этой схеме районирования морфоструктурные комплексы, отличающиеся генетическими особенностями и историей развития и обусловленные определенным геотектоническим условием, сгруппированы в соответствующие геотектонические (или структурно-фациальные) зоны. Принцип морфоструктурного районирования указанного автора, т. е. тектонические критерии, не вызывает возражений. А что касается таксономических единиц и рангов морфоструктур, то они не нашли своего четкого определения в схеме.

Н. Е. Астахов за основу своей схемы принимает классификации И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова, внося одновременно изменения и детализацию (табл. 9).

Морфоструктурное районирование и характеристика выделенных морфоструктур

При морфоструктурном районировании Кура-Араксинской депрессии в принципе мы исходили из схем классификации рельефа И. П. Герасимова, Ю. М. Мещерякова и Н. Е. Астахова, внося некоторые изменения. Последние заключаются в следующем.

Во-первых, мы придерживаемся выделения геотектур двух категорий (порядков): геотектуры первого порядка — континентальные выступы (включая шельфы) и океанические впадины, а геотектуры второго порядка — орогенические и платформенно-равнинные области. Все остальные структурно обусловленные элементы рельефа земной поверхности более низкого порядка относятся нами к морфоструктурам различного ранга.

Во-вторых, мнение Ю. А. Мещерякова, что размеры форм рельефа не могут быть критерием для отнесения их к той или другой категории морфоструктур, следует учитывать и при классификации морфоструктур орогенных областей. Категория морфоструктур может быть опре-

Общая схема классификации рельефа Земли
(по Ю. А. Мещерякову, детализированная Н. Е. Астаховым, 1970)

Площадь, км ²	Морфотектонические элементы рельефа континентов и дна океана	Морфоскульптурные категории рельефа		
		Суша	Дно океанов и морей	
1	2	3	4	
10 ⁷ и более	Группа элементов геотектуры	Геотектура I порядка Континентальные выступы (включая шельф) и океанические впадины	—	—
		Геотектура II порядка Орогенические и равнинно-платформенные области	Морфоскульптурные (морфологические) зоны (Ледниковой, флювиогенной, аридной морфоскульптур и т. д.)	Морфоскульптурные зоны
		Геотектура III порядка Предгорные прогибы на границах орогенов и платформ, впадины внутренних морей, межгорные прогибы, мегантиклинорные и мегасинклинорные поднятия горных глыбово-складчатых цепей и нагорий	Морфоскульптурные провинции (Провинция флювиальной морфоскульптуры средиземноморского типа; восточно-сибирского типа; область ледниковой аккумуляции или экзарации и др.)	Морфоскульптурные провинции
10 ⁵ —10 ⁴		Морфоструктуры I порядка Крупные поднятия глыбово-складчатых, складчатых горных хребтов, глыбовых нагорий, крупные межгорные впадины и предгорные равнины, плоскогорья	Морфоскульптурные области (Флювиогенно-ледниковая, флювиогенно-карстовая, аридная, полуаридная, гляциальная и др.)	Морфоскульптурные области

1	2	3	4
10 ⁴ —10 ³	<p align="center">Морфоструктуры II порядка</p> <p>Антиклинорные, синклинорные, изоклинорные хребты и массивы, горстовые поднятия, грабен-синклинорные понижения, антеклизы и синеклизы и выраженные в рельефе их крупные части в равнинных странах</p>	<p align="center">Типы рельефа</p> <p>(Эрозионный, денудационный, эрозионно-денудационный, аккумулятивно-эрозионный, карстовый и т. д.)</p>	<p>Морфоскульптурные районы</p>
10 ³ —10	<p align="center">Морфоструктуры III порядка</p> <p>Антиклинальные, синклинальные, моноклиналильные, изоклинальные хребты и гряды, горстовые или глыбовые массивы, межгорные синклиналильные впадины и котловины, межхребтовые грабенные понижения, структурные участки равнин</p>	<p align="center">Подтипы рельефа</p> <p>(Горнодолинный, оползневой, террасированный, скалисто-останцовый, холмисто-грядовый, бугристый, бедленд и т. д.)</p>	<p>Мелкие формы подводного рельефа, обусловленные преимущественно мектоническими факторами (например, подводные песчаные валы, банки, участки бенча)</p>
10 и менее	<p align="center">Морфоструктуры IV порядка и ниже</p> <p>Тектонический микрорельеф; выраженные в рельефе дайки, гряды, уступы и т. д.</p>	<p align="center">Мелкие формы и группы форм рельефа</p> <p>Монадники, останцы, террасы, карстовые воронки, мелкие бугры пучения, суффозионные воронки, озы и т. д.</p>	<p>Формы микрорельефа морского дна</p>

Группа элементов морфоструктуры

делена лишь по генетическому принципу, с учетом особенностей их строения и возраста и в соответствии со структурами, составляющими их геологическую основу.

В-третьих, морфоструктуры своим генезисом всегда обязаны тектонике, независимо от того, в какой степени структуры выражены в рельефе и какова доля участия экзогенных факторов в формировании морфоструктур. Образование даже таких морфоструктур, как аккумулятивные равнины (седиментационные поверхности по Ю. А. Мещерякову), не происходит без участия геологических структур и тектонических движений.

В-четвертых, развитие того или другого комплекса морфоскульптур зависит не от размера и категории морфоструктур, а от климата и тектонических движений, определяющих характер экзогенного рельефообразования.

Согласно этим представлениям, Кура-Араксинская депрессия вместе с прилегающими равнинами и внутридепрессионными грядами и возвышенностями западной части Азербайджана и восточной части Грузии, совпадающими в структурном отношении с Куринским межгорным прогибом, рассматривается нами как морфоструктура третьего порядка. Она является частью морфоструктуры более крупного (второго) порядка — Закавказской межгорной впадины. А последняя, в свою очередь, является составной частью морфоструктуры первого порядка Кавказа*.

Куринская впадина в целом представляет собой область новейших интенсивных компенсированных опусканий, частично (в бортах) сменившихся в позднем апшероне и плейстоцене инверсионной складчатостью и умеренными и интенсивными поднятиями. Она характеризуется прямым тектоническим рельефом. Те участки депрессии, которые испытывали наиболее интенсивные и продолжительные опускания, выражены в рельефе аккумулятивными (морскими и континентальными) плоскими или слабонаклонными, местами террасированными равнинами. Районы инверсионной складчатости в рельефе образуют интенсивно и умеренно растущие антиклинальные хребты, гряды и возвышенности, осложненные разрывными нарушениями и надвигами, нередко опрокинутыми своими северными крыльями на юг, а на востоке характеризуются грязевым вулканизмом.

В периферийной прибортовой части депрессии инверсия местами выражалась сменой поднятий опусканиями и образованием наложенных морфоструктур. Местами опусканию и аккумуляции предшествовала стабилизация тектонических движений, где сумма денудационных процессов была равна интенсивности поднятий. При этом интенсивное развитие получили боковая эрозия и плоскостной смыв, в результате чего был выработан эрозионно-денудационный цоколь равнин. В дальнейшем эти участки были вовлечены в общее опускание Куринской впадины, сопровождавшееся аккумуляцией аллювиально-пролювиальных и делювиальных образований. Впоследствии эти равнины были втянуты в поднятия и подвергались эрозионному расчленению. К этим равнинам относятся Приараксинская, Нафталанская, Казанбулакская и значительная часть Гянджинской наклонной равнины. Подобный путь развития, только в более позднее время и в условиях морской абразии и аккумуляции, частично прошли равнины Юго-восточной Ширвани.

В других местах опусканию подвергались структуры, испытавшие ранее поднятия. В образовании подобных наложенных морфоструктур, сопровождающихся интенсивной аккумуляцией, большую роль играли

* Кавказ как морфоструктура первого порядка относится к геотектуре второго порядка Альпийско-Гималайского горного пояса, входящего, в свою очередь, в геотектуру первого порядка — Евразийский континентальный выступ.

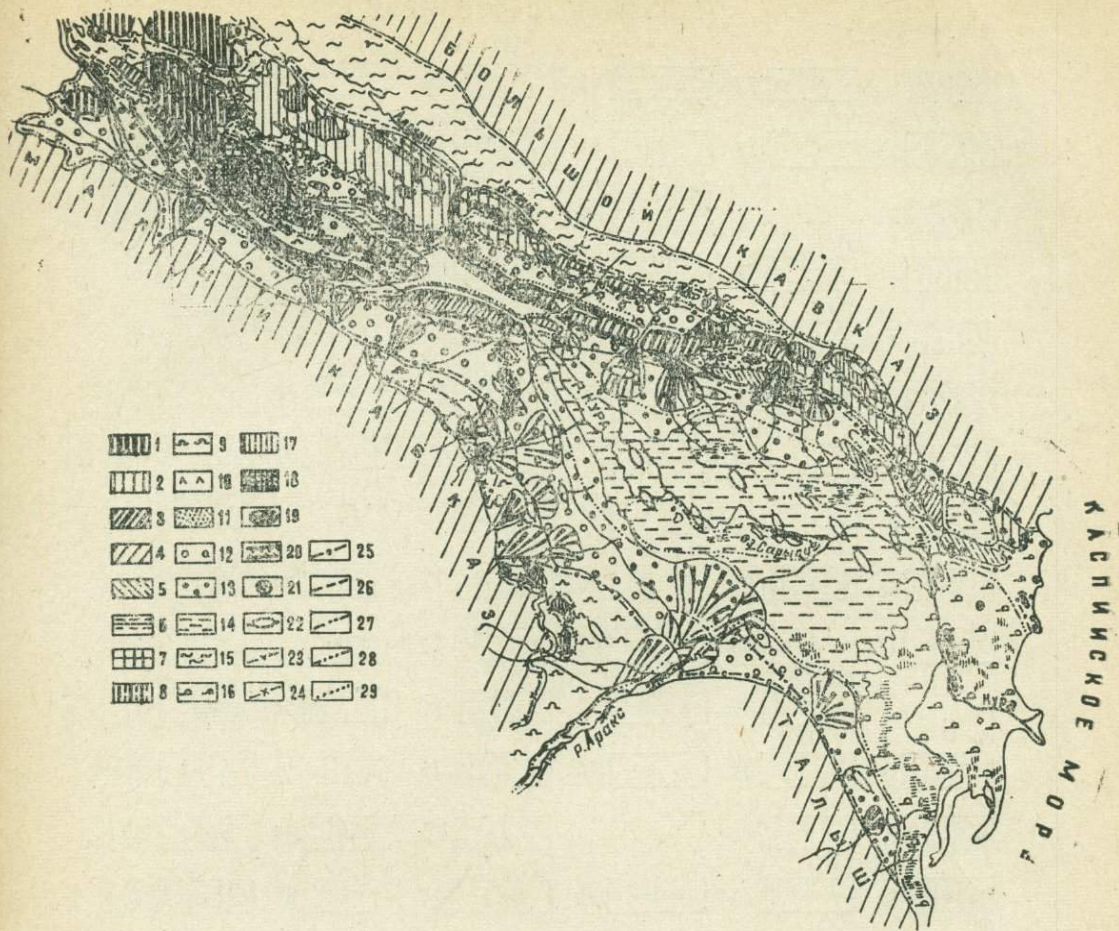


Рис. 19. Карта морфоструктур Куринской межгорной впадины (по Джейранчелю и Ю.В. Кахетии использованы материалы М. А. Мусенбова): I. Горные хребты, гряды и увалы: антиклинальные: 1 — позднеплиоценовые; 2 — позднеплиоценово-раннечетвертичные; 3 — ранне-среднечетвертичные; 4 — средне-позднечетвертичные; 5 — позднечетвертичные. II. Горные плато, частично синклинальные (С), втянутые в поднятия; 6 — позднеплиоценовые; 7 — позднеплиоценово-раннечетвертичные; 8 — ранне-среднечетвертичные. III. Межгорные котловины и равнины: поверхности древней субаэральной аккумуляции: 9 — позднеплиоценово-раннечетвертичные; 10 — ранне-среднечетвертичные; 11 — среднечетвертичные; 12 — средне-позднечетвертичные; 13 — позднечетвертичные; 14 — голоценовые; 15 — поверхности современной, унаследованной субаэральной аккумуляции; 16 — поверхности древней позднечетвертичной и голоценовой морской аккумуляции. IV. Генетические типы, формы рельефа: поверхности выравнивания: 17 — позднеплиоценовые; 18 — раннехазарские; 19 — конусы выноса; 20 — антецедентные долины; 21 — грязевые вулканы; 22 — погребенные локальные поднятия, выраженные в рельефе и рельефообразующих процессах, выявленные геоморфологическими и геолого-геофизическими методами. V. Степень тектонической активности морфоструктур: а) участки поднятий и денудаций: 23 — интенсивно растущие; 24 — умереннорастущие; 25 — слаборастущие; б) участки опускания и современной аккумуляции: 26 — интенсивно опускающиеся (относительно); унаследованные; 27 — умеренно опускающиеся, унаследованные; 28 — слабо опускающиеся, унаследованные; 29 — слабо опускающиеся (относительно).

линейно-складчатые); 9 — низкие, среднерасчлененные, складчато-моноклиальные; 10 — низкие, интенсивно расчлененные, брахискладчатые. II. Денудационно-структурные горы: а) Эрозионные: 11 — средние, интенсивно расчлененные, складчатые; 12 — низкие, среднерасчлененные, складчатые; 13 — низкие, среднерасчлененные, складчато-моноклиальные. б) Аридные: 14 — низкие, среднерасчлененные, складчато-моноклиальные. III. Денудационные и денудационно-аккумулятивные плато: 15 — интенсивно расчлененные с позднелиоценовым морским и континентальным аккумулятивным покровом; 16 — среднерасчлененные с ниже- и среднечетвертичным континентальным аккумулятивным покровом.

Б. Области относительных опусканий и аккумуляций: I. Внутригорные котловины: 17 — синклиальные, слаборасчлененные, со слабой современной аккумуляцией, террасированные; 18 — структурно-эрозионные, слаборасчлененные, с умеренной современной аккумуляцией, по бортам террасированные; 19 — структурно-эрозионные, среднерасчлененные, со слабой современной русловой аккумуляцией, врезанными террасами; 20 — структурно-эрозионные, слаборасчлененные, террасированные; 21 — структурные (наложенные) среднерасчлененные с интенсивной аккумуляцией в наиболее прогнутах части и врезанными террасами; 22 — эрозионные, слаборасчлененные, террасированные; 23 — эрозионно-денудационные, интенсивно расчлененные. II. Внутригорные равнины: а) Аллювиальные: 24 — наклонные, интенсивно расчлененные; 25 — слаборасчлененные, террасированные; 26 — выпуклые, слаборасчлененные; 27 — плоские, нерасчлененные. б) Аллювиально-пролювиальные: 28 — слабонаклонные, нерасчлененные; 29 — выпуклые, слаборасчлененные; 30 — выпуклые, нерасчлененные. в) Пролувиально-делювиальные: 31 — наклонные, слаборасчлененные; 32 — холмисто-грядовые, слаборасчлененные; 33 — плоские, нерасчлененные. г) Солончаковые: 34 — плоскозападные, нерасчлененные.

В. Области преобладающих опусканий и аккумуляций: I. Денудационно-аккумулятивные равнины: а) Флювиогляциально-аллювиальные: 35 — наклонные, среднерасчлененные. б) Аллювиально-пролювиальные: 36 — холмисто-грядовые, среднерасчлененные. в) Пролувиально-делювиальные: 37 — холмисто-грядовые, среднерасчлененные. г) Морские: 38 — слаборасчлененные, террасированные; 39 — плоские, нерасчлененные. д) Солончаково-дефляционные: 40 — бугристо-западные. II. Аккумулятивные равнины: а) Аллювиальные: 41 — слабонаклонные, нерасчлененные; 42 — плоские, слаборасчлененные; 43 — плоские, нерасчлененные; 44 — плоские, террасированные, местами заболоченные. б) Аллювиально-пролювиальные: 45 — наклонные, среднерасчлененные; 46 — наклонные, слаборасчлененные. в) Пролувиально-делювиальные: 47 — наклонные, слаборасчлененные. г) Аллювиально-дельтовые: 48 — плоские, слаборасчлененные; 49 — плоские, длинные, нерасчлененные. е) Лагуно-солончаковые: 51 — бугристо-западные. 52 — плоские, нерасчлененные. ж) Морские дельтовые: 53 — плоские, нерасчлененные. з) Морские, лагуно-островные: 54 — плоские, нерасчлененные.

Г. Формы рельефа и их комплексы: I. Тектонические (структурные): 55 — антиклинальные хребты, гряды и увалы; 56 — моноклиальные хребты, гряды и гребни; 57 — синклиальные плато и вершины; 58 — разломы и разрывы; 59 — флексурообразные уступы; 60 — antecedentные и консеквентные долины; 61 — террасы деформированные: а) приподнятые, б) прогнутые; 62 — тектонические прерванные долины; 63 — погребенные поднятия. II. Петроморфные: 64 — отпрепарированные (откопанные) древние вулканы и лакколиты. III. Структурно-денудационные: 65 — котловины IV. Грязевулканические: 66 — конусовидные вулканы. V. Водно-эрозионные и аккумулятивные: 67 — древние русла и протоки; 68 — прирусловые валы и гривы; 69 — овраги; 70 — балки; 71 — место, направление и время речных перехватов; 72 — древние долины; 73 — каньоны; 74 — межконусные понижения; 75 — плоские, заболоченные понижения. Конусы выноса: 76 — верхнелиоценовые (апшеронские), интенсивно расчлененные; 77 — верхнелиоценово-нижнечетвертичные, среднерасчлененные; 18 — ниже- и среднечетвертичные, слаборасчлененные; 79 — формирующиеся, частично унаследованные, нерасчлененные или слаборасчлененные; 80 — позднелиоценовые (апшеронские), интенсивно расчлененные, связанные с древней гидросетью; 81 — суб-аэральные дельты; 82 — современная дельта Куры; 83 — пролювиально-делювиальные суглинистые шлейфы. Террасы речные: 84 — раннечетвертичные; 85 — среднечетвертичные; 86 — позднечетвертичные. Поверхности выравнивания: 87 — позднелиоценовые, эрозионно-денудационные. 88 — уступы в твердых породах; 89 — уступы в рыхлых породах; 90 — останцы; 91 — котловины. VI. Аридно-денудационные: 92 — бедленд; 93 — глинистый карст. VII. Аридно-солончаковые: 94 — солончаковые депрессии и понижения. VIII. Лагуно-солончаковые: 95 — плоские впадины и понижения. IX. Эоловые: 96 — дюны; 97 — бугристые пески. X. Гравитационные: 98 — оползни: а) современные, б) древние; 99 — глыбовые осыпи. XI. Абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные: 100 — уступы (клифы) древние; 101 — уступы (клифы) современные; 102 — пляжи. Береговые валы: 103 — Поздненовокаспийские (—25 —26 м); 104 — современные (до 1929 г.). Террасы морские: 105 — среднечетвертичные; 106 — позднечетвертичные. Береговые линии, древние: 107 — раннечетвертичные (240 м); 108 — среднечетвертичные (140—160 м); 109 — среднечетвертичные (120 м); 110 — среднечетвертичные (90—110 м); 111 — позднечетвертичные (40—50 м); 112 — позднечетвертичные (0 м); 113 — новокаспийские (—20 —22 м). XII. Прочие: 114 — оросительные каналы и коллекторы; 115 — новейшие прорывы петли меандров (Е — естественные, И — искусственные); 116 — ахмазы (старичи); 117 — искусственные дамбы и земляные плотины; 118 — водохранилища; 119 — курганы (в числе — количество курганов, в знаменателе — относительные высоты); 120 — возраст рельефа; 121 — направление стока древних русел.

морфоструктурного районирования Кура-Араксинской депрессии и положение ее в морфоструктуре Кавказа

Порядок морфоструктур						
первый	второй	третий	четвертый	пятый	шестой	седьмой
1	2	3	4	5	6	7
Кавказские позднеальпийские складчатоглыбовые горы, возникшие на месте раннеальпийской геосинклинали*	Закавказская межгорная впадина, возникшая с палеогена на месте среднего массива	Кура-Араксинская депрессия, возникшая с олигоцена на месте среднего массива	1. Алазано-Агричайская долина (наложенная синклиналь), возникшая в плиоцен-плейстоцене на месте олигоцен-миоценовых поднятий 2. Иорско-Аджиноурские складчатые низкорья, возникшие в плиоцен-плейстоцене на месте олигоцен-миоценовых опусканий	1. Аджиноурские складчатые низкорья, возникшие в плейстоцене на месте плиоценовых опусканий	1. Дашюз-Амирванский хребет, возникший в позднем алшероне и раннем плейстоцене 2. Синклинальная долина Сарыджа, возникшая в среднем плейстоцене 3. Кудбарекдагская антиклинальная гряда, возникшая в раннем и среднем плейстоцене 4. Камыкэинский моноклиальный хребет, возникший в плейстоцене 5. Аджиноур-Арешская синклинальная котловина, возникшая в среднем плейстоцене	

1	2	3	4	5	6	7
					<p>6. Рзадаг-Хошавентский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p> <p>7. Кюрдмашинская синклиальная долина, возникшая в среднем и позднем плейстоцене</p> <p>8. Бурнувулдагский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p> <p>9. Коджашен-Геокчайский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p> <p>10. Мингечаур-Ханабадская и Караязи-Кюлюлинская синклиальные долины, возникшие в среднем и позднем плейстоцене</p> <p>11. Боздаг-Караджинский антиклинальный хребет, возникший в среднем и позднем плейстоцене</p>	<p>1. Мингечаур-Ханабадская синклиальная долина, возникшая в среднем плейстоцене</p> <p>2. Караязи-Кюлюлинская синклиальная долина, возникшая в позднем плейстоцене</p> <p>1. Караджинский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p> <p>2. Карамарьямский увал, возникший в позднем плейстоцене</p>

1	2	3	4	5	6	7
				<p>2. Ленгебиз-Алятские складчатые низкорья, возникшие в позднем плиоцене и плейстоцене на месте плиоценовых опусканий</p>	<p>1. Ингарский антиклинальный хребет, возникший в конце позднего плиоцена и раннем плейстоцене</p> <p>2. Ленгебизский моноклиальный хребет, возникший в позднем апшероне и раннем плейстоцене</p> <p>3. Каламадин-Хараминский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p>	<p>1. Каламадинский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p> <p>2. Б. Хараминский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p> <p>3. М. Хараминский антиклинальный хребет, возникший в среднем плейстоцене</p>
			<p>3. Предмалокавказская наклонная равнина, возникшая в позднем плиоцене и плейстоцене на месте Предмалокавказского передового прогиба</p>	<p>1. Казанбулак-Нафтанская денудационно-аккумулятивная (флювиогляциальная) равнина, возникшая в позднем плиоцене</p>	<p>4. Алятская антиклинальная гряда, возникшая в позднем апшероне и плейстоцене</p> <p>5. Навагинская синклинальная котловина, возникшая в плейстоцене</p>	

1	2	3	4	5	6	7
				<p>2. Карабахская аккумулятивная (аллювиально-пролювиальная) равнина, возникшая в раннем и среднем плейстоцене</p> <p>3. Мильская денудационно - аккумулятивная (пролювиально - делювиальная, частично аллювиальная) равнина, возникшая в раннем и среднем плейстоцене.</p> <p>4. Приараксинская денудационно-аккумулятивная, пролювиально-делювиальная равнина, возникшая в позднем плиоцене и раннем плейстоцене</p> <p>5. Приталышская денудационно - аккумулятивная, пролювиально-делювиальная равнина, возникшая в среднем и позднем плейстоцене</p>		
			<p>4. Кура-Араксинская низменность, возникшая в среднем, позднем плейстоцене и голоцене</p>	<p>1. Прикуринская аккумулятивная, аллювиально-озерно-старичная равнина, возникшая в позднем плейстоцене и голоцене</p>		

1	2	3	4	5	6	7
				<p>2. Ширванская аккумулятивная равнина, возникшая в среднем и позднем плейстоцене</p> <p>3. Ширванская денудационно - аккумулятивная, аллювиально - морская равнина (Юго-восточная Ширвань), возникшая в позднем плейстоцене и голоцене</p> <p>4. Сальянская аккумулятивная, аллювиально-морская равнина, возникшая в голоцене</p> <p>5. Муганская аккумулятивная, аллювиальная равнина, возникшая в позднем плейстоцене и голоцене</p> <p>6. Ленкоранская денудационно - аккумулятивная, аллювиально-морская равнина, возникшая в позднем плейстоцене и голоцене</p>		

* Кавказ как морфоструктура первого порядка входит в геотектуру второго порядка—Альпийско-Гималайские позднеальпийские складчатые и складчато-глыбовые горы, возникшие на месте раннеальпийской геосинклинали Тетис, входящие, в свою очередь, в геотектуру первого порядка—Евразийский континентальный выступ,

крупные региональные тектонические разрывы. К ним относятся Алазано-Агричайская долина, Навагинская синклиальная котловина и Нижне-араксинская депрессия, которые развиваются в этом направлении и в современную эпоху. Подобная пространственная дифференциация новейших тектонических движений создала морфоструктуры различного генетического порядка и морфологического строения, что подтверждается совпадением основных морфоструктур с выделенными неотектоническими зонами. Это наряду с другими факторами (возраст рельефа, степень выраженности геологического строения в рельефе, расчлененность и характер аккумулятивного покрова и т. д.) послужило основанием произвести морфоструктурное районирование (табл. 10).

В Кура-Араксинской депрессии и прилегающей с запада средне-куринской части Куринской впадины выделяются следующие морфоструктуры четвертого порядка: Алазано-Агричайская долина, Иорско-Аджиноурские складчатые низкогорья, Предмалокавказская наклонная равнина и Кура-Араксинская низменность (рис. 19). Рельеф западной части Иорско-Аджиноурских низкогорий и Предмалокавказской равнины описан в работах М. А. Мусейбова (1963), М. А. Мусейбова и А. В. Мамедова (1961), М. Д. Гаврилова (1962), Б. А. Антонова (1963) и А. В. Мамедова (1968), поэтому ограничимся характеристикой указанных морфоструктур в пределах Кура-Араксинской депрессии и ее прибортовых зон.

Алазано-Агричайская долина

Алазано-Агричайская долина простирается на расстоянии около 300 км при ширине от 10—12 до 36 км и замыкается, не доходя до р. Гирдыманчай. Дно долины представляет собой наклонную к югу и юго-западу аллювиально-пролювиальную равнину. Поверхность ее сложена верхнечетвертичными и голоценовыми галечниковыми образованиями. Эти галечниковые накопления морфологически образуют классически выраженные в современном рельефе долины, конусы выноса рек южного склона Б. Кавказа. Ими перекрыты конусы более древней генерации четвертичного периода (Аж. Алиев, 1960; Н. Ш. Ширинов, 1961). Конусы выноса фестонобразно окаймляют северный борт Алазано-Агричайской долины и играют доминирующую роль в строении ее рельефа.

Конусы выноса, чередуясь с межконусными понижениями, придают поверхности равнины волнистый характер. Разность высот поверхностей конусов выноса и межконусных понижений нередко превышает 100 м. В направлении к периферийной части конусов выноса уклон поверхности равнины постепенно уменьшается, изменяется гранулометрический состав галечниковых отложений в сторону уменьшения размеров галек и смены их песчано-суглинистыми образованиями. Количество и размеры микроформ рельефа конусов выноса в этом направлении убывают и поверхность равнины сглаживается. Исключение составляют эрозионные формы, густота и глубина вреза, которые увеличиваются в направлении периферийной части конусов выноса. Это объясняется высвобождением рек от значительной части аллювия, который аккумулируется в привершинной части конусов, и усилением их эрозионной способности, увеличением стока за счет выходов на поверхность грунтовых вод, а также близостью местного базиса эрозии и усилением регрессивной эрозии. В пределах межконусных понижений накапливаются преимущественно глинистые и суглинистые образования. Это (местами при вогнутом и почти замкнутом характере поверхности) приводит к заболачиванию межконусных понижений.

Алазано-Агричайская долина в структурном отношении соответствует одноименному наложенному прогибу, образовавшемуся вдоль древнего глубинного разлома, который в течение всего мезо-кайнозоя являлся зоной сочленения двух крупнейших геоструктурных элементов — геосинклинали южного склона Б. Кавказа и Закавказского срединного массива (В. Е. Хаин, 1950).

Начиная с олигоцена, когда завершилась инверсия в строении крупных тектонических элементов Кавказского перешейка, эта зона была вовлечена в область поднятия Б. Кавказа. Южнее ее простирался Ширакско-Аджиноурский прогиб—зона максимального прогибания, образовавшаяся на месте Закавказского срединного массива Куринской впадины.

В плиоцене, на месте Ширакско-Аджиноурского прогиба начинают развиваться инверсионные складчатые движения, которые продолжают развиваться до среднего плейстоцена включительно, в результате чего возникают Иорско-Аджиноурские складчатые низгорья. Одновременно с этими складчатыми низкогорьями формируется и Алазано-Агричайский прогиб, наложенный наискось на различные структуры южного склона Б. Кавказа. В своей западной части прогиб наложен на структуры Чиауро-Дибрарского синклинория, почему он и имеет здесь максимальную ширину. Далее к востоку прогиб наложен на структуры Кахетинского, Нухинского и Вандамского антиклинориев, до этого испытывавших интенсивные поднятия.

Заложение Алазано-Агричайской долины началось в западной части, еще в среднем плиоцене, когда она представляла собой северную краевую зону Ширакско-Аджиноурского прогиба. Об этом свидетельствует отсутствие отложений среднего плиоцена в Кахетино-Ширакской зоне, а также в пределах Чатминского поднятия, где интенсивно проявлялась предакчагыльская складчатость.

Развитие и формирование Алазано-Агричайской долины шло в восточном направлении, согласно с формированием Кахетино-Дашюзской зоны поднятий, краевой (северной) зоны Иорско-Аджиноурских низкогорий и завершилось на востоке в междуречье Геокчая и Гирдыманчая, в среднем плейстоцене. В междуречье Гирдыманчая и Ахсу, в пределах Гюрдживанского плато Алазано-Агричайская долина морфологически затушевывается и не находит своего отражения по молодым (четвертичным) отложениям. Не исключена возможность, что она перекрыта надвиганием массы с севера (Баскальский покров). Восточнее долины р. Ахсу в современном рельефе довольно отчетливо прослеживается Дзогалавайский наложенный прогиб, который, по-видимому, служит восточным продолжением Алазано-Агричайского прогиба.

В связи с обособлением Алазано-Агричайской долины возникли продольные речные системы Алазани (на западе) и Агричая (Алазанской и Геокчайской на востоке), которые собирают сток рек южного склона и являются базисом эрозии последних. Исключение в этом составляют отдельные речные системы (Алинджачай, Турианчай, Геокчай), которые несут свои воды, минуя продольные речные системы и пересекая Аджиноурские низкогорья, непосредственно в Куру*.

Алазано-Агричайская долина в течение всего плейстоцена испытывала интенсивное тектоническое опускание, величина которого достигала 700—800 (в центральной части прогиба, южнее гор Закаталы) и 200—300 м (в западной и восточной периферийных частях). Опускание было настолько интенсивным, что оно компенсировалось накоплением колоссального количества глубообломочного материала, выносимого

* До недавнего выпрямления русел этих рек (за исключением Алинджачая) связь их с Куруй осуществлялась через системы контактных депрессий Карасу.

реками из интенсивно растущего горного сооружения Б. Кавказа, где реки обладают большой эрозионной деятельностью.

Таким образом, на месте интенсивных некомпенсированных тектонических опусканий в рельефе образовалась огромная внутриворонья котловина. Глубина ее по отношению водораздельной линии Кахетино-Дашюзской зоны поднятий достигает 300—500 м и больше. Однако погружения Алазано-Агричайской долины следует считать относительными, особенно после формирования Аджинурских низкогорий, поскольку она уже втянута вместе с Иорско-Аджинурской зоной новейших поднятий в общее воздымание Б. Кавказа.

В поперечном профиле Алазано-Агричайская долина имеет резко выраженное асимметричное строение. Северный борт ее пологий и длинный, а южный — крутой и короткий. Этим и обусловлено прижатие продольных речных систем прогиба к южному борту. Асимметричность несколько сглаживается в самой западной части долины, что связано с большими высотами Кахетино-Дашюзской зоны поднятий на этом участке (Циви-Гамборский хребет), обеспечивающими большой снос грубообломочного материала в Алазано-Агричайскую долину.

Асимметричность строения Алазано-Агричайской долины в целом обусловлена не столько интенсивным тектоническим поднятием северного борта прогиба (за четвертичный период Кахетино-Дашюзская зона воздымалась примерно на столько же, на сколько и южные склоны Б. Кавказа), сколько большим количеством грубообломочного материала, вынесенного с Б. Кавказа. Этот аллювиально-пролювиальный материал образует мощные конусы выноса, интенсивный рост которых играет ведущую роль в миграции продольной речной системы в южном направлении. Таким образом, тектонические опускания прогиба в полосе северного борта оказались более компенсированными, чем в полосе южного борта.

Расширение Алазано-Агричайской долины в современную эпоху в северном направлении, на что указывают проникновение вершин конусов выноса и распространение зоны накопления аллювия вдоль русла рек в глубь гор, подтверждает высказанные ранее предположения о причине асимметричности прогиба. К востоку от меридионального отрезка долины р. Алазани описываемый прогиб со стороны Дашюзского поднятия питается лишь небольшим количеством делювиального и пролювиального материала. Выше было отмечено, что образование Алазано-Агричайской долины началось еще в плиоцене. Однако следует отметить, что в плиоцене она прогибалась менее интенсивно, чем в плейстоцене.

Довольно интересно то обстоятельство, что изоаназы, указывающие величину опускания в 200 м и больше для плейстоцена и 400 м и более для позднего плиоцена и плейстоцена, образуют в восточной части долины обособленный замкнутый прогиб. Это говорит о том, что по глубоко залегающим слоям Алазано-Агричайская долина разделяется на два различных по величине прогиба — больший западный и меньший восточный. Причиной этого является, по-видимому, наличие поперечного глубинного поднятия в недрах Б. Кавказа в междуречье Кишкая и Фильфиличая, отмеченного Э. Ш. Шихалибейли (1956). Не исключена возможность, что южное продолжение этого поперечного поднятия на глубине простирается также в пределах Алазано-Агричайской долины и Аджинурских низкогорий.

На основании локального усиления глубины вреза рек и увеличения густоты овражной и балочной сети Б. А. Будагов (1967) в районе сс. Варданлы и Кыпчаг выделяет два погребенных локальных поднятия. По данным анализа изменения гидрографической сети погребенное поднятие выделяется и нами в западной части прогиба, к северу от гор. Гурджаани и с. Карагач. Указанные поднятия вовлечены в общее прогибание и обусловлены опускающимися блоками Кахетинского. Ну-

хинского и Вандамского поднятий. Выраженность этих погребенных блоков в рельефе равнины Алазано-Агричайской долины, по-видимому, связана с относительным их поднятием на фоне общего опускания прогиба.

Выше было сказано о некоторых морфометрических особенностях западной части Алазано-Агричайской долины, которые отличают ее от восточной*. Для полноты отметим, что западная часть долины характеризуется наиболее низкими гипсометрическими отметками и наибольшей шириной. Последние оказывают существенное влияние на морфологию и размеры конусов выносов. Западная часть долины по занимаемой площади почти в пять раз больше восточной. Довольно существенные различия между указанными частями наблюдаются также в интенсивности новейших и современных тектонических движений. Западная часть долины в современную эпоху характеризуется интенсивными (относительными) унаследованными опусканиями, тогда как в восточной части долины эти же движения носят умеренный характер. Указанными различиями в неотектонике были обусловлены и морфометрические особенности каждой части долины. Однако следует отметить, что перечисленные выше различия не являются достаточными для того, чтобы внутри Алазано-Агричайской долины выделить морфоструктуры более низкого порядка. По генезису, основным морфологическим особенностям и основным признакам выраженности тектоники в рельефе Алазано-Агричайская долина представляет собой единую и целую морфоструктуру.

Иорско-Аджиноурские складчатые низкогорья

Иорско-Аджиноурские складчатые низкогорья занимают центральное положение в Куринской межгорной впадине. Низкогорья клином вдаются далеко на восток, в пределы Нижнекуринской впадины, охватывая все Аджиноурские низкогорья и Ингарско-Ленгебизский хребет. С юга низкогорья ограничены Караязи-Евлахским прогибом (на западе) и Нижнекуринской впадиной (на востоке), а с севера — Алазано-Агричайским наложенным прогибом и его восточным продолжением. Низкогорья характеризуются довольно сложным морфоструктурным планом, своеобразной историей геолого-тектонического развития и большой дифференциацией новейших тектонических движений.

По мнению Е. Е. Милановского (1968), среднекуринский сегмент Закавказской межгорной депрессии по характеру и особенностям геологического развития резко отличается от остальной части депрессии. Эти отличия заключаются в том, что для Рионской, Картлинской и отчасти Нижнекуринской впадины характерно наличие периферических зон, которые в раннеорогенной стадии по отношению к срединным частям этих впадин играли роль краевых прогибов. В позднеорогенную эпоху эти краевые прогибы подвергались инверсионным складчатым движениям и слабым поднятиям, причленяясь впоследствии к смежным горным сооружениям. Срединные зоны этих впадин, наоборот, в раннеорогенную эпоху испытывали относительные или даже слабые абсолютные поднятия и лишь в позднеорогенной стадии становились зонами интенсивных опусканий. Складчатые движения позднеорогенной стадии сперва охватывали прибортовые зоны, а затем центральные, где они проявлялись значительно слабее.

Совершенно противоположная картина наблюдается на Среднекуринской впадине. Здесь срединная зона, наоборот, испытывала чрезвы-

* Граница между западной и восточной частями долины проводится нами условно по меридиану гор. Шеки.

чайно длительное и глубокое погружение в течение всего орогенного этапа с общей амплитудой порядка 13—15 км, в том числе 4—6 км за позднеорогенную стадию. В отдельные фазы позднеорогенной стадии местами срединная зона была затронута слабой складчатостью, а в конце стадии происходила полная инверсия тектонического строения и усиления складчатых движений. Краевые зоны, наоборот, в раннеорогенной стадии и в значительной части в позднеорогенную были несколько приподняты, а в самом конце последней вовлечены в погружение.

Как видно из вышеизложенного, по истории геологического развития среднекуринский сегмент Куринской впадины напоминает геосинклинальный прогиб, запоздавший в своем развитии по сравнению с геосинклинальными прогибами Б. и М. Кавказа. От последних, он отличается лишь временем своего образования и развития. Так, если полное замыкание геосинклинальных прогибов Б. и М. Кавказа произошло в палеогене, то «замыкание» и инверсия Среднекуринской геосинклинали начались лишь в позднеорогенной стадии и продолжают в современную эпоху. Однако по характеру формаций олигоценых, неогеновых и четвертичных отложений, заполнивших прогиб и представленных нижними и преимущественно верхними молассаи, среднекуринский сегмент носит характерные черты межгорных прогибов. Подобная, весьма сложная история тектонического развития территории не смогла не сказаться на формировании ее рельефа и главных особенностей его морфоструктур.

Как вытекает из приведенных данных, современный рельеф Иорско-Аджиноурских низкогорий со всеми своими деталями является продуктом новейших тектонических движений, особенно интенсивно проявившихся в конце плиоцена и в плейстоцене. Эти движения, как нигде, в Куринской межгорной впадине сопровождалась интенсивной складчатостью и разрывными нарушениями вплоть до образования крупных надвигов и тектонических покровов, а местами — слабым грязевым вулканизмом.

Иорско-Аджиноурские низкогорья сложены комплексом морских и континентальных отложений олигоцен-плейстоценового возраста представленных в низах глинами, содержащими прослойки песков (майкопская свита). Стратиграфически выше в разрезе появляются песчаники, конгломераты и другие глубообломочные образования (верхний миоцен, нижний, средний плиоцен), количество которых увеличивается в северо-западном направлении, в сторону Кахетинского поднятия. Широко развиты здесь верхнеплиоценовые отложения (за исключением Чатминского антиклинория), представленные суглинками, песками, галечниками и конгломератами (Алазанская серия). Примерно в такой же фации развиты четвертичные отложения, занимающие юго-восточную полосу низкогорий. Вдоль Кахетино-Дашюзской шовной зоны в виде отдельных «островков» обнажаются юрские отложения, литологически представленные брекчиевидными органогенными известняками.

Весь комплекс указанных отложений (особенно неоген-четвертичных) Иорско-Аджиноурских низкогорий сильно дислоцирован и собран в линейно-вытянутые брахискладки общекавказского простирания и и разорван тектоническими нарушениями; местами своды или северные крылья складок опрокинуты на юг и образуют чешуйчатые структуры и тектонические покровы. Последние особенно характерны для между-речья Куры и Иори.

Тектоническая инверсия и формирование складчатых низкогорий шли от центра — Чатминского антиклинория, в южном и северном направлениях для западной части и от севера к югу для восточной (Аджиноурской) части низкогорий. В пределах среднекуринского сегмента Куринской впадины складчатость местами начала проявляться еще в олигоцене и раннем миоцене. В последующем, развиваясь в

позднем миоцене и среднем плиоцене, она достигала максимума в позднем плиоцене и плейстоцене. К востоку от меридионального отрезка долины р. Алазани складчатость проявилась лишь в позднем плиоцене и плейстоцене. Основными элементами рельефа низкогорий являются параллельно вытянутые в субширотном направлении, резко асимметричные низкие гряды и хребты, отвечающие узким, сильно сжатым и часто опрокинутым на юг и юго-запад антиклинальным поднятиям. Между ними прослеживаются синклинальные плато, равнины и котловины.

Благодаря различному характеру проявления (как по времени, так и по интенсивности) новейших тектонических движений, литофациальных особенностей отложений, обнажающихся на поверхности, а также характеру климатических условий, в Иорско-Аджиноурских низкогорьях обособились отдельные морфоструктуры (пятого порядка) с кристичными им морфоскульптурными элементами рельефа*.

Аджиноурские складчатые низкогорья состоят из ряда вытянутых в субширотном направлении антиклинальных хребтов и гряд и разделяющих их синклинальных долин и котловин. Низкогорья характеризуются молодым и прямым тектоническим рельефом, где нашли свое отражение все детали тектоники (рис. 20). Почти все морфоструктурные элементы низкогорий сложены песчано-суглинисто-галечниковыми образованиями плиоцена и нижнего плейстоцена. При этом в строении положительных микроформ рельефа, а также ступеней южных склонов гряд большую роль играют пласты конгломератов, галечников и песчаников.

Аджиноурские низкогорья как положительная морфоструктура Иорско-Аджиноурских складчатых низкогорий сформировались в результате интенсивных инверсионных складчатых движений и поднятий в плейстоцене на месте глубокого прогиба, где амплитуда только позднелиоценовых опусканий достигала 2000 м.

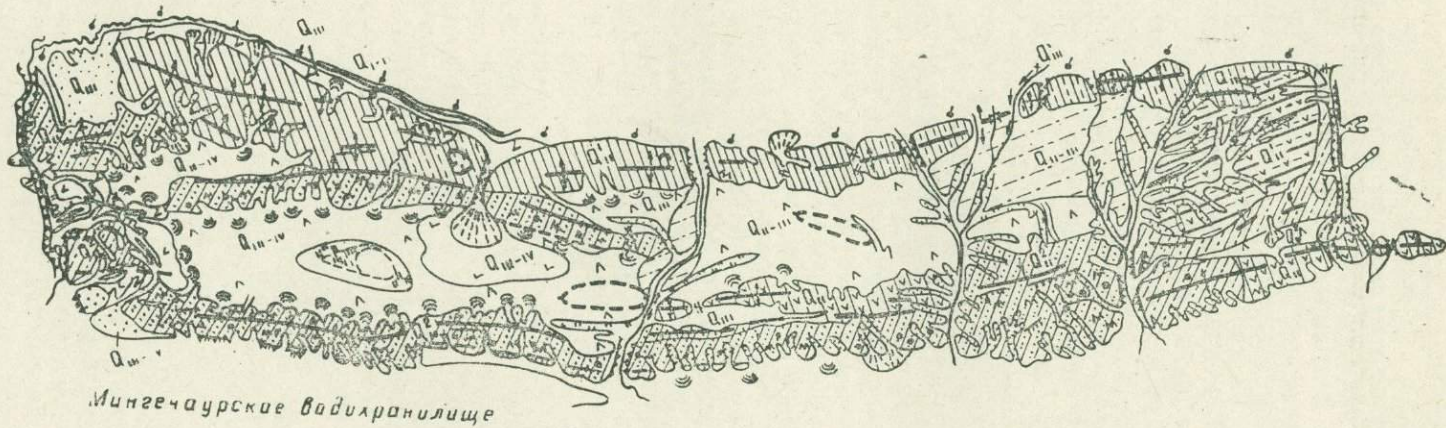
Формирование низкогорий началось в виде отдельных невысоких возвышенностей и гряд в крайней западной части более северного звена низкогорий — Дашюзского хребта, еще в позднем плиоцене и раннем плейстоцене. Образование морфоструктурных элементов рельефа наиболее южных звеньев (Боздаг-Караджа, Карамарьям), которые в отличие от других звеньев низкогорий не образуют сплошной гряды, происходило в позднем плейстоцене и еще не завершилось в современную эпоху. Промежуточные звенья низкогорий (Кудбарекдаг — Камыкаинская, Рзадаг-Хошавентская и Коджашен-Геокчайская) формировались в среднем плейстоцене.

Образованию Аджиноурских низкогорий предшествовало формирование на их месте предгорной наклонной аллювиально-пролювиальной равнины, где наращивали свои конусы выноса реки южного склона. В современном рельефе низкогорий прослеживаются конусы выноса (литологически) и покинутые antecedентные долины этих рек.

Antecedентные долины Аджиноурских низкогорий сопровождаются серией эрозионных и цокольных террас, испытавших деформацию в соответствии с поднятием антиклинальных хребтов и гряд, которые они пересекают. Эти террасы особенно хорошо прослеживаются в долине р. Алиджанчай, где они наблюдаются на высотах 0,5—1,5—8, 10, 15—18, 22, 29—30, 35—40, 49—77, 104—105, 118—121, 140, и 148—160 м. Террасы формировались и хорошо сохранились на тех участках долин, где ритмичность четвертичных тектонических движений проявлялась лучше и поднятия носили относительно умеренный характер.

Граница низкогорий со смежной с севера Алазано-Агричайской долиной проходит вдоль восточного продолжения Кахетино-Дашюзской

* Здесь мы остановимся на характеристике той части Иорско-Аджиноурских низкогорий, которая входит в пределы Кура-Араксинской депрессии.



Мингечаурские вадхранилище

Рис. 20. Карта-схема геоморфологического строения Аджиноурских низкогорий.

шовной зоны (Е. Е. Милановский, 1968). Морфологическим выражением этой зоны в рельефе является наличие крутого уступа на северном склоне Дашюз-Амирванского хребта, обращенного в сторону Алазано-Агричайской долины. Вдоль этой шовной зоны в западной части хребта, внутри ареала распространения верхнеплиоценовых галечниковых образований, прослеживаются выходы верхнеюрских известняков, образующих на фоне относительно мягкого рельефа резко выраженные утесы (Бюргут, Чургат) и гряды (Дашбулак). Местами вдоль этого разрыва наблюдаются выходы подземных вод и оползни, которые в настоящее время находятся в стадии затухания.

Для хребтов и гряд Аджиноурских низкогорий характерна асимметричность строения. Северные склоны отличаются пологим падением и плавно переходят в смежные синклинальные котловины и долины. Южные склоны очень крутые, а местами отвесной стеной опускаются к соседним с юга синклинальным котловинам и равнинам. Благодаря большой крутизне южных склонов, хребты и гряды Аджиноурских низкогорий очень резко выделяются в рельефе на фоне синклинальной Аджиноур-Арешской внутригорной равнины и Ширванской низменности. Исключение составляет лишь Дашюз-Амирванский хребет, имеющий относительно симметричные склоны. Местами северные склоны круче, чем южные, что объясняется его крайним положением, соседством с Алазано-Агричайским прогибом и наличием тектонического разрыва вдоль контакта этих структур, о чем говорилось выше.

Асимметричность в строении морфоструктур Аджиноурских низкогорий обусловлена наличием здесь серии тектонических разрывов, по которым северные крылья антиклинальных структур, образующих в рельефе хребты и гряды, надвинуты на южные крылья, а местами даже на соседние с юга синклинальные долины. Следует отметить, что асимметричность хребтов и гряд усиливается в южном направлении, в сторону оси максимального прогибания Куринской впадины. Это говорит о том, что интенсивность прогибания впадины в период формирования Аджиноурских низкогорий в значительной степени превышала интенсивность поднятия хребтов и гряд низкогорий, абсолютные высоты которых колеблются в среднем в пределах 400—800 м. Максимальные высоты приурочены к более северным звеньям хребтов и гряд — к Дашюз-Амирванскому хребту. В южном направлении наблюдается постепенное уменьшение абсолютных высот хребтов. Кроме того, отмечается постепенное увеличение высот низкогорий в восточном направлении. Наиболее высокая их точка (Бурнувулдаг — 1100 м) расположена в междуречье Девебатанчая и Гирдвманчая.

Синклинальные долины и котловины расположены на высотах 120 (Аджиноурская котловина), 350—400 (Турутская и Арешская равнины) и 240—260 м (равнина Сарыджа).

В приводораздельных участках отдельных хребтов и гряд на очень ограниченных пространствах на высоте 400 и 600 м встречаются выравненные площадки морфологически напоминающие поверхности выравнивания. В действительности они являются реликтами первичной поверхности, фрагментами предгорных аллювиально-пролювиальных равнин, ранее расположенных на месте низкогорий, а затем приподнятых и не затронутых последующими эрозионно-денудационными процессами (М. Д. Гаврилов, 1962).

Синклинальные долины и котловины, разделяющие антиклинальные хребты и гряды низкогорий, резко отличаются друг от друга по конфигурации, занимаемой площади и морфологической выраженности. Подобное различие обусловлено характером тектонического строения, простираем тектонических разрывов, а также характером и интенсивностью проявления новейших тектонических движений. Наиболее крупная среди них и хорошо выраженная в рельефе — Аджиноур-Арешская котловина шириной 15 км, которая начинается на западе с левого

берега долины р. Алазани и замыкается на востоке, не доходя до долины р. Девебатанчай. Она служит восточным структурным продолжением Мирзаанского прогиба. Западная часть котловины в районе оз. Аджиноур и в современную эпоху является областью относительных прогибов и некомпенсированного осадконакопления.

Наиболее широко развиты эрозионные формы рельефа низкого-рий — долины, овраги и балки. Глубина эрозионного вреза по основным долинам достигает 300—450 м на Дашюз-Амирванском хребте, 250—500 м на Коджашен-Геокчайском хребте и 65—170 м в пределах Аджиноур-Арешской котловины. В наиболее приподнятой части низкогорий, в междуречье Девебатанчай и Гирдыманчай глубина эрозионного вреза достигает больших величин — 600—700 м.

На южном склоне Дашюз-Амирванского хребта и северных склонах южных гряд, на северном склоне Бурнувулдагского хребта, а также на Ивансовском плато (восточная и наиболее приподнятая часть Аджиноур-Арешской котловины) развита балочная, а на южных склонах южных гряд овражная сеть. На южных склонах Коджашен-Геокчайского, Камыкаинского, Кудбарекдагского, Боздаг-Караджинского хребтов и Карамарьямского увала, особенно на тех местах, где их пересекают antecedентные долины рр. Алазани, Алиджанчай, Турианчай, Геокчай и Девебатанчай, широко развит довольно сложный лабиринт овражной сети — бедленд в сочетании с глинистым карстом.

В Аджиноурских низкогорьях довольно четко выделяются и морфоструктуры более низшей категории (морфоструктуры шестого порядка). Коротко остановимся на их характеристике.

Дашюз-Амирванский хребет — самое северное звено Аджиноурских низкогорий и характеризуется прямым тектоническим рельефом, сформированным в позднем апшероне и раннем плейстоцене. В структурном отношении он является восточным продолжением Кахетинского поднятия. Простирается хребет в субширотном направлении на расстоянии около 110 км*. Абсолютные высоты его колеблются в пределах 650—830 м, а относительные 250—600 м над Алазано-Агричайской долиной и 260—700 м над Арешской равниной. В целом хребет имеет симметричное строение. Однако местами симметричность нарушается и в зависимости от тектонического строения (наличия разрывов) крутыми становятся то южные, то северные склоны.

Дашюзский хребет в крайней западной части имеет асимметричное строение. Южные склоны, нарушенные тектоническим разрывом и надвигом, крутые, северные — длинные и относительно пологие. В нижней части северного склона, где уклоны уменьшаются (до 4° и менее), простирается наклонная и слабо расчлененная равнина Аг-язы. Южные склоны расчленены густой балочной сетью. Оврагов здесь нет, вследствие лучшего увлажнения Дашюзского хребта в отличие от других участков Аджиноурских низкогорий и наличия на нем сплошного покрова растительности. Балки характеризуются здесь плоским дном и пологими задернованными склонами. Эрозионные процессы идут замедленными темпами. В своих низовьях, вдоль южного подножья хребта балки образуют конусы выноса.

В восточном направлении, вблизи коч. Сабатлы, хребет резко понижается, а антиклиналь, составляющая его структурную основу, погружается. К востоку от этого места, вплоть до долины р. Алиджанчай, структуру хребта составляют две сближенные чешуйчатобразные антиклинали, осложненные тектоническими разрывами и надвигами. Поэтому местами хребет состоит из двух гряд — Северо-Дашюзской и Южно-Дашюзской. Водораздельная линия хребта на западе, до меридиана ур. Чургат, приурочена к Северо-Дашюзской гряде, хотя она

* Западная часть хребта до долины р. Алиджанчай называется Дашюзским, восточная — Амирванским, а промежуточная — Сеюдлинским хребтами.

имеет меньшую высоту (600—700 м), чем Южно-Дашюзская гряда (700—800 м). Северная антиклиналь испытывает погружение на востоке и еще резче на западе, у долины р. Алазань, в связи с чем водораздельная линия хребта на востоке и западе смещается к Южно-Дашюзской гряде.

Приводораздельная полоса хребта на том месте, где его структурную основу составляет северная антиклиналь, сложена нижнечетвертичными континентальными галечниковыми образованиями (Ф. А. Ширинов, Ю. П. Баженов, 1962), свидетельствующими об относительной молодости ее рельефа. Хребет был сильно приподнят и современный свой облик приобрел в среднем плейстоцене.

Наиболее возвышенная часть хребта ранее совпадала с полосой южной антиклинали, где на поверхности обнажаются мощные акчагыльские конгломераты и галечниковые отложения, отличающиеся сильной дислоцированностью и тектонической разорванностью пластов. Вдоль линии разрыва наблюдаются выходы верхнеюрских известняков. Последние вместе с уступами в акчагыльских конгломератах вдоль линии разрывов и надвигов образуют на фоне равнины Сарыджа очень контрастный рельеф. Поэтому эрозионные формы в полосе Южно-Дашюзской гряды заложились значительно раньше и к моменту поднятия Северной гряды наиболее крупные овраги успели дойти своими верховьями до линии водораздела Южной гряды и перейти в дальнейшем в пределы Северной гряды. Иначе нельзя объяснить причину перехвата в овражной сети, так как местный базис эрозии овражного склона Дашюзского хребта — равнина Сарыджа расположена гипсометрически выше (300—350 м), чем базис эрозии оврагов северного склона хребта — Алазано-Агричайский прогиб (200—250 м).

Перехвату способствовало также наличие вблизи коч. Сабатлы покинутой поперечной долины р. пра-Шинчай. Следы последней морфологически наблюдаются и в современном рельефе. Конус выноса этой древней реки прослеживается по литологическому изменению верхнеплиоценовых галечниковых образований вблизи известнякового утеса Бюргут, выразившемуся в увеличении мощности и изменении гранулометрического состава (до 0,5—1,0 м в поперечнике) галечников. Определенную роль (но не решающую) при перехвате играла также большая крутизна на этом месте южных склонов Дашюзского хребта.

Известняки ввиду относительно большой их устойчивости при аридных условиях климата образуют наиболее высокие точки этой полосы Дашюзского хребта. Более крупный выход известняков в этой части Дашюзского хребта прослеживается в районе коч. Сабатлы (г. Бюргут), где пласты известняков мощностью до 15—20 м поставлены на голову. Здесь они образуют крутую стену высотой 40—50 м, в подножье которой по всему склону наблюдаются глыбовые осыпи — материалы обвала известкового утеса. Ближе к днищу поперечной долины, которая пересекает гряду западнее утеса и является наиболее глубокой на этом участке хребта, известняки выклиниваются и на склонах долины и в ее русле обнажаются лишь акчагыльские конгломераты.

Вообще между коч. Сабатлы и ур. Чургат наблюдается еще пять выходов юрских известняков, разделенных долинами и оврагами, глубина вреза которых достигает 150—200 м. По склонам этих долин и оврагов повсюду обнажаются только акчагыльские галечники. Это является, по-видимому, следствием отсутствия здесь сплошного выхода известняков и свидетельствует о том, что названные утесы и скалы не имеют своих корней (М. Ф. Мирчинк, 1931; В. В. Вебер, 1933; В. А. Горин, 1937; А. Н. Соловкин, 1944 и др.). Вероятнее всего, эти известняки в результате тектонических подвижек были оторваны от своих корней, залегающих на глубине, выведены на поверхность и надвинуты на верхнеплиоценовые отложения по линии тектонического разрыва.

Однако не исключается предположение А. В. Мамедова (1967) о том,

что первоначально эти известняки оказались среди эоценовых вулканогенно-осадочных образований в результате разрушения, обвала и сноса верхнеюрских известняков, которыми были сложены поверхности средних массивов, расположенных на месте Куринской впадины, в геосинклинальный прогиб южного склона.

К востоку от ур. Чургат выходы верхнеюрских известняков имеют сплошное распространение в виде мощного пласта, который, поворачивая на юг и юго-восток, пересекает долину Чургат и, огибая восточное окончание равнины Сарыджа, простирается в восточном направлении, образуя водораздельный гребень Дашбулакской гряды. Последняя целиком обусловлена выходами этих известняков и служит водоразделом Дашюзского хребта на данном участке.

Дашбулакская гряда также имеет асимметричное строение: относительно пологие северные и крутые южные склоны. От крутизны склонов зависит характер их расчленения. Для южных склонов характерны овраги, а для северных балки. Севернее Дашбулакской гряды в восточном окончании Северо-Дашюзской, где антиклиналь, составляющая ее структурную основу, испытывает погружение, на высоте 440—520 м прослеживается выравненная поверхность, расчлененная балочной сетью. Эта поверхность, имеющая локальное распространение, образовалась благодаря миграции в восточном направлении и боковой эрозии древней долины пра-Кишчая, в связи с поднятием Дашбулакской гряды.

Резкое погружение на этом участке испытывает и Дашбулакская гряда, ограниченная с востока покинутой поперечной долиной, по-видимому, пра-Кишчая. К востоку от последней выходы верхнеюрских известняков не обнаруживаются.

Восточнее покинутой поперечной долины до долины пра-Кюнютчая* у с. Джафарабат доминирует инверсионный рельеф с максимальной высотой 750 м (г. Серчали). Синклинальное плато г. Серчали сложено мощными галечниковыми отложениями, слагающими до формирования Дашюз-Амирванского хребта древний конус выноса р. пра-Кюнютчай. Это плато расположено, по-видимому, на восточном продолжении синклинальной равнины Сарыджа. Другие синклинальные плато, находящиеся немного севернее и отличающиеся относительно меньшей высотой и площадью, лежат на восточном продолжении синклинали, морфологически невыраженной и заключенной между Северо- и Южно-Дашюзской грядами.

На западе синклинальное плато Серчали крутым эрозионным уступом высотой 200 м опускается к плоской равнине на высоте 500 м, которая отвечает поперечной долине пра-Кишчая. Таким же крутым уступом на востоке плато опускается к поперечной долине р. пра-Кюнютчай у с. Джафарабат. На участке развития инверсионного рельефа северные склоны Дашюзского хребта, между совхозом Дашюз и с. Гейбулак, осложнены древними оползнями, ныне задернованными.

К востоку от покинутой, но глубоко врезанной поперечной долины р. пра-Кюнютчай водораздельная линия хребта в структурном отношении соответствует антиклинали северной антиклинальной зоны. Северо-западная периклиналичная часть этой антиклинали, замыкающаяся в трех километрах западнее с. Гейбулак, размыта и в рельефе образует наклонную в сторону Алазано-Агричайской долины равнину, с которой коррелируется днище вышеуказанной покинутой долины.

Между рр. Дахнечай и Алиджанчай Дашюзский хребет в восточном направлении вначале понижается (от 700 до 600 м), а затем снова повышается (от 600 до 790 м). Пониженная центральная часть хребта представляет собой выравненную поверхность высотой 600—650 м, соответ-

* По этой поперечной долине в настоящее время искусственным путем перебрасывается в Турутскую равнину часть стока р. Дашагилчай под названием Дахнечай.

ствующую в структурном отношении синклинали, разделяющей северную и южную антиклинали и смежные крылья последних. Наиболее пониженная часть этой поверхности морфологически представляет собой сквозную долину, по которой протекал, по-видимому, проток Дашагилчая, образующий в настоящее время верховье продольной речной системы Агричая (Алазанский).

На этом участке, особенно к востоку от покинутой долины, хребет характеризуется более крутыми северными и относительно пологими южными склонами. Южные склоны расчленены овражно-балочной сетью, где преобладают балки. Следы современной эрозии наблюдаются только в бассейнах более крупных оврагов. Последние на всю ширину пересекают южную антиклинальную складку и своими верховьями доходят до северной (водораздельной) антиклинали. Крутизна северных склонов хребта колеблется в пределах 22—60°, что обусловлено, по-видимому, наклоном пластов коренных пород. Местами прослеживаются древние оползни и плоскости их отрыва. В настоящее время деятельность этих оползней законсервирована.

Следует отметить, что Южная антиклиналь замыкается, не доходя на востоке до долины р. Алиджанчай, а Северная пересекает реку и замыкается вблизи с. Зарраб. На этом участке хорошо прослеживаются террасы на высотах 5,43, 60—80, 140—160 и 180—200 м, испытывающие деформацию. Глубина вреза р. Алиджанчай достигает 320 м и более.

Восточная часть Дашюзского хребта, к востоку от долины р. Алиджанчай, носит название Сеюдлинской. В междуречье Алиджанчая и Турианчая хребет характеризуется выположенными вершинами и относительно симметричными склонами. Южнее сс. Зарраб и Ягублы, а также в районе с. Бёюк Сёдлю прослеживаются фрагменты древних поперечных долин пра-Халхалчая и пра-Фильфиличая. Пространства, прилегающие к этим поперечным, давно покинутым долинам, представляют собой выравненную поверхность на высоте около 600 м.

Как видно из краткого обзора геоморфологии Дашюз-Амирванского хребта, выравненные поверхности повсюду приурочены к участкам покинутых поперечных долин и расположены на высоте около 600 м. По-видимому, эти выравненные поверхности были сформированы в результате деятельности поперечных речных систем, в раннечетвертичное время, когда хребет имел низкое гипсометрическое положение, поднятие его шло весьма замедленными темпами и реки производили главным образом боковую эрозию.

Овраги, расчленяющие как северные, так и южные склоны Сеюдлинского хребта, характеризуются неглубоким заложением, пологими склонами и плоским дном. Устья их заканчиваются не доходя до осевой линии прилегающих с юга и севера Арешской мульды и Алазано-Агричайской долины. Местами верховья оврагов приобретают продольное направление простирания.

Вблизи с. Карабулак Дашюз-Амирванский хребет пересекает глубокая (360—400 м) антецедентная долина р. Турианчай, которую она унаследовала вначале от пра-Назарлычая, а затем от пра-Фильфиличая*. Ввиду интенсивного врезания реки, сопровождавшегося обвалами склонов, террасы почти не сохранились. В междуречье Турианчая и Геокчая расположен Амирванский хребет, характеризующийся симметричным строением склонов. Но южные склоны расчленены больше, чем северные, это объясняется их экспозицией.

Симметричность Амирванского хребта нарушается наличием в нижней части северного склона террасовидных перегибов на абсолютных высотах 420 и 460 м, обусловленных сбросами вдоль линий тектониче-

* Покинув свою древнюю долину вблизи с. Бёюк Сёдлю р. пра-Фильфиличай переместилась в современную долину р. Турианчай.

ских нарушений. Эти ступени возвышаются над самой низкой частью Алазано-Агричайской долины на 50—80 и 120—200 м южнее с. Нидж, на 160 м—южнее с. Султан-Нуха, на 40 и 80 м—у с. Енгиджа и на 25, 80 и 110—120 м—севернее с. Амирван.

Южные склоны хребта выпуклые. Ближе к водоразделу крутизна склона не превышает 6—8°. В средней его части происходит перелом уклона поверхности, ниже которого крутизна достигает 12° и больше. В соответствии с этим изменяется строение оврагов и балок. Выше линии перелома покатоности склонов балок неглубокие и неширокие. Ниже они расширяются и углубляются. Здесь Амирванский хребет расчленяется antecedентными долинами Турианчай, Геокчай и их притоков. По самой западной из этих долин течет р. Турианчай, а на следующей к востоку (наиболее широкой)—три притока Турианчай (рр. Чухур-Кабала, Карачай и Кочаланчай). На уровне 80-метровой террасы главной реки—Карачай эти долины представляли собой единую широкую долину, по которой протекала только одна река—пра-Карачай, образовавшаяся в результате слияния Тиканлычай с Бумчаем. В то время р. Кочаланчай, истоком которой являлся Гамзаличай, протекала по antecedентной покинутой долине, по которой в настоящее время проходит шоссеиная дорога Агдаш-Куткашен. Наиболее высокая часть днища этой долины находится на высоте 18 м над р. Кочаланчай и 48 м над южным подножьем Амирванского хребта. По-видимому, р. Кочаланчай покинула свою прежнюю долину в хвалынское время, после формирования 18-метровой террасы. Причиной этого послужил интенсивный рост конуса выноса Дамирапаранчай, оттеснивший р. Кочаланчай на запад.

Следующая antecedентная долина питается водами Кобучая—протока р. Дамирапаранчай. В центральной части Арешской равнины она впадает в р. Геокчай. Другие antecedентные долины принадлежат р. Геокчай и ее правому притоку Карачаю, верховьями которого является р. Вандамчай, испытывающая в пределах Алазано-Агричайской долины, так же как и другие реки южного склона, сложную бифуркацию.

Деформация террас наблюдается по всем вышеуказанным antecedентным долинам. Они наиболее хорошо выражены в долине р. Карачай (приток Турианчай). Глубина вреза долин в Амирванский хребет в соответствии с мощностями стока указанных рек (с запада на восток) составляет: 380, 260, 210, 180—200, 240 и 400 м.

Наиболее грубый материал в отложениях, слагающих Амирванский хребет, наблюдается в трех местах: у antecedентной долины р. Турианчай и восточнее нее, южнее с. Чухур-Кабала и севернее с. Залам. На этих участках до образования Амирванского хребта формировались конусы выноса пра-Фильфиличай, пра-Бумчая и пра-Дамирапаранчай.

К востоку от долины р. Геокчай структурно-орфографическое продолжение Амирванского хребта с абсолютными высотами до 800 м составляет северный приподнятый край Ивановского плато. Здесь хребет имеет асимметричное строение. Северные склоны его, обращенные к Алазано-Агричайской долине, крутые, а южные—пологие, короткие и постепенно переходят в поверхность Ивановского плато. Амирванский хребет, не доходя до antecedентной долины р. Девебатанчай, резко погружается. К востоку от этого места далекое восточное продолжение хребта проявляется лишь в виде отдельных возвышенностей и холмов в междуречье Девебатанчая и Гирдыманчая.

Синклинальная долина Сарыджа заключена между Дашюзским и Кудбарекдаг-Камыкаинским хребтами и простирается почти в широтном направлении. Она сформировалась в среднем плейстоцене одновременно с образованием южнее ее Кудбарекдаг-Камыкаинского антиклинального хребта. В рельефе она образует равнину на высоте 240—360 м с типичным степным ландшафтом. Центральная часть равнины характеризуется очень плоской поверхностью. В современную эпоху она является областью континентального осадконакопления. Морфо-

логически равнина представляет собой внутригорную котловину. Только в крайней западной части равнина имеет сток в сторону долины р. Алазани. Центральная плоская часть равнины окружена с юга, севера и востока слабонаклонным пролювиальным шлейфом конусов выноса оврагов и балок, берущих свое начало с прилегающих хребтов и гряд.

Наибольшую ширину (5 км) равнина имеет в центральной части. На западе, на уровне 163-метровой террасы, поверхность равнины сливается с долиной р. Алазани. На востоке она замыкается вблизи ур. Чургат, где южные складки Дашюзского хребта надвинуты на Камыкаинский хребет. Не исключена возможность, что в структурном отношении, по более глубоко залегающим породам, синклинали имеет свое восточное продолжение, погребенное в настоящее время надвигом со стороны Дашюзского хребта, и возможно, через Ширинбулакскую долину соединяется с Аджиноур-Арешской синклинали зоной.

Кудбарекдагская антиклинальная гряда в структурном отношении соответствует двум параллельно вытянутым антиклинальным складкам—Кудбарекдагской и Аджиноурской, входящим в разные антиклинальные зоны (Кудбарекдаг-Камыкаинскую и Аджиноур-Хошавентскую). Последние по линии тектонического разлома надвинуты друг на друга и на прилегающую с юга синклинали в рельефе образуют единую Кудбарекдагскую гряду высотой около 500 м. Гряда характеризуется резко выраженным асимметричным строением. Южные склоны гряды крутые, а местами отвесные, лишены почвенного и растительного покрова и совершенно непроходимые, интенсивно расчленены сложнопостроенной овражной системой типа бедленд. Овраги глубокие, ветвистые и осложнены глинистым карстом. Овражная сеть, выходя в прилегающую с юга равнину, образует шлейф конусов выноса, которые также расчленены оврагами. В настоящее время, в связи со строительством Мингечаурского водохранилища и повышением уровня базиса эрозии, врезание оврагов в поверхность предгорного шлейфа замедлилось.

Северные склоны Кудбарекдагской гряды относительно пологие и расчленены сравнительно слабо. Эрозионные формы представлены балками. Асимметричность склонов гряды обусловлена геологическим строением: наличием тектонического разрыва, по которому новейшие и современные движения носят очень контрастный характер—северный блок поднимается интенсивно и надвинут на южный, а последний вовлечен в относительное опускание прилегающей синклинали. Немаловажное значение в асимметричности гряды играет и экспозиция склонов, определяющая характер денудационных процессов.

Определенную роль в формировании морфологических особенностей гряды играет литология пород. На северном склоне гряды обнажаются конгломераты и песчаники, пласты которых образуют моноклиальные гряды и гребни.

Камыкаинский моноклиальный хребет расположен на восточном продолжении Кудбарекдагской гряды и отделен от последней посредством структурной седловины*. По структурному строению он соответствует северному приподнятому крылу Агдаринской антиклинали. Южное крыло опущено по линии разлома и местами перекрыто северным крылом, чем и обусловлено его моноклиальное, резко асимметричное строение. Северные склоны пологие и расчленены слабо развитой балочной сетью. Южные склоны крутые, а местами ступенчатые, что обусловлено выходами устойчивых пластов конгломератов и песчаников. Ступенчатое строение южного склона особенно хорошо выражено в его нижней части. Склоны интенсивно расчленены густой сетью оврагов типа бедленд, развитых в сочетании с глинистым карстом.

* Эта структурная седловина соединяет Сарыджинскую синклинали долину с Аджиноурской синклинали котловиной.

На участке, где замыкаются восточное окончание Сарыджинской и западное окончание Ширинбулакской синклинальных долин, Камыкаинский хребет вплотную прислонен к южному склону Дашюзского хребта. Здесь Камыкаинский хребет не играет роли водораздела и дренируется вместе с южными склонами Дашюзского хребта. Наиболее поднятая (более 500 м) часть хребта соответствует этому участку. Подобное явление, а также соотношение Камыкаинского хребта и прилегающих с севера Сарыджинской (на западе) и Ширинбулакской (на востоке) синклинальных долин объясняется дугообразным строением в плане хребта, обращенного своей выпуклой стороной на север.

К востоку от поперечной покинутой долины пра-Кюнгутчая, в районе с. Дахна, Камыкаинский хребет отделяется от Дашюзского и, простираясь в юго-восточном направлении, в пределах Аджиноур-Арешской синклинальной котловины отделяет Ширинбулакскую долину от последней. В этом направлении хребет испытывает постепенное понижение и погружается, не доходя до долины р. Алиджанчай. На этом участке его пересекает одна покинутая antecedentная долина. Последняя находится на южном продолжении поперечной покинутой долины пра-Дашагилчая на Дашюзском хребте.

На восточном продолжении Камыкаинского хребта, в пределах Аджиноур-Арешской синклинальной зоны, кулисообразно прослеживается погребенное антиклинальное поднятие (Каябашинское). В рельефе оно образует пологий увал Орта-Кебартепе с относительными высотами 50—150 м. Увал простирается в юго-восточном направлении и характеризуется симметричным строением склонов.

Аджиноур-Арешская синклинальная котловина является одним из наиболее крупных морфоструктурных элементов рельефа Аджиноурских низкогорий. В морфологическом отношении она носит замкнутый характер и окружена небольшими антиклинальными хребтами и грядами (Дашюз-Амирванским и Камыкаинским хребтами и Кудбарекдагской грядой с севера, Коджашен-Геокчайским и Рзадаг-Хошавентским хребтами с юга).

На западе котловина начинается небольшой синклинальной седловиной Девебойну, между Коджашенским хребтом и Кудбарекдагской антиклинальной грядой. Посредством этой седловины Аджиноур-Арешская синклинальная котловина на западе сливается с Эльдарской равниной в низовьях Алазани и Иори. На востоке седловина Девебойну резко расширяется и, постепенно понижаясь, переходит в плоскую поверхность Аджиноурской котловины. Последняя является наиболее глубоко прогнутой, расширенной, пониженной (до 100—120 м) и поэтому бессточной частью Аджиноур-Арешской синклинальной котловины. Она является областью современной континентальной седиментации. В центральной ее части расположены солончаки, шоры и соленое озеро Аджиноур. На этом участке Камыкаинский хребет, простирающийся севернее котловины, образует дугу, обращенную выпуклой стороной к северу. Все это позволяет предполагать наличие в основании Аджиноурской котловины (возможно и в Сарыджинской долине и на других участках Аджиноур-Арешской синклинальной котловины) небольших обломком жесткого массива (раздробленного и погребенного в орогенном этапе срединного массива). Может быть, с этим связано и огибание восточной части Сарыджинской долины полой выходов верхнеюрских известняков.

Ближе к долине р. Алиджанчай Аджиноур-Арешская синклинальная котловина испытывает значительное сужение вследствие «проникновения» Камыкаинского хребта в пределы котловины, о чем говорилось выше, и проявления в рельефе погребенного западного окончания Рзадагской антиклинали. В связи с этим днище котловины приобретает выпуклую форму, разбитую посредством продольных плоских балок на отдельные увалы и холмы с относительной высотой 20—30 м.

Вообще детальный морфоструктурный анализ рельефа Аджиноур-Арешской синклинали котловины позволяет выделить внутри нее четыре кулисообразно расположенные морфоструктуры более низкого порядка: Аджиноурскую котловину, Турутскую и Арешскую равнины, Ивановское плато (рис. 20). Рельеф Аджиноурской котловины и Турутской равнины выше был кратко описан, здесь же остановимся на характеристике Арешской равнины и Ивановского плато.

Арешская равнина на северо-западе начинается на стыке Орта-Кебарталинского увала и Дашюз-Амирванского хребта, простирается также в юго-восточном направлении и замыкается вблизи с. Гирдадул, не доходя до долины р. Кобучай (правый приток Геокчая). Поверхность ее представляет собой плоскую равнину с абсолютными высотами около 350—400 м. Наиболее широкая (15 км), центральная часть ее совпадает с долиной Турианчая и ее левого притока—р. Карачай. Здесь равнина расчленена этими реками и их притоками. Глубина вреза по р. Турианчай превышает 100 м.

Наиболее восточным и приподнятым морфоструктурным элементом рельефа Аджиноур-Арешской котловины является Ивановское плато, где происходит структурное замыкание синклинали зоны. Плато занимает главным образом междуречье Геокчая и Девебатанчая.

Ивановское синклинали плато начало формироваться с раннехазарского (гюргянского) времени, на месте предгорной аллювиально-пролювиальной равнины, где ранее формировали свои конусы выноса Геокчай, Ахоччай и другие реки этого участка южного склона Б. Кавказа. Плато сложено огромной толщей галечников мелкого и среднего размера с тонкими и редкими прослоями и линзами суглинков общей мощностью (видимой) от 260 до 350 м. Ивановское плато в целом имеет равнинную поверхность, наклоненную на ССЗ, в сторону долин Геокчая и Агричая. Юго-восточный край плато имеет максимальную высоту (до 800—880 м), что объясняется наличием здесь Гаджи-Атамлинского, Кюрдамашинского и Каракеллукского антиклинальных поднятий (Ф. А. Ширинов, Ю. П. Баженов, 1962). Поверхность плато волнистая вследствие широкого развития здесь балок, являющихся характерной чертой рельефа плато и отличающихся широким плоским дном и пологими склонами, без следов современной эрозии. Глубина их достигает 10—30 м и увеличивается в северо-западном направлении, соответственно ориентировке русла. Примерно в центральной части плато они резко поворачиваются на запад и соединяются с долиной р. Геокчай. Лишь в северо-восточной части плато балки направлены к востоку в сторону долины р. Девебатанчай.

Следы современных эрозионных врезов наблюдаются только в низовьях балок. Последние приобретают здесь морфологические черты, характерные оврагам, и глубина их достигает 40 м, а местами даже 60—80 м. На востоке плато крутыми обрывистыми склонами высотой 250—400 м, изрезанными оврагами, опускается к долине р. Девебатанчай.

Южные склоны плато также крутые, ступенчато опускаются к днищу Кюрдамашинской синклинали долины. Ступенчатость склона обусловлена избирательной денудацией, поверхность ступеней—выходами пластов конгломератов и галечников, а уступы между ними—пластами суглинков, песков и рыхлых галечников.

Северные склоны плато полого падают к долине р. Агричай, в западной части они постепенно переходят в южные склоны Амирванского хребта, где последний испытывает погружение и ограничивает плато с севера. На западе плато круто обрывается к руслу р. Геокчая, которая образует здесь глубокую (100 м) и узкую (300—500 м) долину с двумя террасовыми уровнями на высотах 2 и 60 м.

Рзадаг-Хошавентский антиклинальный хребет расположен южнее Аджиноур-Арешской синклинали котловины и вытянут в субширотном направлении. Он сформировался в раннехазарское

(гюргянское) время. По сравнению с другими морфоструктурными элементами Аджиноурских низкогорий Рзадаг-Хошавентский хребет морфологически выражен менее четко. Местами он либо обрывается и исчезает, либо сливается с прилегающими, более отчетливо выраженными морфоструктурами. Причиной этого является расположение Рзадаг-Хошавентского хребта на стыке морфоструктур (Аджиноур-Арешская котловина и Коджашен-Геокчайский хребет) с различным знаком и режимом новейших движений, а также наличие здесь серии тектонических разрывов, по которым Рзадаг-Хошавентский хребет надвинут на прилегающую с юга синклинали, а местами полностью перекрывает ее.

В структурном отношении Рзадаг-Хошавентский антиклинальный хребет расположен на восточном продолжении южной антиклинальной складки Кудбарекдагской гряды и отделен от последней посредством синклиналиного перегиба, вовлеченного вместе с соседней Аджиноурской синклиналиной котловиной в интенсивное прогибание.

К востоку от долины р. Алиджанчай хребет с пологими северными и крутыми южными склонами морфологически выражен довольно отчетливо. Северные склоны хребта выпуклые, что обусловлено интенсивным его поднятием, за которым не успевают процессы денудации. Вдоль линии перелома уклонов четко прослеживается изменение в строении овражно-балочной сети. Выше этой линии эрозионные формы носят морфологические черты, характерные для балок. Ниже указанной линии происходит сбор стока в определенные общие русла, усиливается эрозия, особенно глубинная, и эрозионные формы приобретают морфологические черты, присущие оврагам.

Несколько восточные вершины Олмаз Рзадаг-Хошавентский хребет орографически сливается с Коджашен-Геокчайским и тем самым замыкается синклиналиная долина, расположенная между ними. На этом участке прослеживаются выравненные поверхности на высоте 600 м. Последние имеют локальное распространение и сформировались, по-видимому, в гюргянское время, в результате боковой эрозии р. Турианчай. Не исключено, что они являются фрагментом и первичной аккумулятивной поверхности, не затронутой складчатостью и деформацией. Восточнее этого места, вплоть до долины р. Геокчай, Рзадаг-Хошавентский и Коджашен-Геокчайский антиклинальные хребты надвинуты друг на друга вдоль линии тектонического разлома, орографически в рельефе они выступают в виде единого интенсивно расчлененного и резко асимметричного хребта.

Рзадаг-Хошавентский антиклинальный хребет в рельефе вновь самостоятельно проявляется к востоку от долины р. Геокчай, где достигает максимальной высоты—более 700 м (г. Хошавент). Здесь хребет имеет вид резко выраженного моноклинального гребня с обрывистыми, сильно расчлененными южными и относительно пологими и нерасчлененными северными склонами. Подобное строение обусловлено особенностью тектоники, литологией и характером залегания пород. От Геокчайской гряды—самого восточного звена Коджашен-Геокчайского хребта его отделяет Кюрдмашинская синклиналиная долина, к днищу которой опускаются крутые южные склоны Хошавентского хребта. Далее на востоке хребет окаймляет Ивановское синклиналиное плато и составляет его южный приподнятый край. Хребет орографически затухает, не доходя до antecedентной долины р. Девебатанчай.

Кюрдмашинская синклиналиная долина в рельефе проявляется лишь восточнее долины р. Геокчай, вблизи г. Хошавент, и является, по-видимому, восточным структурным продолжением той синклиналиной долины (Чайкаракоюнлинской), которая на западе отделяет Рзадаг-Хошавентский хребет от Коджашен-Геокчайского. Плоское дно долины в северной полосе нарушается конусами выноса.

К востоку от с. Кюрдмаши дно долины углублено и в настоящее время заполнено водами Екаханинского водохранилища. Южные склоны

долины, имеющие северную экспозицию, пологие и прямые. Подошва их сложена мощным делювием. Овражное расчленение на этих склонах отсутствует. Северные склоны долины сильно расчленены оврагами, местами ступенчатые, что объясняется селективной денудацией.

Бурнувулдагский хребет занимает особое место в системе Аджиноурских низкогорий. Он является самым восточным и наиболее приподнятым (до 1100 м) морфоструктурным элементом низкогорий. Последнее обусловлено положением хребта между двумя поперечными линиями тектонических нарушений.

С восточной стороны Бурнувулдагский хребет ограничен Гирдыманчайским (Западно-Каспийским) глубинным разломом, а с запада, вдоль antecedentной долины р. Девебатанчай,—глубокой флексурой (Ф. А. Ширинов, Ю. П. Баженов, 1962). Оказавшийся между этими поперечными тектоническими нарушениями Бурнувулдагский хребет испытывал большие поднятия, чем прилегающие с запада и востока Ивановское и Гюрдживанское плато, что сыграло важную роль в формировании главных черт его рельефа.

Бурнувулдагский хребет имеет сложное тектоническое строение и состоит из ряда структур. Его водораздельная часть и частично южные склоны соответствуют Каракеллукскому, Гензинскому и Кюрдмашинскому антиклинальным поднятиям, входящим в систему Рзадаг-Хошавентской антиклинальной зоны. В периферийную часть северного склона входят восточное окончание Дашюз-Амирванской антиклинальной зоны (с запада) и северо-западное периклинальное окончание Билистанской антиклинали (с востока). Между ними расположено крайнее восточное замыкание Аджиноур-Арешской синклинали зоны. На поверхности хребет сложен верхнеплиоценовыми (апшерон) и нижнеплейстоценовыми континентальными суглинисто-галечниковыми образованиями. Поэтому можно полагать, что Бурнувулдагский хребет сформировался во второй половине среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене. Молодость рельефа, наряду с относительно большой высотой хребта (1100 м) и глубиной эрозионного вреза, свидетельствует о том, что хребет за средне- и позднплейстоценовое время испытывал довольно интенсивное тектоническое поднятие. В поперечном профиле Бурнувулдагский хребет также имеет асимметричное строение. Северные его склоны пологие (6—8°) и длинные, южные—относительно короткие и крутые.

Северные склоны хребта расчленены слаборазвитыми эрозионными формами, представленными долинами и балками с глубиной вреза 50—60 м и более. В этих долинах террасы наблюдаются только в низовьях и имеют высоты 2 и 4—6 м. Примерно в средней части северного склона, где его структурную основу составляет синклиналь, наблюдается перегиб, ниже которого уклоны склона уменьшаются до 2—3°. Ниже этого места долины приобретают форму балок, вначале со следами современного вреза глубиной в 2—3 м, а затем без них. Встречаются балки и ложбины, которые не доходят своими верховьями до водораздельной линии хребта, а низовьями—до долины Агричая.

Даже такая относительно крупная долина, как Кушинджа, не доходя одного километра до долины Агричая, резко выволаживается, превращается в широкую и неглубокую плоскодонную балку, в днище которой происходит аккумуляция. На этом участке долина почти под прямым углом поворачивает на запад и, простираясь параллельно р. Агричай, соединяется с долиной р. Девебатанчай. Примерно также ведет себя другая долина, расположенная в 2 км к востоку от долины Кушинджа.

В восточной части северного склона, близ с. Кошакенд, в полосе, где резко уменьшается уклон поверхности, затрудняется сток и балки поворачивают на запад, наблюдается довольно резко выраженная в рельефе заболоченная плоскодонная котловина. Судя по морфологическим особенностям и наличию мощных торфяников, котловина раньше

не имела стока. Она питалась, как и в настоящее время, стоком балки, начинающейся с вершины г. Рустамдаг (840 м), и представляла собой мелководное озеро, заросшее по краям болотной растительностью. В дальнейшем в результате усиленной регрессивной эрозии она была перехвачена долиной р. Кельвенд южного склона Бурнувуддагского хребта.

Указанные морфологические черты северного склона и особенности строения долинно-балочной сети обусловлены наличием в нижней части северного склона, по линии сс. Гюхтепе—Агбулак, частично погребенного антиклинального поднятия—восточного погруженного продолжения Дашюз-Амирванской антиклинальной зоны (рис. 21). Южные склоны

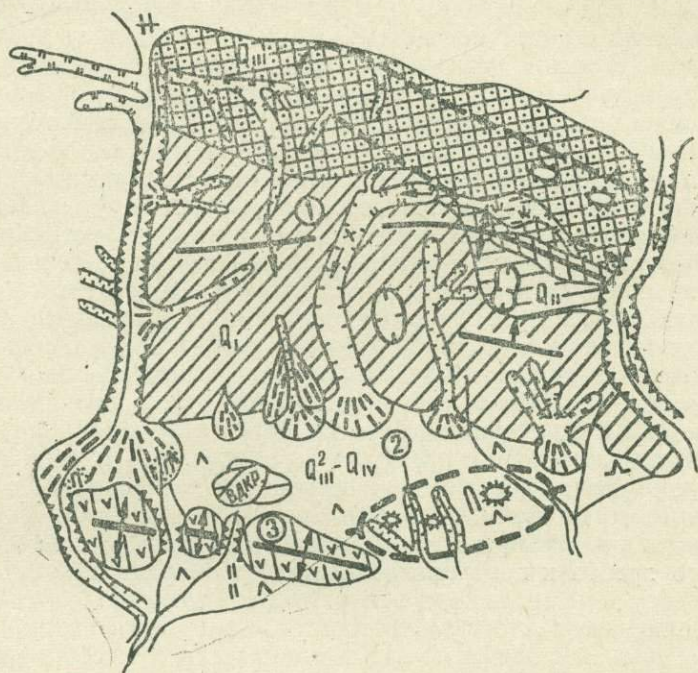


Рис. 21. Карта-схема геоморфологического строения Бурнувуддагского хребта (1), Кюрдмашинской долины (2) и Геокчайской гряды (3).

Бурнувуддагского хребта расчленены довольно интенсивно. Эрозионные формы представлены здесь долинами и оврагами. Никаких следов аридно-денудационных форм (бедленд, глинистый карст) не наблюдается. Склоны почти всюду задернованы и покрыты лесной и кустарниковой растительностью, что в значительной степени задерживает эрозионно-денудационные процессы, хотя разность высот хребта и прилегающей с юга Кюрдмашинской долины, являющейся местным базисом эрозии, достигает больших величин (600—700 м). В верхней части южного склона, между с. Генза и г. Рустамдаг, на высоте 700—800 м развиты древние оползни. В настоящее время они хорошо задернованы и закреплены растительностью, однако в период обильных дождей кое-где приходят в движение.

Отсутствие на южном склоне хребта аридно-денудационных форм, замедленный темп развития эрозионных процессов и наличие здесь оползней объясняются большими высотами, обусловленными интенсивным поднятием Бурнувуддагского хребта и благоприятными условиями увлажнения (Н. Ш. Ширинов, М. А. Сулейманов, 1964). Наиболее крупными эрозионными формами южного склона Бурнувуддагского хребта являются долины Кирка, Кельвенда (Куручай) и Кешхурта, формирую-

щие при выходе из гор конусы выноса. Последние имеются почти во всех оврагах южного склона, поэтому вдоль его подножья довольно четко прослеживается галечниковый шлейф конусов выноса. По периферии некоторых из них наблюдаются обильные выходы грунтовых вод.

Коджашен-Геокчайский антиклинальный хребет на западе начинается от Приазанской аллювиально-пролювиальной равнины, на фоне которой хорошо прослеживается всхолмленная периклиналичная часть Западно-Коджашенской антиклинали, составляющей здесь структурную основу хребта. Далее к востоку Западно-Коджашенская антиклиналь в рельефе выражена круто поставленным (углы падения пластов 50° и более) северным крылом, а местами и размытым ядром. Южное крыло складки опущено вдоль тектонического размыва и на нее надвинуто северное крыло. Этим и обусловлена резкая асимметричность в строении Коджашенского хребта. На южном крутом склоне классически развит сложный лабиринт овражной сети — бедленд, глинистый карст и переходные их формы. Овраги очень извилисты и достигают глубины 200 м и больше. Местами наблюдается перехват верховьев оврагов северных склонов оврагами южных склонов.

Северные склоны Коджашенского хребта также крутые. Местами их крутизна достигает 50° . Поэтому здесь они тоже расчленены густой овражной сетью. В связи с чередованием рыхлых и относительно плотных пород в овражной сети наряду с главными консеквентными оврагами прослеживаются их субсеквентные притоки. В результате подобного расчленения на северном склоне формировались два-три ряда небольших куэстовых гряд с крутыми южными и относительно пологими северными склонами. На этом склоне широко развит также глинистый карст. Поэтому верховья большинства оврагов имеют воронкообразную форму. Овраги и глинистый карст интенсивно развиваются и в прилегающей полосе Аджиноурской котловины. Интенсивная расчлененность северных склонов хребта, развитие здесь таких морфоскульптурных форм рельефа, как бедленд и глинистый карст, объясняются еще и близостью Коджашенского хребта к центральной части Кура-Араксинской депрессии, в связи с чем усиливается континентальность климата.

Вблизи вершины Агдаг замыкается юго-восточная периклиналь Западно-Коджашенской антиклинали и начинается кулисообразно расположенная Центрально-Коджашенская антиклиналь. Вследствие этого восточная половина Коджашенского хребта оказывается передвинутой несколько севернее. Здесь асимметричность в его строении проявляется еще отчетливее за счет выполаживания северных склонов (от 14 до 6°). Последние почти не расчленены. Южные склоны, наоборот, по-прежнему очень крутые и интенсивно расчленены густой сетью оврагов типа бедленд, которые встречаются в сочетании с глинистым карстом. В строении южного склона прослеживается и ступенчатость, что связано с различием литологического состава пород и избирательной денудацией.

Вдоль подножья хребта на высоте 100—120 м прослеживается морская абразионно-аккумулятивная терраса хазарского возраста. В трех километрах от долины р. Алиджанчай юго-восточная периклиналь Центрально-Коджашенской антиклинали замыкается. Далее в междуречье Алиджанчая и Турианчая прослеживается пять коротких брахиантиклинальных структур (Восточно-Коджашенская, Налбанддагская, Пирсеидская, Кошаковахская и Юхары Агджаязинская) вытянутые в субширотном направлении (Ф. А. Ширинов, Ю. П. Баженов, 1962). Эти антиклинальные структуры образуют в рельефе единый Арчандагский хребет—среднее звено Коджашен-Геокчайского хребта. По-видимому, как предпологает Ф. С. Ахмедбейли (1966), по более молодым отложениям эти складки объединены в одну крупную.

В отличие от Центрально-Коджашенской антиклинали субмеридионального простирания вышеперечисленные структуры морфологически

ориентированы в том же направлении (субширотном), что и Западно-Коджашенская антиклиналь.

В antecedентной долине р. Алиджанчай на Арчандагском хребте, глубина которой достигает 180 м, прослеживаются террасы на высотах 3, 10, 16, 22, 30 и 38—40 м (хвалынского возраста), испытывающие деформацию согласно геологическому строению хребта (за исключением четырех низких террас). В строении самого Арчандагского хребта также наблюдается резкая асимметричность его склонов, обусловленная особенностями тектоники, о чем уже говорилось ранее. Поэтому южные склоны здесь крутые, обрывистые и характеризуются широким развитием густой овражной сети (бедленд), глинистого карста и других аридно-денудационных форм. Северные склоны пологие и расчленены короткими плоскостонными балками.

В строении западного отрезка Коджашен-Геокчайского хребта наблюдается интересная особенность. Коджашенский хребет максимальную высоту имеет на западе (450 м) и постепенно погружается в восточном направлении, понижаясь до 200 м у долины р. Алиджанчай. На Арчандагском хребте, наоборот, максимальная высота (700 м) приурочена к его восточной части. Здесь высоты понижаются в обратном, западном направлении, тоже в сторону долины Алиджанчай, достигая максимум 300 м. По линии поперечной antecedентной долины р. Алиджанчай наблюдается понижение абсолютных высот и Дашюз-Амирванского хребта. Вблизи этой линии резкое погружение испытывают периклинальные окончания Камыкаинского, Рзадагского и Боздаг-Караджинского антиклинальных хребтов. Уклоны Арешской равнины направлены в сторону долины р. Алиджанчай, что позволяет предполагать наличие вдоль последней погребенного поперечного прогиба в глубинном строении Аджиноурских низкогорий.

К востоку от antecedентной долины р. Турианчай кулисообразно и несколько сдвинуто к югу, по отношению к структурам Арчандагского хребта, расположены антиклинальные складки Агджаязинская и Арабская, образующие Сурхайхандагский хребет с очень контрастным рельефом. Асимметричность Коджашен-Геокчайского хребта особенно отчетливо выражена на этом участке, крутизна северных склонов здесь достигает 4—8°, тогда как южные склоны характеризуются большей крутизной, вплоть до обрывистых «стен».

Вообще почти всюду водораздельные гребни Коджашен-Геокчайского хребта, за исключением его восточной оконечности (к востоку от р. Геокчай), обусловлены выходами на поверхность пластов более устойчивых пород (главным образом конгломератов и реже песчаников и галечников) и характеризуются наличием в верхней части склона крутой обрывистой стены, достигающей сотни метров в высоту. Ниже этой «стены» прослеживается ступенчатый склон, также обусловленный выходами более плотных пород.

Склоны эти интенсивно расчленены сетью оврагов, создающей главную черту рельефа хребта. В связи с аридными условиями климата, обнаженностью и большой крутизной склонов, наличием рыхлых отложений эрозионные процессы протекают с большой интенсивностью. Мощность смытого слоя на обнаженных склонах оврагов за один ливень достигает 3—5 см и более. Линейная эрозия протекает еще интенсивнее, особенно в верховьях оврагов. За один весенний сезон, когда выпадает больше половины годового количества осадков, овраги здесь углубляются до 25—40 см*. В отдельных случаях за один длительный ливень овраги местами могут углубиться на метр и более. Для южных склонов Коджашен-Геокчайского хребта, особенно между рр. Алиджанчай и Геокчай, характерно наличие 3—4 уровней выравненных поверхностей,

* Годовое количество осадков в Аджиноурских низкогорьях достигает 350—500 мм (Э. М. Шихлинский, 1963).

очень четко выраженных в современном рельефе на высотах 200, 240—280, 300—320 и 400 м и отделенных друг от друга крутыми эрозионными уступами. Три более высоких уровня прослеживаются повсюду, а наиболее низкая—200-метровая ступень хорошо развита на южном склоне Сурхайхандагского хребта.

Эти выравненные поверхности являются, по-видимому, педиментами, образовавшимися в течение средне- и позднечетвертичного времени в результате эрозионно-денудационного «съедания» подножий гор, их выравнивания и отступления. Этот процесс особенно хорошо проявляется, как отмечают Лестер Кинг (1967) и другие авторы, в аридных условиях климата. Образование и дальнейшее поднятие педиментов происходило ритмично. Они образовывались в периоды, когда интенсивность эрозионно-денудационного отступления подножий склонов и скорости тектонических поднятий хребта стабилизировались и уравнивались. В эпоху усиления тектонических поднятий выравненные поверхности подножий гор оказались приподнятыми.

Начиная с долины р. Геокчай кулисообразно, но на этот раз передвинутые немного к северу, расположены линейно вытянутые в юго-восточном направлении Геокчайская и Восточно-Геокчайская антиклинали, образующие в рельефе юго-восточное окончание Коджашен-Геокчайского хребта — Геокчайскую гряду. На этом участке хребет наряду с орографическим понижением испытывает и значительное выколаживание. Здесь нет той контрастности в рельефе и резкой асимметричности его склонов, которые наблюдаются к западу от долины р. Геокчай. Вблизи этой долины на севере гряда вплотную примыкает к Хошавентскому хребту, где последний вдоль линии тектонического разрыва надвинут на юг и перекрывает промежуточную синклиналь и северное крыло Геокчайской антиклинали. Поэтому на данном участке Геокчайская гряда в рельефе выражена только южным склоном, расчлененным овражно-балочной сетью и характеризующимся ступенчатостью строения, что обусловлено наличием выравненных поверхностей—педиментов. В отличие от западной части Коджашен-Геокчайского хребта эрозионные уступы между отдельными ступенями выравненных поверхностей выположены. В овражно-балочной сети преобладают балки. Склоны оврагов пологие, типичного бедленда нет, развитие глинистого карста ограничено.

С появлением в рельефе Кюрдмашинской синклинальной долины Геокчайская гряда выступает здесь обоими склонами. Южный склон сохраняет те же черты рельефа, что и западный. Северные склоны гряды здесь тоже крутые, но короткие и почти нерасчлененные. В их строении не наблюдается ступенчатости, характерной для южных склонов. К востоку от г. Аг-кая гряда расчленена слабо. Оврагов и глинистого карста здесь нет. Из эрозионных форм наблюдаются лишь небольшие плоскодонные балки. На этом участке гряду пересекают три antecedентные долины (Уштальская, Девебатанчайская и Киркская) с глубиной вреза соответственно 160, 120 и 100 м, сопровождающиеся террасовыми уровнями. В antecedентной долине Девебатанчая хорошо прослеживаются деформированные террасы с максимальными высотами 2, 10, 26, 32 и 70 м.

Мингечаур-Ханабадская синклинальная долина расположена к югу от Коджашенского хребта и выполнена верхнеплиоцен-четвертичными морскими и пресноводными песчано-глинистыми отложениями. Поверхность ее слагают средне- и верхнечетвертичные аллювиальные (на западе) и морские (на востоке) отложения, перекрытые у Коджашенского и Боздаг-Караджинского хребтов мощным слоем более молодых делювиальных образований.

Синклинальная долина оформилась в позднечетвертичное время, одновременно с образованием Боздаг-Караджинского антиклинального хребта. В рельефе она образует плоскую, слабонаклоненную на запад

и восток от конуса выноса р. Алиджанчай равнину. Западная, наиболее прогнутая и поэтому широкая (до 10 км и более) часть синклинали долины с абсолютными высотами 20—80 м в настоящее время затоплена водами Мингечаурского водохранилища.

Восточная часть синклинали долины сужается до 3 км, днище ее приподнято и находится на абсолютной высоте 80 м, что обусловлено сближением Восточно-Коджашенской и Боздаг-Караджинской антиклиналей. В этой части прослеживается пологий конус выноса и врезанные на глубину 3—4 м меандры Алиджанчая. Далее на востоке синклиналиная долина морфологически сливается с поверхностью обширной Ширванской равнины.

В структурном отношении восточным ее продолжением является, по-видимому, Караязи-Кюлюлинская синклиналиная долина, которая морфологически выражена лишь к востоку от долины р. Геокчай, в виде слабонаклонной, почти нерасчлененной равнины, осложненной вдоль южного подножья Геокчайской гряды мощными конусами выносов оврагов и межконусными понижениями, придающими поверхности равнины волнистый характер. На юге равнина ограничена резко выраженным в рельефе перегибом, обусловленным далекой западной периклиналильной частью Южно-Карамарьямской антиклинали. В связи с этим южная периферийная часть равнины расчленена балочной сетью.

Вблизи наиболее крупной балки Беркдере, истоки которой достигают Геокчайской гряды, Караязинская синклиналиная долина* испытывает резкое сужение (до 1 км), что связано с близким расположением западной периклиналильной части Северо-Карамарьямской антиклинали к Геокчайской антиклинальной гряде. На этом участке наблюдается перехват левыми притоками долины Беркдере поверхностного стока западной части Караязинской синклиналильной долины. В расширенной своей части, где развиты мощные болотные и луговые почвы, Караязинская синклиналиная долина пересекается долинами Девебатанчая и ее притоков (рр. Ушталь и Кирк), которые в настоящее время образуют врез глубиной 3—4 м. Это обусловлено глубоким врезанием реки Девебатанчай в пределах antecedentной долины на Карамарьямском увале и регрессивным распространением вреза вверх по течению реки.

Западнее совхоза Куба-Халилли, где восточное периклиналильное погружение Геокчайской антиклинальной гряды вплотную подходит к Северо-Карамарьямской гряде, синклиналиная долина резко сужается до 0,5 км. Здесь, по-видимому, происходит замыкание Караязинской синклинали, а восточнее начинается более широкая Кюлюлинская синклиналиная долина.

В низовьях р. Гирдыманчай, где в течение всего позднечетвертичного времени происходило распределение ее стока по пяти рукавам и формирование огромного конуса выноса, Кюлюлинская синклиналиная долина достигает своей максимальной ширины (4—4,5 км). Формирование конуса выноса р. Гирдыманчай на этом месте продолжается и в настоящее время. По-видимому, эта часть Кюлюлинской синклиналильной долины испытывала наибольшее прогибание, которое продолжается и в современную эпоху. В восточном направлении наблюдается постепенное сужение долины, днище ее становится плоским. Только в северной предгорной полосе равнины, в связи с наличием здесь конусов выноса, она имеет волнистую поверхность и расчленена р. Аджидере и оврагами Калабейли, Ингар и др. На востоке Кюлюлинская синклиналиная долина, не доходя до долины р. Ахсу, сливается с поверхностью Ширванской низменности.

* Караязи-Кюлюлинская синклиналиная долина делится на две части: западную — Караязинскую и восточную — Кюлюлинскую.

Боздаг-Караджинский антиклинальный хребет— крайнее южное звено Аджиноурских низкогорий. На западе он как положительная морфоструктура зарождается в низовьях рр. Кошкарчай и Гянджачай и морфологически простирается почти в широтном направлении до низовьев Алиджанчай. Наиболее западная часть, заключенная между низовьем Кошкарчай и Мингечаурским ущельем Куры, называется Боздаг-Гянджинским хребтом (рис. 22), который по апшеронским и нижнечетвертичным отложениям соответствует одной крупной антиклинали субширотного направления, состоящей, судя по более древним (акчагыльским) образованиям, из шести коротких брахиантиклинальных складок (Лякинской, Кохадагской, Карасаккальской, Бабаэльдагской, Казанлинской и Дагирмандагской), не совпадающих с направлением простираения хребта. Антиклинали простираются в юго-восточном направлении, тогда как хребет имеет почти широтную направленность. Причиной этого может служить, по-видимому, тектоническое положение Боздаг-Гянджинского хребта, где вследствие вклинивания северо-западного конца глубоко погруженного жесткого массива на месте центральной части Кура-Араксинской низменности происходит разделение Иорско-Аджиноурской складчатой области на два пучка складок—большой северный и меньший южный.

Не случайно, что Карасаккальская, Кохадагская и Лякинская антиклинали Боздаг-Гянджинского хребта расположены на юго-восточном структурном продолжении, соответственно, Малой Палантеканской, Тардалларской и Еникендской антиклинальных складок (А. В. Мамедов, 1968). Эти антиклинальные поднятия разделены современной долиной Куры. Что касается широтного простираения Боздаг-Гянджинского хребта, то оно может быть объяснено преобладанием в четвертичном периоде движений (поднятий) субширотного направления, охвативших все Аджиноурские низкогорья.

Боздаг-Гянджинский хребет, особенно его центральная часть, имеет асимметричное строение. Южные склоны крутые и расчленены густой овражной сетью типа бедленд. Широко развит на этом склоне глинистый карст. Северные склоны сравнительно пологие, также расчленены овражной сетью, но в меньшей степени, чем южные. По сравнению с северными и центральными хребтами и грядами Аджиноурских низкогорий здесь, как и на северном склоне западной части Коджашенского хребта, бедленд и глинистый карст развиты на обоих склонах, что связано с большей выраженностью континентальности и аридности климата в этой части низкогорий. При подобных климатических условиях и небольшой высоте (250—500 м) хребта влияние экспозиции склонов в значительной степени затушевывается.

К востоку от Мингечаурского ущелья долины Куры расположен Караджинский антиклинальный хребет, составляющий вместе с Боздаг-Гянджинским хребтом единую орографическую ветвь; соответствует в структурном отношении Караджинской антиклинали, сложенной апшеронскими, а на далеком северном крыле нижнечетвертичными морскими и пресноводными песчано-глинистыми отложениями. Судя по геологическому строению и взаимоотношению хребта с долиной Куры и морскими террасами, можно подтвердить, что Караджинский хребет сформировался в средне- и позднечетвертичное время.

Вначале Караджинский хребет простирается в широтном направлении, так же как Боздаг-Гянджинский. Восточная половина его, как и восточное окончание Коджашенского хребта, имеет изгиб под углом около 45° и простирается в юго-восточном направлении. Это связано, по-видимому, со сдвигами восточного блока к югу по поперечному глубинному разрыву вдоль долины р. Алиджанчай, о чем говорилось выше. Асимметричное строение хребта обусловлено характером строения антиклинали и опусканием ее южного крыла вдоль тектонического разрыва. Северные склоны его пологие ($6-8^\circ$), южные крутые, местами

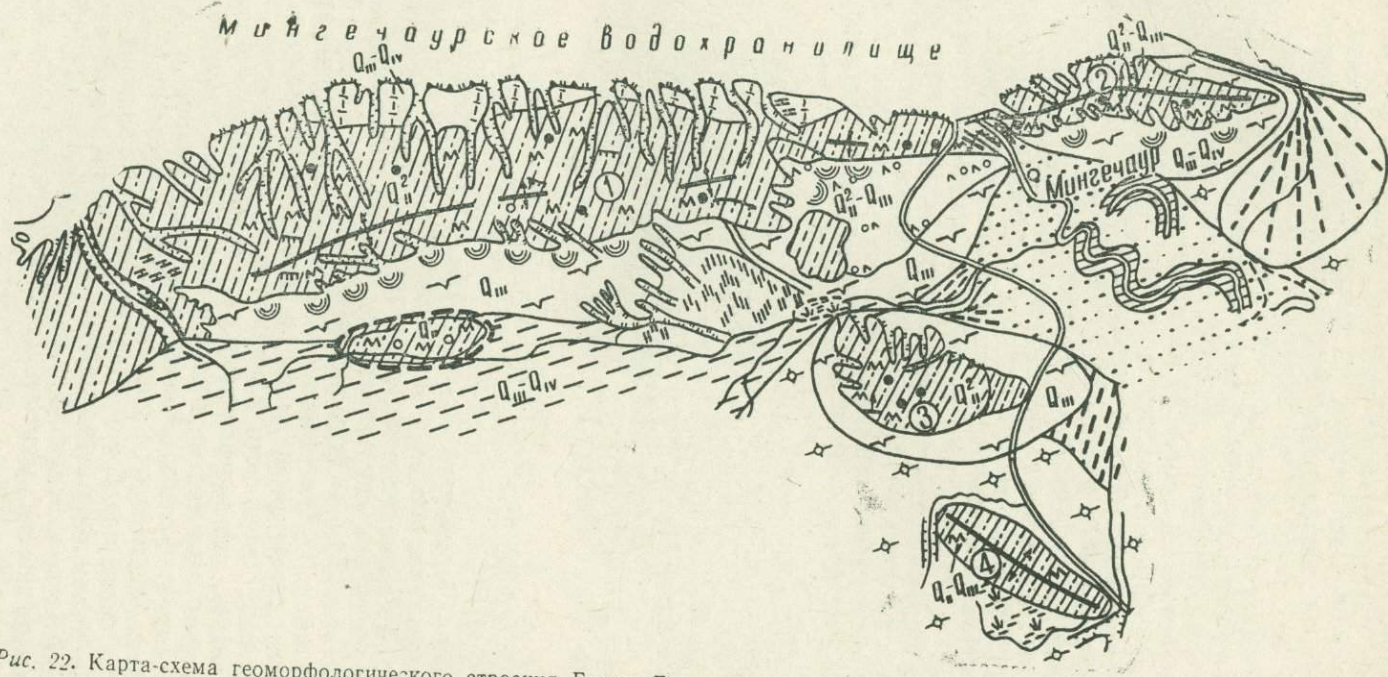


Рис. 22. Карта-схема геоморфологического строения Боздаг-Гянджинского (1), Караджинского (2) хребтов и Дуздагской (3), Гедакбозской (4) гряд.

обрывистые и ступенчатые. Последние обусловлены выходами денудационно-устойчивых пластов конгломератов и песчаников.

На южных склонах широко развиты бедленд и глинистый карст. Хорошо прослеживаются отдельные фазы взаимного перехода процессов развития глинистого карста и оврагов, основных элементов ландшафта бедленд. Глубина оврагов местами достигает 100—150 м. Караджинский антиклинальный хребт на востоке, у долины р. Алиджанчай, погружается под молодые аллювиально-пролювиальные образования последней.

Карамарьямский антиклинальный увал в структурном отношении представляет собой одну тектоническую зону с Боздаг-Караджинским антиклинальным хребтом. Однако эта зона, в отличие от других, на протяжении более 50 км между Боздаг-Караджинским хребтом и Карамарьямским увалом не находит своего морфологического выражения в рельефе. Это объясняется, по-видимому, молодостью антиклинальной зоны и близостью ее к осевой линии Куринской впадины, испытавшей в течение всего плейстоцена интенсивное тектоническое опускание. Не исключено, что выделенные нами (Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк, 1966) погребенные структуры (Кетанархская, Шихбейская и др.) представляют собой соединительное звено между Боздаг-Караджинским антиклинальным хребтом и Карамарьямским увалом.

Структура Карамарьямского увала соответствует двум молодым антиклинальным поднятиям (Северо-Карамарьямскому и Южно-Карамарьямскому), расположенным параллельно и несколько кулисообразно по отношению друг к другу (рис. 23). Эти поднятия разделены узким

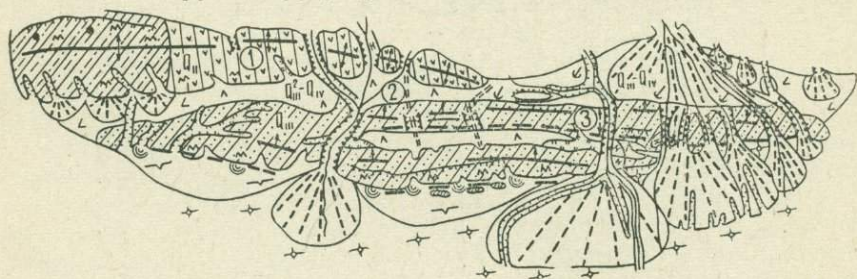


Рис. 23. Карта-схема геоморфологического строения Геокчайской (1) гряды, Караязы-Кюлюлинской долины (2) и Карамарьямского увала (3).

синклинальным (Чермадинским) прогибом и характеризуются асимметричным строением, особенно четко выраженным в их центральной части. В рельефе выражены только северные, относительно пологие крылья, которые вдоль тектонического разрыва надвинуты на южные крылья, а местами — на соседнюю синклиналь.

Карамарьямский увал сложен сильно дислоцированными нижнечетвертичными морскими песчано-глинистыми и среднечетвертичными континентальными суглинисто-галечниковыми отложениями. Из этого можно заключить, что морфоструктура Карамарьямского увала была сформирована в позднечетвертичное время. Карамарьямский увал и образующие его структуры имеют резко выраженное асимметричное строение. Северные его склоны пологие (4—6, а местами 10°), а южные крутые (25° и более для Северо-Карамарьямской гряды) и обрывистые (для Южно-Карамарьямской гряды). В западной оконечности увал пересекают долины и балки (Беркдере, Шордере и др.), образующие четко выраженные antecedentные долины, глубина вреза которых достигает 50—60 и 100—150 м.

На меридиане с. Караязы с появлением Чермадинской синклинали Карамарьямский увал раздваивается. По-видимому, с этим связано и развитие в западной периклинальной части увала систем продольных балок, составляющих левые притоки поперечной долины Беркдере. В

центральной части увала антецедентная долина р. Девебатанчай, не отличающаяся большим количеством стока, врезается приблизительно на 250 м и сопровождается террасами на высотах 1, 15 и 38—40 м. Последние деформированы согласно тектоническому строению увала. Восточнее наблюдаются еще две, ныне покинутые антецедентные долины, которые в начальном этапе формирования увала использовались Киркским и Кельвендским оврагами. Они особенно четко выражены на Северо-Карамарьямской гряде, врезаясь соответственно на 140—170 и 120—150 м. Днища их в настоящее время находятся на высоте 260 м (60 и 25 м над Караязи-Кюлюлинской долиной и почти столько же над Чермадинской). На склонах покинутых антецедентных долин прослеживаются 3—4 уровня террас. По мере усиления интенсивности поднятия увала указанные овраги стали притоками Девебатанчая и Гирдыманчая.

У правого рукава Гирдыманчая (Кюрд-Кобу) Южно-Карамарьямская антиклиналь морфологически погружается и дальше к востоку в рельефе выражается лишь Северо-Карамарьямское антиклинальное поднятие, которое перепиливается пятью рукавами Гирдыманчая, образующими классически выраженные в рельефе антецедентные долины, известные в научной литературе под названием «Падарские окна» (С. А. Ковалевский, 1936).

Глубины вреза антецедентных долин почти одинаковы (100—160 м), хотя увал понижается в восточном направлении от 400 до 200 м (на расстоянии 10 км). Это свидетельствует о том, что сток Гирдыманчая раньше распределялся почти поровну по всем рукавам. В настоящее время сток Гирдыманчая целиком осуществляется по долине Кюрд-Кобу, по самому западному рукаву реки. Можно полагать, что ранее основной ее сток осуществлялся по Падарской долине. Затем вследствие интенсивной аккумуляции и нагромождения галечникового аллювия в русле этого рукава и, возможно, миграции центра максимального прогибания Кюлюлинской синклинали в западном направлении, река устремилась в долину Кюрд-Кобу. К востоку от антецедентных долин р. Гирдыманчай прослеживаются еще три небольшие антецедентные долины, выработанные р. Аджидере и Калабейлинским и Ингарским оврагами.

Ленгебиз-Алятские складчатые низкогорья в тектоническом отношении являются восточным продолжением Кахетино-Дашюзской зоны поднятия (В. Е. Хаин, 1950; А. А. Ализаде и др., 1967; Е. Е. Милановский, 1968) и расположены на стыке Нижнекуруинской и Джейранкезмаской впадин. По отношению к Дашюз-Амирванской антиклинальной зоне западные морфоструктурные элементы Ленгебиз-Алятских низкогорий (Ингарский и Ленгебизский хребты) по Западно-Каспийскому глубинному разлому несколько больше приподняты (стратиграфически) и сдвинуты на юг. Поэтому названные морфоструктуры, а также Алятская гряда сложены относительно более древними породами, чем Аджиноурские низкогорья.

Ленгебиз-Алятские низкогорья возникли в позднем плиоцене и окончательно сформировались в четвертичном периоде. В течение плиоцена эта область испытывала интенсивное опускание и западной своей частью входила в зону максимального прогибания (3600 м) Куруинской впадины. В конце позднего плиоцена область подвергалась интенсивной инверсионной складчатости и дифференцированным поднятиям. Сложность тектонического строения низкогорий и резкая дифференцированность новейших тектонических движений позволяют выделить здесь ряд морфоструктур более низкого порядка.

Ингарский хребет — крайний с запада морфоструктурный элемент Ленгебиз-Алятских низкогорий. Он расположен в междуречье Гирдыманчая и Ахсу и, простираясь в близширотном направлении, окаймляет с юга Гюрдживанское плато (рис. 24). Граница между

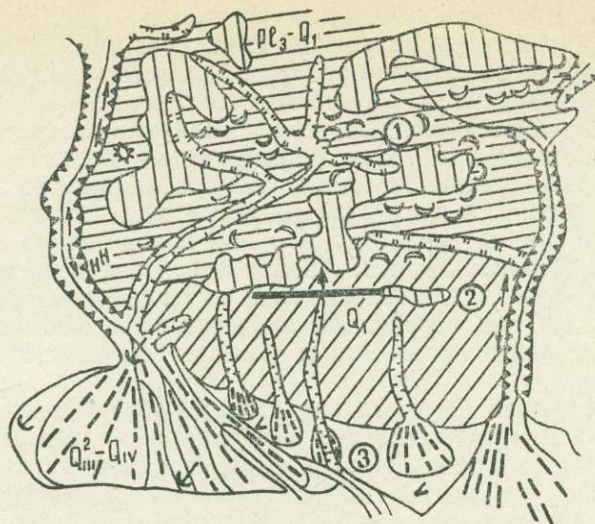


Рис. 24. Карта-схема геоморфологического строения Гюрдживанского плато (1), Ингарского хребта (2) и Кюлюлинской долины (3).

названным хребтом и плато прослеживается вдоль Аджичайского продольного тектонического разлома. При этом разность их высот не превышает 80—100 м. Создается впечатление, что Ингарский хребет с его выравненными вершинами приподнят по линии Аджичайского разлома и является частью Гюрдживанского денудационно-аккумулятивного плато позднелиоценового возраста. В строении хребта участвуют главным образом песчано-глинистые образования среднего плейстоцена (продуктивная толща). Только на периферийных его участках прослеживаются суглинисто-галечниковые отложения позднего плейстоцена.

Все изложенное свидетельствует о том, что Ингарский хребет как положительная морфоструктура окончательно оформился в позднем апшероне и плейстоцене и характеризуется асимметричным строением. Северные склоны короткие и относительно пологие. Переходят они, как выше было сказано, в поверхность Гюрдживанского плато. Южные склоны длинные и крутые. Разность высот хребта и Ширванской низменности, прилегающей к нему с юга, составляет 600 м, тогда как эта разность между хребтом и Гюрдживанским плато равна 80—100 м. Это и является основной причиной характера расчленения хребта. Северные склоны почти не расчленены, а южные изрезаны крупными оврагами (Калабейлинским, Ингарским и Пиргасанлинским), глубина вреза которых достигает 100—150 м и больше. В верховьях отдельных оврагов развиты оползни.

Ленгебизский моноклиальный хребет является наиболее приподнятым участком Ленгебиз-Алятских низкогорий (рис. 25). Хребет сложен средне- и верхнелиоценовыми песчано-глинистыми отложениями. Приводораздельная часть наиболее приподнятого участка (до 800—900 м) хребта сложена относительно плотными средне-плиоценовыми песчаниками. Пласты пород, слагающие моноклинал, надают на юго-запад под углом 30—32° и 52—58°, соответственно для апшеронских и акчагыльских отложений, и 60—70° для отложений продуктивной толщи. Местами углы падения пластов резко увеличиваются вплоть до их опрокидывания на юго-запад, что обусловлено влиянием движения масс с севера на юг (Ф. А. Ширинов, Ю. П. Баженов, 1962). Последнее имело место, по-видимому, в плейстоцене, когда воздымание хребта достигало максимума.



Рис. 25 Карта-схема геоморфологического строения Ленгебиз-Алятских низкогорий. Области преобладающих поднятий и денудаций: Структурно-денудационные горы: 1—низкие, интенсивно расчлененные, линейно-складчатые. Аридные: 2—низкие, интенсивно расчлененные, линейно-складчатые; 3—низкие, интенсивно расчлененные, складчато-моноклиналиные; 4 — низкие, интенсивно расчлененные, брахискладчатые. Денудационные плато и равнины: 5 — высокие, слаборасчлененные. Аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины: 6 — слаборасчлененные. Пролувиально-делювиальные равнины: 7 — слаборасчлененные; 8 — нерасчлененные. Дельтовые равнины: 9 — слаборасчлененные. Морские равнины: 10 — слаборасчлененные, 11 — нерасчлененные. Лагуно-солончаковые равнины: 12 — бугристо-западинные. Области преобладающих современных опусканий и аккумуляции: Аккумулятивные равнины: 13 — плоские, нерасчлененные; 14 — террасированные. Делювиально-солончаковые: 15 — бугристо-западинные, нерасчлененные. Формы рельефа и их комплексы: Тектонические (структурные): 16 — антиклинальные хребты, гряды и увалы; 17 — моноклиналиные хребты, гряды и гребни; 18 — синклиналиные котловины; 19 — разломы и разрывы; 20 — antecedentные долины; 21 — террасы, деформированные: а) — поднятые, б) — прогнутые; 22 — погребенные поднятия. Структурно-петроморфно-денудационные: 23 — кузцовые гряды. Грязевулканические: 24 — конусовидные вулканы; 25 — сопочные поля; 26 — грязевые сопки; 27 — сальзы; 28 — грязевые потоки. Водно-эрозионные и аккумулятивные: 29 — овраги; 30 — балки; 31 — место, направление и время речных перехватов; 32 — конусы выноса; 33 — субазральные дельты; 34 — пролувиально-делювиальные шлейфы. Речные террасы: 35 — нижнечетвертичные; 36 — среднечетвертичные; 37 — верхнечетвертичные. Поверхности выравнивания: 38 — позднелиценные. Абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные: 39 — уступы (клифы) древние; 40 — уступы (клифы) современные; 41 — надводные (а) и подводные (б) камни и гряды. Береговые валы: 42 — нижне-новокаспийские (20—22 м); 43 — верхненовокаспийские (25—26 м); 44 — современные (до 1929 г.); 45 — косы древние. Морские террасы: 46 — нижнечетвертичные; 47 — среднечетвертичные; 48 — верхнечетвертичные. Древние береговые линии: 49 — нижнечетвертичные (240 м); 50 — среднечетвертичные (180—200 м); 51 — среднечетвертичные (140—160 м); 52 — среднечетвертичные (100—110 м); 53 — верхнечетвертичные (45—50 м); 54 — верхнечетвертичные (20—25 м); 55 — верхнечетвертичные (0 м). Эрозионно-денудационные: 56 — уступы в рыхлых породах. 57 — останцовые возвышенности и увалы. Гравитационные: 58 — оползни а) — современные, б) — древние; 59 — глыбовые осыпи. Аридно-денудационные: 60 — бедленд; 61 — глинистый карст. Эоловые: 62 — дюны; 63 — бугристые пески. Аридно-солончаковые: 64 — солончаковые депрессии и понижения. Лагуно-солончаковые: 65 — плоские впадины и понижения. Прочие: 66 — современные песчаные пляжи.

С северо-востока Ленгебизский моноклиальный хребет ограничен Аджичайским разломом, по которому глинистые отложения майкопской свиты приходят в контакт с отложениями продуктивной толщи и акчагыла (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952). К этой линии тектонического нарушения приурочены грязевые вулканы Медресе, Чархан, Мелик-Чобанлы и Кушчу, расположенные в пределах полосы нагорных равнин и плато, прилегающих с севера к моноклиальному хребту.

Ленгебизский моноклиальный хребет характеризуется, согласно его тектоническому строению, асимметричным строением склонов. Южные склоны хребта относительно крутые ($8-10^\circ$ на востоке и $20-25^\circ$ на западе) и длинные. Уменьшение уклонов в восточном направлении обусловлено орографическим понижением хребта в этом же направлении. Северные склоны, наоборот, короткие и ступенчато опускаются к поверхностям Медресинского, Чарханского, Геоглярского и Кушчинского плато. Ступенчатость северных склонов обусловлена наличием серии тектонических разрывов и дифференцированностью движений (поднятий) по ним.

Ленгебизский хребт возвышается над вышеуказанными плато на $100-200$ м, тогда как высота его над предгорной полосой Ширванской низменности достигает $500-700$ м. Это и является главной причиной интенсивной расчлененности южных склонов хребта. Глубина расчленения на этом склоне $300-350$ м. Отдельные овраги (Джаванширский, Ортабулакский и Чайлинский) вследствие регрессивной эрозии перепилили водораздельную линию хребта и перешли в пределы вышеуказанных плато, где они приобретают форму балок с плоскими, местами заболоченными днищами и пологими склонами.

Овраги западной части южного склона, вплоть до Чайлинского оврага на востоке, имеют V-образную форму в поперечном профиле и крутые склоны. Причем V-образность строения оврагов, глубина вреза и крутизна их склонов увеличиваются в западном направлении, что связано с увеличением высоты хребта и уклона в этом же направлении. А последние обусловлены, по-видимому, более интенсивным поднятием западной части хребта.

К востоку от Чайлинского оврага наблюдается изменение морфологии оврагов; они приобретают U-образную форму. Склоны и водоразделы оврагов выполаживаются, дно их становится широким и плоским. Современные эрозионные врезы наблюдаются лишь в крупных оврагах и в их низовьях. Подобные морфологические черты оврагов восточной части хребта связаны с уменьшением амплитуды новейших поднятий и высоты хребта, выполаживанием склонов и уменьшением количества атмосферных осадков, а следовательно и количества поверхностного стока.

В крупных оврагах южного склона Ленгебизского хребта отмечаются террасы. К западу от Геоглярского оврага они разрушены оползнями, очень широко развитыми на этом участке южного склона, где на поверхности обнажаются глинистые породы. К востоку от с. Кушчу ввиду усиления засушливости климата оползней не встречается. На востоке, в районе грязевого вулкана Коланы, антиклиналь, составляющая структурную основу Ленгебизского хребта, дает виргацию (А. А. Али-Заде и др., 1967). Северная ветвь складок, обрамляя дугообразно с северо-востока Сабадюзинскую синклиналиную равнину и образуя в рельефе Хашамадинский хребет, в районе грязевого вулкана Дашмардан приближается к Алятской гряде. Южная ветвь простирается в субмеридиальном направлении, в сторону Каламадин-Хараминской зоны поднятия.

Каламадин-Хараминский антиклиналиный хребет является юго-восточным орографическим продолжением Ленгебизского моноклиального хребта. От последнего, вблизи с. Удуллу, он отделяется неглубоким синклиналиным перегибом, являющимся в этом месте

морфологическим выражением ундуляции антиклинальной зоны, к которой приурочен грязевой вулкан Удуллу. По более древним (средний плиоцен) отложениям Ленгебизская и Каламадинская антиклинали составляют одну крупную структурную единицу (А. А. Али-заде и др., 1967). Орографическая обособленность и структурное различие в строении хребта, придающие ему специфические морфоструктурные особенности, резко отличают его рельеф от строения Ленгебизского хребта. Эти отличия заключаются в следующем:

1) Каламадин-Хараминский хребет сложен более молодыми (верхний плиоцен и плейстоцен) отложениями; 2) хребет и антиклинали составляющие его структурную основу, простираются в субмеридиональном направлении; 3) хребет обладает меньшими абсолютными высотами, не превышающими 500 м.

Все эти особенности рельефа обусловлены тектоническим строением и положением Каламадин-Хараминской морфоструктуры в системе Куринской впадины, где она испытывает тектоническое и орографическое погружение, омоложение и виргацию в юго-восточном направлении — в сторону Южно-Каспийской впадины. Здесь широко развиты дизъюнктивные нарушения и явления грязевого вулканизма.

Каламадин-Хараминский хребет по отношению к Ленгебизскому сдвинут несколько к юго-западу и имеет асимметричное строение. Более крутыми являются его юго-западные склоны. В пределах Каламадин-Хараминского хребта широко развиты аридно-денудационные формы рельефа — бедленд и глинистый карст. Северо-западная часть Каламадин-Хараминского хребта, заключенная между грязевыми вулканами Удуллу и Ахтарма-Пашалы, называется Каламадинским хребтом. Этот хребет отличается резкой асимметричностью: северные склоны крутые и ступенчато спускаются к долине р. Пирсаат, южные менее крутые и бронированы апшеронскими песчанистыми известняками и конгломератами. Тем не менее хребет ввиду аридности климата и интенсивности новейших тектонических движений подвержен интенсивному эрозионному расчленению. Наиболее пониженные в результате размыва участки хребта погребены под продуктами извержения грязевых вулканов Коланы, Удуллу, Пашалы (северный) и Ахтарма-Пашалы. На востоке, в районе грязевого вулкана Ахтарма-Пашалы, в результате виргации Каламадин-Хараминской антиклинальной зоны образуются обособленные в структурном и орографическом отношении хребты Б. Харамии и М. Харамии, разделенные западной частью Навагинской синклинали.

Хребет Б. Харамии имеет почти симметричное строение, простирается в субширотном направлении и, огибая с юга Сабадюзинскую равнину, вплотную подходит к западной оконечности Алятской гряды, почти замыкая Сабадюзинский синклиналиный прогиб. Приводораздельная часть хребта осложнена продольным тектоническим разрывом, к которому приурочены грязевые вулканы. Северные склоны хребта относительно крутые и сложены апшеронскими известняками, чередующимися с песчано-глинистыми отложениями. Эрозионные процессы, протекающие в этих условиях, привели к образованию миниатюрных моноклинальных гряд и гребней. В восточной оконечности хребта широко развиты бедленд и глинистый карст, в развитии которых наблюдаются взаимные переходы.

Другой морфоструктурный элемент Каламадин-Хараминской зоны — хребет М. Харамии простирается в субмеридиональном направлении и характеризуется резко выраженной асимметрией, обусловленной тектоническим строением (рис. 26). Северо-восточные склоны относительно пологие и местами состоят из небольших куэстообразных гряд, обусловленных выходами пластов более плотных пород. Южные склоны вдоль тектонического разрыва круто опускаются к Ширванской равнине и вследствие избирательной денудации имеют ступенчатое строение.

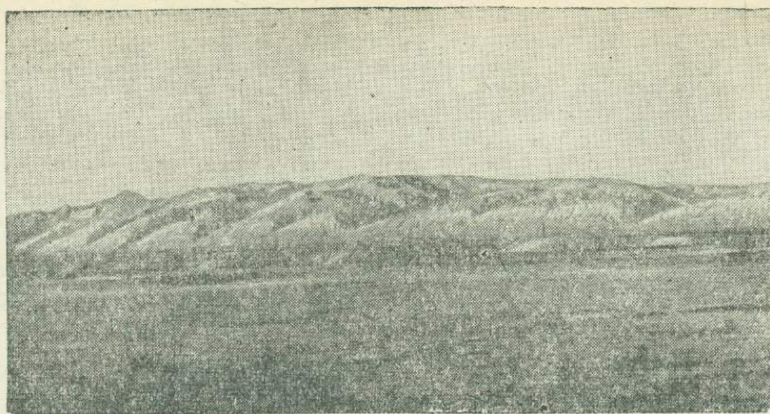


Рис. 26. Хребт М. Харамн (внд с юга).

Ближе к подножью они осложняются ступенями морских террас, относимых к позднечетвертичному времени. Кроме этого, южные склоны хребта характеризуются интенсивной расчлененностью. Несмотря на молодость рельефа хребта М. Харамн (средний плейстоцен), глубина вреза оврагов этого склона достигает 250—300 м. Овраги отличаются V-образной формой и крутыми, иногда отвесными склонами, что делает их почти непроходимыми. Овражная сеть образует ландшафт-бедленд с широким развитием глинистого карста. На востоке этот хребт заканчивается грязевым вулканом, извержение которого происходило в позднехазарское время, после формирования морской террасы высотой в 85—100 м.

В строении хребта М. Харамн, кроме апшеронских пород, принимают участие и плейстоценовые морские отложения, дислоцированные под углом 55—60° (урунджикские слои) и 28—30° (позднехазарский подъярус). Последние свидетельствуют о большой тектонической активности хребта в позднем плейстоцене и голоцене. Юго-восточное продолжение Каламадин-Хараминской антиклинальной зоны находит свое отражение в рельефе Нижнекуруинской впадины в виде внутридепресссионных возвышенностей и гряд (Мишовдаг, Кюровдаг, Бабазанан и др.), которые будут рассмотрены при характеристике Кура-Араксинской низменности.

Алятская антиклинальная гряда в структурном отношении находится на крайнем восточном продолжении Дашюз-Амираванской и Ленгебизской зон поднятий (В. Е. Хаин, 1950; А. А. Ализаде и др., 1967). В ее строении исключительно важную роль играли тектонические разрывы и явления грязевого вулканизма. Дальнейшая морфоскульптурная моделировка хребта осуществлялась в аридных условиях климата.

Гряда характеризуется молодым (плейстоценовым) и прямым тектоническим рельефом. Она соответствует одноименной антиклинальной складке, сложенной песчано-глинистыми отложениями продуктивной толщи (средний плиоцен), которые на крыльях перекрываются верхнеплиоценовыми глинами, песками, детритусовыми песчаниками и известняками. Указанные отложения интенсивно дислоцированы и собраны в брахиантиклинальные складки (Дашмарданская, Шокиханская, Дурандагская (Беридашская), Солахайская, Айрантекианская, Котурдагская и Дашгиль-Деянизская), расположенные кулисообразно по отношению друг к другу.

Четвертичные отложения не принимают непосредственного участия в строении Алятской гряды. Они слагают лишь поверхности морских террас, образующих выположенные поверхности в приводораздельной части гряды (на юго-востоке) и ступени, врезанные в ее склоны. На

высотах — 10, 0, 40, 100—120 и 200 м наблюдаются террасы. Все это свидетельствует о том, что формирование современного структурного плана гряды завершилось до плейстоценовых трансгрессий, в результате поднятий в период предбакинской фазы складчатости.

На протяжении почти 35 км антиклинальная зона Алятской гряды разорвана крупным продольным Аджичай-Алятским тектоническим разломом (И. М. Губкин, 1934) взбросового характера, с почти вертикальной плоскостью разрыва. Амплитуда вертикального смещения достигает максимума (1650—1700 м) в центральной части зоны и в северо-западном и юго-восточном направлениях уменьшается до 450—500 м (Г. А. Ахмедов, 1957).

Максимальная абсолютная высота гряды приурочена к ее северо-западной оконечности — вершине Дашмардан и достигает 500 м. В юго-восточном направлении гряда испытывает постепенное и плавное погружение и в районе г. Котурдаг понижается до 200 м. Высота гряды над прилегающей с юго-запада Навагинской равниной колеблется в пределах от 200 до 400 м, тогда как высота ее над прилегающей с северо-востока хазарской абразионно-аккумулятивной равниной достигает лишь 100—120 м.

К юго-востоку от грязевого вулкана Дашмардан Алятская гряда вначале приобретает субмеридиональное направление (на участке Дурандагской антиклинали), а затем — меридиональное (на участке Солахайской антиклинали). В районе грязевых вулканов Мирзали и Айрантекян, в пределах Айрантекянской антиклинали Алятская гряда вновь приобретает субширотное направление. Вблизи грязевого вулкана Котурдаг антиклинальная зона посредством молодого наложенного прогиба, возникшего в районе Алят-Пристань, разделяется на две ветви. Одна из них в виде Пирсаатского погребенного антиклинального поднятия прослеживается в юго-восточном направлении, в сторону мыса Пирсаат.

Другая ветвь Алятской гряды совпадает с конусами грязевых вулканов Дашгиль, Деяниз и простирается в широтном направлении, заканчиваясь грязевым вулканом на мысе Алят. Таким образом, Алятская гряда на всем протяжении не выдерживает определенного направления простираения и в целом образует дугу, выпуклая сторона которой обращена к северо-востоку — в сторону Джейранкечмазской депрессии. Это обусловлено, по-видимому, интенсивным прогибанием Навагинской синклинали. Вообще в морфологии антиклинальных складок Ленгезиз-Алятской и Каламадин-Хараминской зон и в строении положительных форм рельефа, обусловленных ими, большую роль играли предбакинские и предхазарские тектонические движения, приведшие к образованию наложенных синклинальных прогибов, активизации тектонических разрывов и грязевых вулканов, приуроченных к ним.

Алятская гряда характеризуется резко выраженным асимметричным строением с пологими северо-восточными и крутыми юго-западными крыльями, что обусловлено тектоническими особенностями ее строения и наличием разрывов. Отличительной чертой рельефа гряды является ее интенсивная расчлененность. Выветривание и эрозионно-денудационные процессы рельефообразования в условиях аридного климата привели к широкому развитию густой овражной сети типа бедленд и глинистого карста. Особенно интенсивно расчленены юго-западные склоны гряды, что обусловлено их экспозицией, низким расположением базиса эрозии (Навагинской равнины) и крутизной склонов.

На отдельных участках (к востоку от г. Дашмардан, между горами Мирзали и Айрантекян, вблизи г. Дурандаг) овраги юго-западного склона перепилили водораздельную линию гряды и частично перехватили овражную сеть противоположного склона. Глубина вреза крупных оврагов достигает 200 м. Наиболее высокие вершины Алятской гряды

являются грязевыми вулканами — Дашмардан, Дурандаг, Оюх, Мирзали и др., играющими исключительно важную роль в морфологии Алятской гряды. Они выносят на поверхность огромное количество рыхлого материала — грязевулканической брекчии, легко поддающейся эрозионно-денудационным процессам и обуславливающей интенсивное развитие эрозионных процессов. С другой стороны, продукты новейших извержений заполняют отрицательные формы рельефа, выработанного эрозией, и тем самым выполаживают его, смягчая внешнее очертание.

Сольно-грифоновые воды при наличии благоприятных условий рельефа собираются в плоских понижениях, расположенных вдоль подножья юго-западных склонов, и способствуют развитию здесь солончаковых и эоловых процессов.

Навагинская синклинали котловина прослеживается в низовьях р. Пирсаат, между Алятской грядой и Каламадин-Хараминской зоной поднятий. В структурном отношении она соответствует Навагинской наложенной синклинали. Она выполнена мощной (2000—2400 м) толщей верхнеплиоцен-четвертичных отложений. Днище котловины представляет собой плоскую, почти нерасчлененную равнину. Морфологические особенности ее рельефа обусловлены характером современных движений и накоплением молодых континентальных образований. Центральная часть равнины, вдоль русла р. Пирсаат сложена аллювиальными, а периферия — делювиальными и пролювиальными образованиями.

Приносимый с грязевых вулканов материал и грифоновые воды усиливают процессы засоления почв вдоль Алятской гряды и г. Калмас, особенно в тех местах, где вдоль гряд и возвышенностей прослеживаются пониженные участки. В подобных случаях поверхность равнины оказывается занятой ареалами сплошных солончаков. На северо-западе на уровне 87-метровой террасы р. Пирсаат Навагинская равнина коррелируется с поверхностью наиболее высокой части Сабадюзинской равнины, расположенной выше по течению р. Пирсаат.

Наиболее северо-западная часть равнины, занимающая пространство между хребтами М. и Б. Харам, расчленена оврагами с глубиной врез до 20—25 м.

Предмалокавказская наклонная равнина

Предмалокавказская наклонная равнина на расстоянии около 275—300 км между рр. Храми и Аракс широкой полосой — от 12—18 км на западе (в пределах Гянджинской равнины) до 25—30 км на востоке (в пределах Карабахской и Приараксинской равнин) окаймляет северо-восточный край горного сооружения М. Кавказа. В низовьях Храми, Акстафачая, Дзегамчая, Гянджачая, Каркарчая, Кенделанчая и других рек, долины которых совпадают с поперечными синклиналиными прогибами или тектоническими разломами глубокого заложения, равнина вдается далеко в пределы М. Кавказа.

В предгорьях М. Кавказа равнина начинается в среднем на высоте 400—500 м. Лишь на отдельных участках, совпадая с периклинальными погружениями Мровдагского и Карабахского хребтов, она испытывала максимальное поднятие за поздний апшерон и плейстоцен и прослеживается до абсолютных высот 600—800 м. В северо-восточном направлении равнина испытывает плавное понижение до абсолютных высот 130—250 м в пределах Гянджинской равнины и 20—40 м и ниже — в пределах Мильско-Карабахской равнины.

В тектоническом отношении Предмалокавказская наклонная равнина соответствует одноименному краевому (предгорному) прогибу,

заложившемуся в раннеальпийском орогенном этапе, на стыке геоантиклинами М. Кавказа и срединного массива на месте Куринской впадины. В течение всего этого этапа вплоть до позднего сармата, она была областью слабых опусканий и осадконакопления. Начиная с позднего сармата, Предмалокавказский прогиб вовлекается в общее сводовое поднятие горной области М. Кавказа (Э. Ш. Сихалибейли, 1967).

Пологие антиклинальные складки платформенного типа этой области, сложенные меловыми и палеоген-миоценовыми отложениями и погребенные под верхнеплиоцен-четвертичными образованиями, формировались, по-видимому, в этот период. В среднем плиоцене в связи с поднятием полосы Предмалокавказской наклонной равнины, с одной стороны, и низким положением общего базиса эрозии, с другой, широко развиваются эрозионно-денудационные процессы и вырабатываются эрозионные цоколи долин поперечных рек М. Кавказа в пределах низкогорий и самой Предмалокавказской наклонной равнины.

В дальнейшем в результате акчагыльской трансгрессии и значительного повышения базиса эрозии эрозионные цоколи этих долин оказываются погребенными под морскими, а затем и континентальными образованиями верхнего плиоцена. Этому способствовало также слабое опускание равнины, вызванное интенсивным прогибанием Куринской впадины. Однако опускание Предмалокавказской наклонной равнины за этот период достигает сравнительно небольших величин — 400—500 (на северо-западе) и 600—800 м (на юго-востоке). Если сюда включить и опускания за четвертичный период, то общий размах прогибания равнины за поздний плиоцен — четвертичное время достигнет 800—1000 м.

В позднем апшероне вновь усиливаются тектонические движения в горной области М. Кавказа, вовлекшие в поднятие и Предмалокавказскую наклонную равнину. Реки начинают усиленно врезаться в свои же отложения, выполняющие древние эрозионные долины, и формировать в них серию врезанных террас. Врезание рек в основном совпало с направлениями простираения древних эрозионных долин и носило унаследованный характер. К современной эпохе, за исключением отдельных случаев, реки еще не успели вскрыть ложа древних (среднеплиоценовых) эрозионных долин. Периферийная внешняя полоса равнины в течение всего ранне- и среднечетвертичного времени по-прежнему оставалась областью медленного опускания и осадконакопления (главным образом континентального).

Поверхность Предмалокавказской наклонной равнины почти повсюду сложена континентальными галечниковыми, галечниково-суглинистыми образованиями верхнеплиоцен-четвертичного возраста. Лишь на отдельных локальных участках из-под верхнеплиоцен-четвертичного галечникового покрова выступают останцы верхнеюрских меловых отложений. Внешняя граница Предмалокавказской наклонной равнины очерчивается глубинным разломом (Э. Ш. Сихалибейли, 1966, 1967; А. В. Мамедов, 1970), который на северо-западе совпадает с современной долиной Куры и характеризуется крутыми обрывистыми южными бортами. В пределах Карабахской равнины этот разлом в рельефе выражен едва заметным перегибом на высоте 20—25 м, у которого в позднечетвертичное время формировали свои пологие конусы выноса протоки Тертера, Хачинчая и Каркарчая.

Еще юго-восточнее, в пределах Мильской низменности и Притальшской наклонной равнины глубинный разлом совпадает с довольно четко выраженным в морфологии низменности перегибом и цепочкой небольших холмов и возвышенностей, прослеживаемых вдоль древней береговой линии на уровне нулевой отметки. Другим глубинным разломом (флексурой на юго-востоке), сравнительно более молодого заложения Предмалокавказская наклонная равнина отделена от внешнего края горного сооружения М. Кавказа (Э. Ш. Сихалибейли, 1967).

На основе морфогенетических признаков, обусловленных особенностями тектонического строения, а также возрастом, характером аккумулятивного покрова и историей формирования равнин, в пределах Предмалокавказской наклонной равнины, выделяются следующие морфоструктуры более низкого (пятого) порядка: Караязи-Гянджинская аккумулятивная (аллювиальная) равнина*, Казанбулак-Нафталанская денудационно-аккумулятивная (флювиогляциальная), Карабахская аккумулятивная (аллювиально-пролювиальная), Мильская денудационно-аккумулятивная (аллювиально-пролювиально-делювиальная, частично аллювиальная), Приараксинская денудационно-аккумулятивная (аллювиально-пролювиально-делювиальная) и Приталышская денудационно-аккумулятивная (пролювиально-делювиальная).

Казанбулак-Нафталанская денудационно-аккумулятивная (флювиогляциальная) равнина охватывает предгорную полосу Предмалокавказской наклонной равнины между рр. Кюракчай и Тертер и в структурном отношении соответствует периклиналильному прогибу, расположенному на юго-восточном окончании Мровдагского антиклинория (рис. 27). В течение майкопского века (олигоцен, ранний и средний миоцен) территория равнины испытывала интенсивное опускание, где накопилась огромная толща (около 3,5 км) осадков нижнемолассовой формации (В. Е. Хаин 1937; В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952; К. А. Ализаде, М. А. Багманов, Б. Г. Керимов, 1960).

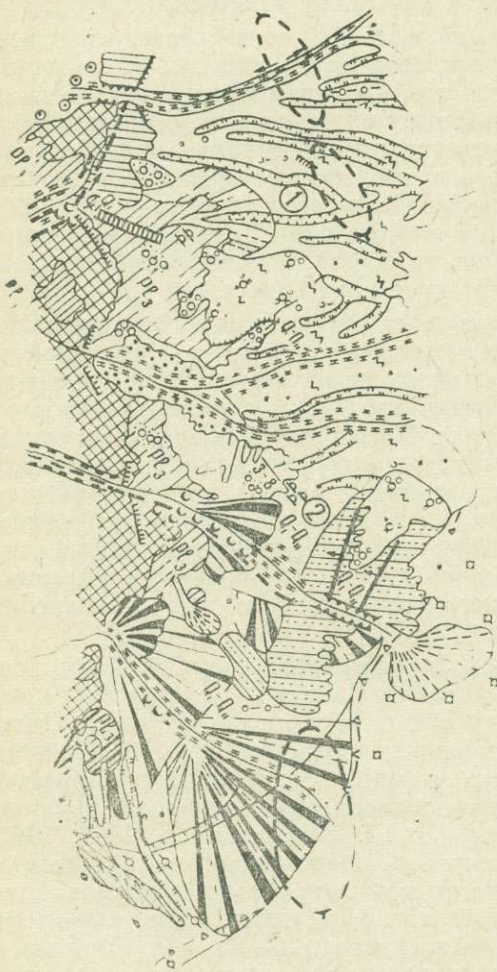


Рис. 27. Карта-схема геоморфологического строения Казанбулакской (1) и Нафталанской (2) равнин.

Начиная с позднего сармата, территория была охвачена интенсивными поднятиями Мровдагского хребта (Э. Ш. Шахалибейли, 1967). В дальнейшем, вплоть до ачкагыльской эпохи она представляла собой низкогорную, частично приподнятую измененную сушу, где преобладали процессы континентального размыва и денудации. По-видимому и в это время формировались Аджидеринская, Казанбулакская, Нафталанская, Мирбаширская и другие антиклинальные складки, оказавшиеся впоследствии погребенными под верхнеплиоценовыми отложениями.

С наступлением ачкагыльской трансгрессии и повышением уровня эрозии, с одной стороны, и в связи с интенсивным опусканием Курин-

* Караязи-Гянджинская равнина расположена за пределами района наших исследований. Она описана в работе М. А. Мусейбова (1963), поэтому не будем останавливаться на ее характеристике.

ской впадины и предгорной зоны М. Кавказа, с другой, район Казанбулак-Нафталанской равнины подвергается выравниванию, о чем свидетельствует повсеместное трансгрессивное залегание морских нижнеакчагыльских образований на размытой поверхности майкопских отложений. В середине акчагыльского века наблюдается некоторое отступление моря и накопление мощной толщи (150—200 м) верхних молласовых образований. Начиная с позднего апшерона, формируются наиболее древние конусы выноса Тертера, Инджачая, Карачая и пра-Бузлухчая, сложенные в основном флювиогляциальными галечниковыми образованиями.

Следует отметить, что слагающие поверхность Нафталанской равнины отложения, в отличие от слагающих поверхность смежных с запада и востока Караязи-Гянджинской и Карабахской равнин, характеризуются преобладанием галечникового материала над песчано-суглинистым. Это, по мнению Б. А. Антонова (1960), объясняется большой амплитудой поднятий источника сноса, т. е. Мровдагского хребта, в отличие от Карабахского и Шахдагского хребтов. Это, в частности, сказалось и на большой высоте Мровдагского хребта. Именно этими поднятиями было обусловлено оледенение высокогорной части названного хребта. В конце апшерона территория Нафталанской равнины испытывает значительное поднятие и реки начинают врезаться в нее, образуя врез, глубина которого в современную эпоху колеблется в пределах от 110 до 400—450 м.

Казанбулак-Нафталанская равнина — наиболее приподнятая часть Предмалокавказской наклонной равнины, что обусловлено ее расположением в периклинальном окончании Мровдагского хребта, наиболее активного звена внешних хребтов М. Кавказа. В наиболее приподнятой предгорной полосе равнина достигает абсолютных высот 800—1000 м и представляет собой типичную поверхность выравнивания позднеплиоценового возраста. В северо-восточном направлении равнина постепенно понижается и отчетливо выраженным уступом на высоте 200—300 м переходит в Гянджинскую и Карабахскую равнины.

Первоначально равнина имела плоскую поверхность с незначительным уклоном на северо-восток, что явилось, по мнению В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), причиной бифуркации Карачая на два протока — собственно Карачая и Гераньчая. Об этом свидетельствует широкое распространение в виде линз отложений гачи среди аллювиальных образований, слагающих поверхность равнины.

Казанбулак-Нафталанская равнина разделяется на две морфологически отчетливо различающиеся части: северную (Казанбулакскую) и южную (Нафталанскую). Казанбулакская часть равнины охватывает междуречье Карачая и Кюракчая и представляет собой наклонную равнину, без заметной дифференциации высот рельефа, что объясняется отсутствием конуса выноса и перегибов поверхности рельефа. Исключением является древний конус выноса пра-Бузлухчая. Нафталанская часть равнины расположена в междуречье Тертера и Карачая. Здесь она соответствует древним конусам выноса Инджачая и Тертера и характеризуется ступенчатым строением, а в периферийной части осложняется Нафталанским антиклинальным поднятием. В пределах наиболее древнего конуса выноса р. Инджачай, где местами на поверхности равнин и вдоль реки из-под галечниковой толщи обнажаются глинистые отложения майкопской свиты, развиты оползни.

Еще одной характерной чертой Казанбулак-Нафталанской равнины является интенсивное расчленение ее периферийной части овражно-балочной сетью типа бедленд. Но в отличие от Иорско-Аджиноурских низкогорий здесь в ландшафте-бедленд балки преобладают над оврагами, которые характеризуются относительно пологими склонами и U-образной формой поперечного профиля.

Карабахская аккумулятивная аллювиально-пролювиальная равнина расположена на том участке, где Куринская впадина по верхнеплиоцен-четвертичным отложениям испытывает расширение и ее южная грибообразная полоса в виде «залива» заходит по долине р. Каркарчай и другим мелким речным долинам далеко в пределы гор М. Кавказа. Последнее объясняется осложнением на этом участке Куринской впадины поперечной системой синклинальных прогибов (Гиндархский) и разломов (Каркарчайский) (В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952, Н. Ш. Ширинов, 1961; Э. Ш. Сихалибейли, 1964).

Карабахская равнина расположена между предгорьями М. Кавказа на юго-западе, где она достигает около 450—500 м и изогипсой 20 м на северо-востоке. Равнинный характер рельефа нарушается лишь в крайней северо-западной части, где она осложняется локальными брахиантиклинальными поднятиями, выраженными в виде увалов и гряд (Дуздаг, Гедакбоз). Эти поднятия сложены верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными отложениями. По мнению А. В. Мамедова (1968), Е. Е. Милановского (1968) и других авторов, указанные брахиантиклинальные поднятия являются структурными элементами южной ветви Иорско-Аджиноурской складчатой области. Они вместе с Нафталанской, Мирбаширской, Бардинской, Ширванлинской, Баш-Карвендской, Агджабединской и другими погребенными структурами, расположенными несколько южнее, образуют одну антиклинальную зону. Последняя в низовьях рр. Тертер, Хачинчай и Каркарчай, где происходит расширение Куринской впадины и осложнение ее поперечным прогибом и глубинным разломом, испытывает резкое погружение. Поэтому погребенные структуры отчетливо выражены лишь в миоценовых и более древних отложениях. А что касается вышележащих более молодых (верхнеплиоценовых и четвертичных) отложений, то они не охвачены складчатостью и залегают моноклинально, в соответствие с общим уклоном поверхности равнины. Указанная антиклинальная зона особенно интенсивно погружается в низовьях Аракса, где, начиная с миоцена, формируется Нижнеараксинская наложенная синклиналь.

В морфологическом отношении Карабахская равнина делится на две отчетливо выраженные ступени. Верхняя ступень расположена на высоте 240—600 м и состоит исключительно из конусов выноса Тертера (второй и третий конусы)*, Хачинчая, Каркарчая и межконусных понижений, поэтому она имеет волнистую поверхность. Эта полоса равнины, начиная со второй половины хазарского века, втянута в слабое поднятие вместе с прилегающими предгорьями М. Кавказа. Поэтому равнина подвержена эрозионному расчленению, в результате которого сформировалась балочная сеть, прослеживаемая на участке междуречья Тертера и Хачинчая.

Максимальная глубина вреза прослеживается вдоль рек, характеризующихся постоянным стоком. Так, например, глубина вреза Тертера в пределах первой ступени равнины колеблется от 30 до 220 м. Относительно большая глубина вреза здесь связана с интенсивным поднятием равнины. Этим обусловлена также и сравнительно большая высота (до 600 м) последней. Несмотря на это, река успела вскрыть на 6—7 м подошву своих древних отложений, слагающих конус, лишь у самого выхода из гор вблизи с. Мадагиз. В южном направлении наблюдается уменьшение высоты равнины (до 240—400 м) и глубины вреза рек (10—15 м).

Верхняя ступень Карабахской равнины в низовьях Каркарчая имеет наименьшую высоту и вдается далеко в горы. Она коррелируется с поверхностью равнины, составляющей дно Степанакертской внутригорной котловины (рис. 28). Характерной особенностью этой части равнины является наличие «островков» выходов верхнеюрских и мело-

* Более древний конус Тертера относится к Казанбулаг-Нафталанской равнине.

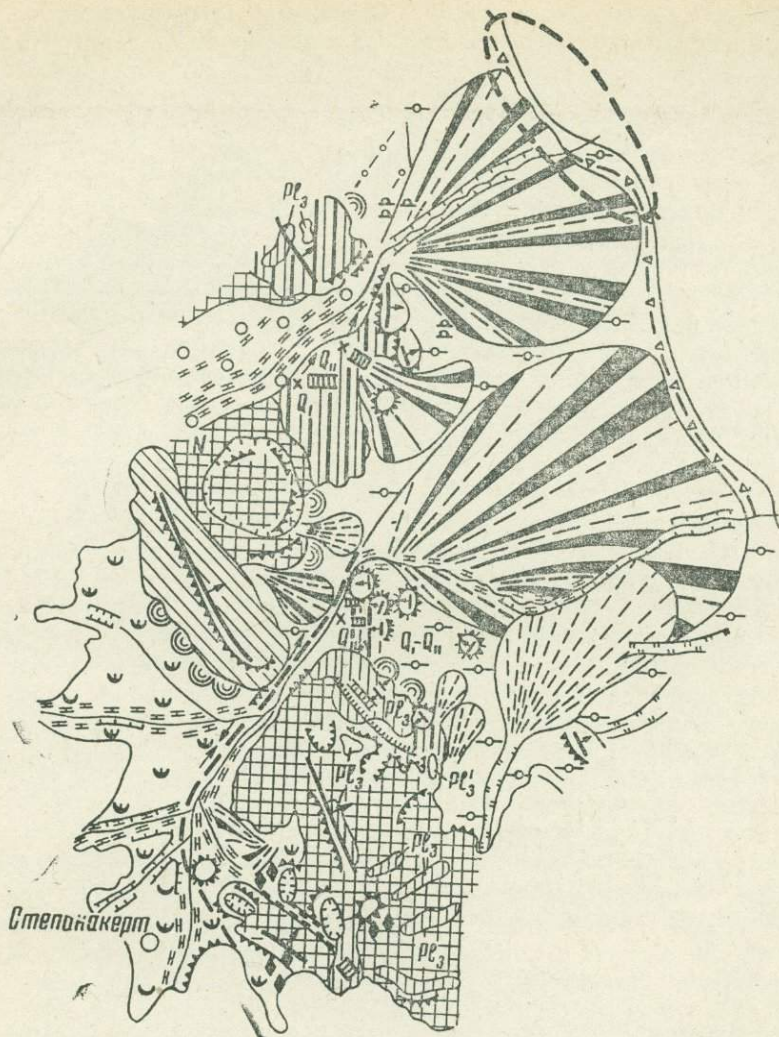


Рис. 28. Карта-схема геоморфологического строения низовьев Каркарчая и Хачинчая.

вых известняков среди аллювиально-пролювиальных образований. Они появились вследствие того, что Шахбулакский моноклиальный хребет, расположенный севернее Каркарчая и сложенный верхнемеловыми известняками, Пирабулакская и Каракендская моноклиальные гряды, простирающиеся южнее указанной реки и сложенные соответственно верхнемеловыми и верхнеюрскими известняками, по мере приближения к низовьям Каркарчая образуют дугу, обращенную выпуклой стороной к горам, и резко погружаются под отложения конусов выноса Каркарчая и других рек.

На поверхности конусов выноса рек в пределах верхней ступени Карабахской равнины прослеживаются ложбины с глубиной вреза 6—10 м, которые служат временным стоком для ливневых и сбросовых вод. Они сохранились со среднечетвертичного времени, когда реки несколькими рукавами текли по поверхности конусов выноса.

Нижняя ступень Карабахской равнины занимает площадь в два раза бóльшую, чем верхняя ступень, и также соответствует конусам выноса рек Карабаха, но имеет более молодой (средне- и позднечетвертичный) возраст. Конусы выноса в этой части равнины характеризуются большими размерами, малыми относительными высотами и

меньшими уклонами поверхности. В связи с затрудненностью стока реки в пределах этих конусов выноса образовали больше рукавов и протоков, русла которых отличаются небольшой глубиной вреза (1—3 м). В отдельных случаях они вовсе не врезаны и вдоль них прослеживаются прирусловые гривы высотой до нескольких метров. Последние обусловлены тем, что равнина отстает от общего поднятия.

Для ряда рек Карабахской равнины (Тертер, Хачинчай и др.) характерно перемещение русел в северном направлении (влево от современного русла), тогда как у Каркарчая оно перемещается в южном направлении. Возможно, миграция русел связана с относительно слабым ростом погребенных структур или с перемещением оси максимального прогибания Гиндархской синклинали к югу.

Довольно широко развиты межконусные понижения, которые нередко заняты болотами (при избытке воды) или солончаками и шорами. Особенно большую площадь межконусные понижения занимают между реками Тертер и Хачинчай. Иногда заболоченные участки в пределах равнины имеют и другое происхождение. Так, например, антиклинальное поднятие Гедакбоз, возникшее в низовьях рр. Инджачай и Карачай, запрудило их сток и реки не смогли перепилить интенсивно растущую антиклиналь. Таким образом, участок равнины, расположенный на тыловой стороне поднятия Гедакбоз, превратился в болото, а реки обошли поднятие.

Одной из характерных особенностей морфологии нижней ступени Карабахской равнины является наличие здесь перегибов поверхности и уступов, морфологически напоминающих морские террасы. Эти уступы и перегибы, отмеченные еще Ф. П. Саваренским (1929) и В. А. Приклонским (1932), показаны на картах геоморфологического районирования Закавказья и Кавказа А. Л. Рейнгарда (1941), С. С. Кузнецова (1941), Б. Ф. Добрынина (1948) и более детально изучены В. Р. Волобуевым (1959) и нами (Н. Ш. Ширинов, 1961, 1962 и др.).

По мнению В. Р. Волобуева, эти перегибы представляют собой абразионные уступы, связанные с деятельностью четвертичных трансгрессий Каспийского моря. В дальнейшем они были переработаны денудационными процессами и погребены под аллювиально-пролювиальными образованиями. Погребенные абразионные уступы и береговые линии прослеживаются в рельефе на абсолютных высотах 0, 20—25, 45—50, 90—110, 120, 140—160, 180—200 и 240 м, близких к уровням древних хвалыньских, хазарских и гюргянских террас, распространенных вдоль каспийского побережья Б. Кавказа*.

Отклонение высоты уступов от их средних уровней увеличивается к северо-востоку от линии, проведенной между сс. Намирли и Гаджаллы. При этом уступы ниже 50 м отклоняются от своего среднего уровня на меньшую величину, чем вышележащие, более древние уступы. Это дает основание предполагать, что южная половина Карабахской равнины, соответствующая Гиндархской синклинали, испытывала погружение. Причем до позднехазарского времени темпы погружения ее были больше, чем в последующие эпохи четвертичного времени. Вероятно, с этим погружением связано и уменьшение абсолютных высот древних конусов выноса рр. Каркарчай и Хачинчай по сравнению с одновозрастными конусами Тертера и Инджачая, а также перемещение русла р. Каркарчай в южном направлении, о чем было сказано выше.

Довольно интересным обстоятельством является высотное совпадение указанных перегибов, предполагаемых древних морских берего-

* Для определения истинных высот этих уступов следует вычесть из указанных величин мощность покровных отложений.

Тогда их высоты окажутся несколько ниже соответствующих морских террас Юго-восточного Кавказа, что объясняется разнородностью тектонического строения этих областей.

вых линий с внешними границами конусов выноса рек. Так, например, предполагаемая 240-метровая береговая линия совпадает с краями первого, наиболее древнего конуса выноса р. Каркарчай, второго конуса р. Хачинчай и третьего конуса р. Тертер. 140—160-метровая береговая линия совпадает с основанием наиболее древнего конуса выноса р. Аракс. Следующие, более низкие береговые линии (45—50, 20—25 и 0 м) очерчивают контуры более молодых конусов выноса Аракса, Каркарчая, Хачинчая и Тертера.

Перегиб на высоте 20—25 м оконтуривает с северо-востока край Карабахской равнины и отделяет ее от плоской Прикуруинской аллювиально-озерно-старичной равнины. Вдоль этого перегиба рр. Тертер, Хачинчай и Каркарчай формируют свои наиболее молодые субаэральные дельты (В. Р. Волобуев, 1953 г.). Еще одной характерной чертой геоморфологии Карабахской равнины является наличие большого количества курганов, расположенных в междуречье Каркарчая и Хачинчая, Тертера и Инджачая.

Мильская денудационно-аккумулятивная пролювиально-делювиальная (частично аллювиальная) равнина расположена южнее Карабахской, между реками Каркарчай и Аракс. Переход между ними постепенный, но различие в строении их рельефа довольно ощутимо, что и позволило выделить их в качестве самостоятельных морфоструктур. На северо-востоке равнина простирается до изогипс высот 20—25 м, а местами даже до 0 м. Вдоль этих изогипс она граничит с Прикуруинской равниной.

Выше было отмечено, что в строении Карабахской равнины наблюдается ряд уступов и перегибов, прослеживающихся и на Мильской равнине. Особенно хорошо выражены в рельефе более низкие уступы (на высотах 20—25 и 0 м), очерчивающие внешний контур наиболее молодых субаэральных дельт р. Аракс. Наблюдаемые перегибы придают равнине ступенчатый характер. Наиболее отчетливо выраженный перегиб, прослеживаемый на высоте 120 м, разделяет равнину на две отличающиеся друг от друга части: собственно Мильскую и Харами-Шпартинскую.

Харами-Шпартинская часть Мильской равнины на западе прослеживается до 400 м высоты и по долинам рр. Пирабулак, Хонашенчай и Агджа-Кошун заливообразно заходит далеко в пределы низкогорий Карабахского хребта. Генетически она представляет собой денудационно-аккумулятивную пролювиально-делювиальную равнину с общим современным уклоном на восток-юго-восток, в сторону долины р. Аракс. Однако этому уклону соответствуют лишь направления простираения небольшой группы оврагов и балок, расположенных вблизи долины Аракса. Основная же часть речной и овражной сети ориентирована в северо-восточном направлении, в сторону нижней ступени Мильской равнины. Это говорит о том, что уклон Харами-Шпартинской равнины в ранние эпохи четвертичного периода был ориентирован на северо-восток и соответствовал направлению простираения речных долин и овражной сети. Об этом свидетельствуют и азимуты падения древних делювиально-пролювиальных образований, слагающих поверхность равнины в ее предгорной полосе.

На юго-востоке с поверхностью этой равнины сливается наиболее древняя субаэральная дельта Аракса, край которой оконтуривается изогипсами высот 140—160 м. В период ее формирования еще не существовало долины р. Аракс, врезанной в эту субаэральную дельту на 80 м. Поэтому уклоны Харами-Шпартинской равнины, а следовательно и долинно-балочная сеть были ориентированы на северо-восток.

Поверхность равнины сложена суглинисто-мелкогалечниковыми образованиями пролювиально-делювиального, а ближе к Араксу — аллювиального происхождения. Эрозионные врезы рек, глубина которых ко-

леблется в больших пределах (от 20—40 до 70—80 м), еще нигде не вскрыли подошву этих образований. Следовательно, мощность указанных отложений достигает 80 м и больше. Повсюду они покрыты 10—25-метровой толщей суглинков с прослоями погребенных почв.

Местами в наиболее приподнятой части равнины на высоте 400—600 м (гг. Карачуг, Кызыл-Кая и др.) из-под пролювиально-делювиальных образований на поверхность равнины выступают сильно дислоцированные и разорванные тектоническими нарушениями юрские и меловые образования. Полоса выходов этих пород в структурном отношении отвечает осевой зоне Агдамского антиклинория в его юго-восточной периклинальной части. Вообще Агдамский антиклинорий, сложенный средне-верхне-юрскими и меловыми отложениями, в восточной своей части раздроблен и опущен под палеоген-миоценовые и верхнеплиоцен-четвертичные образования Карабахской и Мильской равнин.

Выходы юрских и меловых пород на фоне волнистой поверхности равнины с мягкими очертаниями рельефа образуют резко выраженные останцовые возвышенности и гряды. Они расположены на высоте 400—600 м и морфологически коррелируются с позднеплиоценовыми поверхностями выравнивания, которые в виде отдельных фрагментов на высоте 400—1000 м оконтуривают юго-восточное погружение Карабахского хребта. Поверхности этих возвышенностей и гряд срезаны денудацией и покрыты россыпями галечников из пород прилегающих участков Карабахского хребта. Последнее свидетельствует о том, что выравненные вершины гг. Карачуг, Кызыл-Кая и др. представляют собой опущенную часть указанной выше поверхности выравнивания.

Меловые породы обнажаются по речным долинам (р. Агджа-Кочун) и в более низкой (около 200 м) части Харамы-Шпартинской равнины (г. Аг-Бурун). Это свидетельствует о неглубоком залегании указанных пород, которые составляют, по-видимому, эрозионный цоколь равнины. Не исключено, что Шпартинское и Керимбейлинское погребенные поднятия (Н. Ш. Ширинов, 1962) обусловлены близким залеганием этих пород к поверхности.

В связи с вовлечением равнины в общее поднятие прилегающего Карабахского хребта поверхность ее подверглась эрозионному расчленению. Густота расчленения здесь относительно высокая (Р. Х. Пириев, 1969), но эрозионные формы характеризуются широким плоским дном и очень пологими склонами, почти всюду покрытыми мощным почвенным слоем и густой травянистой растительностью. Следы современной эрозии прослеживаются лишь вдоль крупных долин и оврагов. Подобное строение эрозионных форм, которыми изобилует равнина, придает ее поверхности очень мягкие очертания. По этим морфологическим чертам равнина напоминает адырные предгорья Средней Азии.

Собственно Мильская равнина расположена между изогипсами высот 0 и 120 м. Вдоль правобережья р. Каркарчай она прослеживается до высоты 240 м. Равнина характеризуется плоской, почти нерасчлененной поверхностью и небольшими уклонами. В ее строении также наблюдаются перегибы на высотах 120, 45—50, 20—25 и 0 м, придающие поверхности равнины слабо выраженную ступенчатость. Морфологически наиболее хорошо выражены две ступени. Первая из них занимает полосу между 0 и 45—50-метровыми изогипсами. Здесь на фоне плоской поверхности равнины, особенно вдоль 0 и 20-метровых изогипс, наблюдаются очень плоские и неглубокие понижения, частично заболоченные. В рельефе равнины прослеживаются также небольшие возвышенности и холмы с относительно высокими высотами около 10 м. Холмы, часто сливаясь в своих основаниях, образуют пологие гряды.

Цепочки указанных холмов и гряд по месту расположения и профилирования приурочены к линии тектонического разлома, который окон-

р. Акеры, а на востоке сливается с верхней ступенью Мильской равнины. Граница между Приараксинской и Мильской равнинами условная и проводится на основании изменения ориентировки эрозионных форм. Выше было отмечено, что эрозионные формы Мильской равнины ориентированы в северо-восточном направлении. А что касается долин и оврагов Приараксинской равнины, то они ориентированы в юго-восточном направлении, в сторону долины Аракса. В структурном отношении Приараксинская равнина соответствует Нижнеараксинскому наложенному синклинальному прогибу и слившейся с ней юго-восточной части Мартунинского синклинория.

В северо-западной части равнины наблюдается резкое погружение отрогов Карабахского хребта под пролювиально-делювиальные образования, слагающие поверхность равнины. Вдоль границы равнины с предгорьями Карабахского хребта прослеживаются центры палеогеновых вулканических извержений (Э. Ш. Шихалибеги, 1967), образующих в рельефе резко выраженные изолированные куполовидные возвышенности (Дашкесан, Шабандаг, Каргабазар, Карвенд и др.), сильная метаморфизация пород, следы гидротермального изменения пород и элементы поперечной складчатости. Все сказанное свидетельствует о наличии здесь тектонического разлома, который служит северо-западной границей Нижнеараксинского прогиба.

Последний в течение всего палеогена и миоцена испытывал опускание, вследствие чего здесь накопились мелководные нижнемолассовые образования мощностью около 1200—1500 м. Начиная с позднего миоцена, территория вовлекается в общее поднятие М. Кавказа, что сопровождается резким опусканием уровня общего базиса эрозии. Этот процесс максимального развития достигает в среднем плиоцене, когда вырабатывается эрозионный цоколь долин Аракса и его притоков. В позднем плиоцене происходит относительное опускание периферийных зон М. Кавказа (Э. Ш. Шихалибеги, 1967), достигших к этому времени абсолютных высот 2300—3000 м, с одной стороны, и трансгрессия акчагыльского моря, приведшая к резкому поднятию уровня общего базиса эрозии, с другой. В подобных условиях Нижнеараксинской прогиб выполняется грубообломочными верхнемолассовыми образованиями мощностью до 500 м и формируется поверхность Приараксинской равнины.

В конце этой эпохи р. Аракс дренировала Приараксинскую равнину по линии, проходящей через сс. Кумлах, Геярчин-Вейсалли, Горадиз, Ашагы Абдурахманлы и Юхары-Кюрдмахмудлы. Фрагменты высоких террас Аракса на этом участке прослеживаются на относительно больших высотах, достигающих местами 500—520 м (350—360 м над современным руслом Аракса).

В позднем апшероне равнина вовлекается в общее поднятие М. Кавказа. Река Аракс перемещается в юго-восточном направлении, начиная с гюрджанского века, вырабатывает свою современную долину, глубина вреза которой в пределах Приараксинской равнины достигает 100 м.

Поверхность Приараксинской равнины сложена суглинками, содержащими примесь мелкощебнистого материала мощностью 20 м и более. Ближе к речным долинам они переходят в галечниковые аллювиально-пролювиальные образования. По крупным речным долинам из-под них выступают на поверхность конгломераты и галечники араксинской свиты (В. Е. Хаин, В. В. Тихомиров, Г. А. Горшенин, 1950). Гальки этой свиты характеризуются хорошей окатанностью и состоят из пород, содержащихся в бассейне Аракса. В суглинистых образованиях, встречаемых в виде линз, в этих отложениях найдены остатки верхнеплиоценовых пресноводных моллюсков.

В отложениях конуса выноса р. Акеры, составляющих фациальный переход отложений араксинской свиты, нами собраны остатки рыб, пресноводных остракод (определение В. В. Богачева) и примитивный представитель *Cervus* sp. (определение Д. В. Гаджиева), характерные для верхнего плиоцена.

В Приараксинской равнине широко развита долинно-балочная сеть, строение которой очень близко к эрозионным формам Харамы-Шпартинской части Мильской равнины. Поверхность равнины у юго-восточного края соответствует 80-метровой террасе Аракса и круто (60-метровым уступом) обрывается ко дну долины реки, представляющей собой аллювиальную, местами заболоченную равнину, по которой блуждает современное русло Аракса. В долине реки на этом участке наблюдается серия низких (2, 4, и 20 м) террас шириной 2—3 и даже 4 км.

Приталышская денудационно-аккумулятивная пролювиально-делювиальная равнина, часто именуемая Ленкоранской Муганью, расположена в юго-западной прибортовой зоне Куринской впадины. По характеру геологического строения и истории развития она являлась непосредственным продолжением Мильско-Карабахской части Предмайокавказской равнины и впоследствии была отделена от нее Нижнеараксинским наложенным прогибом. Мощностъ осадочной толщи, которая в осевой полосе Куринской впадины достигает 13 км, на расстоянии 50—60 км в пределах этой равнины сокращается до 5—8 км (Р. М. Гаджиев, 1965), это обусловлено наличием здесь гравитационных максимумов (Чахырлы-Наримановского и Джалилабадского). В осадочной толще значительная роль принадлежит палеогеновым отложениям, что связано с периодом развития здесь Приталышского передового прогиба.

Начиная с позднего миоцена, вплоть до позднеплиоценового времени, здесь прослеживаются устойчивые континентальные условия при которых вначале формируются складчатые низкогорья, а затем происходит их денудационное выравнивание. Выработанная денудационная поверхность в дальнейшем, в связи с интенсивным прогибанием прилегающих участков Куринской впадины и наступлением акчагыльской трансгрессии, была погребена под верхнеплиоцен-четвертичными отложениями вначале морскими, а затем континентальными. Эти отложения характеризуются относительно небольшой мощностью (800—900 м) по сравнению с осевой полосой впадины и моноклиальным (в сторону Куринской впадины) залеганием слоев. Местами, по речным долинам с небольшой глубиной вреза (20—50 м), обнажаются отложения майкопской свиты. Последние вместе с более древними палеогеновыми отложениями собраны в брахиантиклинальные складки платформенного типа, которые погребены под более молодыми образованиями и выявляются путем анализа деталей строения современного рельефа и экзогенных рельефообразующих процессов (Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк, 1963, 1966; В. Я. Троцюк, 1967).

Все сказанное свидетельствует о том, что Приталышская равнина в течение неотектонического этапа характеризовалась относительно стабильным состоянием развития и не претерпевала значительных и резких изменений. Приталышская равнина занимает полосу предгорных равнин между Араксом и Геок-тепе. Максимальной ширины (20 км) она достигает в низовьях Болгарчая и постепенно выклинивается в северо-западном и юго-восточном направлениях. Поверхность ее почти не расчленена, если не считать вреза рек, глубина которых едва достигает 2—6 м.

На юго-западе, на высоте 60—80 м равнина четко выраженным в рельефе уступом (по-видимому, абразионно-денудационного происхождения) высотой 30—40 м отделяется от холмисто-грядовых предгорий

Талыша. На северо-востоке она простирается до нулевой отметки хвалынской береговой линии с отчетливо выраженными береговыми валами. Здесь найдены *Didacna praetrigonoides* Nal. *D. trigonoides* Pall*

По характеру строения поверхности и генезису Приталышская равнина может быть разделена на две части: Беласуварскую и Джалилабадскую. Беласуварская равнина делювиального происхождения и занимает северо-западную часть Приталышской равнины (до конусов выноса р. Болгарчай на юго-востоке). Поверхность ее не расчленена и имеет слабый ($2-3^\circ$) уклон к северо-востоку. На высотах 20—25 и 45—50 м ее поверхность осложняется перегибами, сопровождающимися местами гривами и цепочкой небольших гряд и холмов с относительной высотой в 2—3 м. Эти перегибы соответствуют одновысотным береговым линиям позднехазарской и раннехвалынской трансгрессий.

Джалилабадская равнина генетически имеет пролювиально-делювиальное происхождение и занимает остальную, юго-восточную часть Приталышской равнины, характеризующуюся плоской нерасчлененной поверхностью со слабым уклоном ($1-2^\circ$) к востоку. Береговые линии, наблюдаемые в Беласуварской части равнины, на этом участке сглаживаются и сливаются с поверхностью. По-видимому, они погребены под более молодыми образованиями, что связано с относительно высоким гипсометрическим положением и тектонической активностью источников сноса, обуславливающих вынос большого количества терригенного материала.

Речная система в пределах равнины образует типичный балочный ландшафт, который придает поверхности слабоволнистый характер. Конусы выноса морфологически не выражены, за исключением конуса выноса р. Болгарчай, расположенного на стыке с Беласуварской равниной. Это связано, по-видимому, с медленным тектоническим опусканием данного участка равнины по линии предполагаемого разлома, отделяющего равнину от горного Талыша.

Кура-Араксинская низменность

Морфоструктура собственно Кура-Араксинской низменности занимает центральное положение в Куринской межгорной впадине. Она заключена между внешним Предмалокавказским (Южно-Куриным) глубинным разломом на юго-западе и восточным продолжением Эриктарского надвига, совпадающего с южным подножьем Коджашен-Геокчайского хребта на северо-востоке. К востоку от долины Гирдыманчая указанный надвиг не находит своего морфологического выражения в рельефе и граница Кура-Араксинской низменности пролегает вдоль юго-западных подножий Ленгебизского, Каламадинского, Мало-Хараминского хребтов и Мишовдагской и Боздаг-Хыдырлинской гряд.

В тектоническом отношении низменность соответствует полосе максимального прогибания Куринской впадины. В течение всего неотектонического этапа она испытывала в целом компенсированные абсолютные опускания, куда с окружающих гор выносилось колоссальное количество терригенного грубообломочного материала. В прошлом территория низменности периодически затоплялась водами позднеллювиальных трансгрессий, образующими здесь заливы. Колебание уровня этих морских бассейнов, выразившееся в трансгрессиях и регрессиях с присущими им последствиями, играло огромную роль в формировании рельефа низменности. Последний раз морской бассейн

* Фауна собрана нами и определена Е. Х. Гейвандовой.

покинул пределы Кура-Араксинской низменности в период регрессии позднехвалынского моря, а в крайней восточной части — новокаспийского.

Формирование современного рельефа Кура-Араксинской низменности с прилегающими наклонными равнинами и молодыми складчатыми низкогорьями шло на фоне общего абсолютного ее прогибания. Начиная с ранне- и среднечетвертичного времени, в северной прибортовой полосе Куринской впадины опускания сменились поднятиями, сопровождавшимися складчатыми и разрывными нарушениями. В результате этих движений формировались Аджиноурские и Ленгебиз-Алятские низкогорья, прилегающие с северо-востока к Кура-Араксинской низменности, а также антиклинальные возвышенности и гряды Юго-восточной Ширвани, осложненные грязевыми вулканами. Что касается Предмалокавказских наклонных равнин, прилегающих с юго-запада к Кура-Араксинской низменности, то они в этот период испытывали слабое моноклинальное поднятие. Кура-Араксинская низменность вместе с прилегающими складчатыми предгорьями и наклонными равнинами, начиная с ачкагыла, испытывала общее абсолютное прогибание. Наряду с интенсивным опусканием и аккумуляцией продолжают медленно расти локальные погребенные антиклинальные структуры (К. Б. Бабазаде и В. Я. Троцюк, 1961; Н. Ш. Ширинов, 1962; Н. Ш. Ширинов и В. Я. Троцюк, 1963, 1966).

На основе режима новейших и современных движений, обусловленных особенностями тектонического строения, а также характера и распространения экзогенных процессов, развития соответствующего комплекса генетических типов равнин и форм рельефа в пределах Кура-Араксинской низменности выделяются следующие морфоструктуры (равнины) более низкого (пятого) порядка: Прикуриинская аккумулятивная аллювиально-озерно-старичная равнина, Ширванская аккумулятивная аллювиально-пролювиальная равнина, Муганская аккумулятивная аллювиальная равнина. Ширванская денудационно-аккумулятивная морская равнина (Юго-восточная Ширвань), Сальянская аккумулятивная аллювиально-морская равнина и Ленкоранская денудационно-аккумулятивная аллювиально-морская равнина.

Прикуриинская аккумулятивная аллювиально-озерно-старичная равнина занимает наиболее опущенную часть Кура-Араксинской низменности, где и в настоящее время преобладают процессы аккумуляции и накопления осадков (аллювиальных, озерных, болотных, старичных и т. д.). Кура течет по центральной части этой равнины, образуя очень сложное построенные меандровые излучины. Русло реки сопровождается прирусловым валом, осложненным многочисленными искусственными валами, построенными до сооружения Мингечаурской плотины в целях защиты от наводнений. Местами, особенно со стороны перекатов, прослеживаются обрывки песчаных пойм и низких террас. Вдоль русла реки отчетливо выражена полоса покинутых участков меандров — «ахмазов».

По морфологическим особенностям и деталям строения рельефа различаются левобережная и правобережная части Прикуриинской равнины. Вдоль поперечного сечения левобережной части Прикуриинской равнины в направлении от Куры до депрессии Карасу включительно четко прослеживаются три зоны, резко отличающиеся друг от друга как в генетическом, так и в морфологическом отношении. Вдоль русла Куры прослеживаются плоские, местами заболоченные аллювиально-пойменные равнины, осложненные прирусловыми валами, гривами Куры и плоскими конусами прорыва ее паводковых вод. Ширина этой полосы равнины колеблется в пределах 3—8 км.

Далее к северу расположена слегка выпуклая аллювиальная равнина, на поверхности которой прослеживаются элементы древнего русла

Куры. Выпуклость рельефа и двусторонний наклон поверхности равнины в сторону Куры и депрессии Карасу, связаны, по-видимому, с наличием здесь зон погребенных, очень медленно (относительно) поднимающихся антиклинальных поднятий. Максимальной ширины эта равнина достигает к востоку и западу от с. Зардоб (по линии с. Моллакенд — гор. Кюрдамир ÷ 15 км и с. Юхары Шильян — с. Шафтахал ÷ 22 км).

Описываемая равнина с севера оконтуривается полосой плоских, совсем недавно заболоченных понижений системы Карасу, максимальная ширина которой на участках сс. Кетован ÷ Ляки ÷ 8 км, между сс. Таза-Шильян и Ашагы Шильян ÷ 16 км, восточнее с. Арабкубалы ÷ 10 км. В этой части равнины, в условиях сбора вод разлива ширванских рек шло накопление аллювиальных, озерных и болотных образований. Лишь совсем недавно (1964—1965 гг.), в результате искусственного выпрямления русел указанных рек до р. Куры и строительства Главного Ширванского коллектора депрессия Карасу почти полностью была осушена.

Довольно интересное строение имеет правобережная часть Прикуринской равнины, оконтуренная с юга хвалынской береговой линией на уровне нулевой отметки. Последняя морфологически представлена цепочкой округлых холмов и небольших увалов, занимающих полосу шириной от 2 (на востоке) до 8 км (на западе). Генетически они являются остатками береговых валов, баров и островов позднехвалынской трансгрессии и сложены мелкозернистым песком, содержащим фауну *Didacna praetrigonoides* Nal, *D. trigonoides* Pall. Отсюда следует вывод, что Прикуринская равнина в целом сформирована в течение позднего хвалына и голоцена. Формирование ее продолжается и в современную эпоху. Наличие столь большого количества небольших положительных форм, приуроченных к указанной береговой линии, придает этой части равнины холмисто-увалистое строение.

Расширение полосы холмов и увалов в восточном направлении и выход на поверхность морских хвалынских отложений в районе урочища Ширин-Кум связаны с наличием здесь погребенного антиклинального поднятия (Н. Ш. Ширинов, 1962). Местами обнажающиеся на поверхности морские пески подвергаются дефляции. Образовавшиеся при этом небольшие котловины выдувания превращаются в озера. Продукты выдувания аккумуляруются в виде бугристых песков и небольших дюн у юго-западного края котловин, которые в настоящее время закреплены растительностью.

В центре правобережная часть Прикуринской равнины значительно приподнята относительно современной долины Куры и системы озерных и заболоченных понижений района оз. Аг-гель. Поверхность ее изрезана небольшими руслами и протоками Куры, которые служили связующими звеньями между заболоченными понижениями и перестали существовать после сооружения Мингечаурской плотины. В этой части равнины прослеживаются и более крупные древние русла Куры и Аракса, особенно хорошо выраженные в районе кургана Кара-тепе.

Севернее приподнятой части правобережной равнины, вдоль современной долины Куры прослеживается полоса озерных и заболоченных понижений (Мехман—Сарысу), испытывающая относительное опускание, сопровождаемое современным осадконакоплением. Все изложенное свидетельствует о наличии в центральной приподнятой части правобережной равнины локальных погребенных поднятий. По-видимому, с этим связаны и резкие повороты (не меандровые) русла Куры в районе сс. Ястыель и Мурадханлы.

Ширванская аккумулятивная аллювиально-пролювиальная равнина занимает предгорную полосу левобережной части Кура-Араксинской низменности и с северо-востока оконтуривается Аджиноурскими складчатыми низкогорьями, Ленгезиским хребтом и Харамы-Кюрювдагской зоной антиклинальных гряд и возвышенностей. В генетическом отно-

шении Ширванская равнина формировалась главным образом за счет накопления аллювиальных и пролювиальных образований ширванских рек — Алиджанчая, Турианчая, Геокчая, Девебатанчая, Гирдыманчая, Ахсу. Почти все морфологические особенности рельефа, а также формы, осложняющие его строение, формировались одновременно с накоплением аллювиальных осадков.

На определенной глубине залегают четвертичные морские отложения, которые в пределах погребенных антиклинальных поднятий близко подходят к поверхности равнины, а местами даже обнажаются. К востоку от р. Ахсу в связи с усилением аридности климата и отсутствием постоянно действующих водных артерий главную роль в образовании поверхности равнины играли пролювиально-делювиальные отложения. Последние отличаются незначительной мощностью и подстилающие их верхнечетвертичные морские образования залегают на глубине лишь нескольких метров, а в районе между ст. Карасу и Аджикабул обнажаются непосредственно на поверхности равнины.

Исходя из вышеизложенного, в пределах Ширванской равнины, считающейся в генетическом отношении аллювиально-пролювиальной, в крайней восточной ее части выделяются пролювиально-делювиальные и морские аккумулятивные участки равнин. В большей (западной) части Ширванской равнины, где поверхность ее сложена аллювиально-пролювиальными отложениями, общий фон рельефа обусловлен конусами выноса рек и межконусными понижениями, которые морфологически хорошо прослеживаются между изогипсами высот 10 и 120 м.

Реки Турианчай, Геокчай, Гирдыманчай, Ахсу и другие, выходя из предгорий на Ширванскую равнину, разбиваются на ряд веерообразно расходящихся русел. Каждый рукав реки в результате аккумуляции наносов течет по повышенной гриве, радиально направленной к основанию конуса. Прирусловые гривы и расположенные между ними межрусловые понижения являются характерной особенностью рельефа Ширванской равнины. В совокупности они образуют конусы выноса и придают поверхности полого-увалистое строение. Интенсивное развитие русловой аккумуляции и формирование прирусловых грив свидетельствует о том, что Ширванская наклонная равнина продолжает опускаться.

Разнообразие рельефа в значительной степени усиливается также в результате деятельности человека, издавна занимающегося здесь поливным сельским хозяйством. Как правило, под оросительные каналы используются прирусловые гривы, а под посевные поля — межгривные понижения, особенно, в их верхней части. Многовековое поливное хозяйство в замкнутых и полужамкнутых межгривных понижениях привело к накоплению здесь тонкоилстого, водонепроницаемого материала, что в дальнейшем способствовало заболачиванию этих понижений, а при дефиците влаги — засолению грунтов.

Существенное различие наблюдается в строении конусов выноса западной и восточной частей Ширванской низменности. Одно из них заключается в том, что на западе в настоящее время аккумуляция происходит по всей длине конусов выноса и реки на большом протяжении текут в повышенных руслах. Поэтому межгривные понижения здесь больше подвергаются засолению. Однако эрозионный врез наблюдается и в пределах конусов выноса этих рек, особенно ниже вершин конуса, где реки почти полностью освобождаются от наносов, и на участках погребенных поднятий. В восточных конусах аккумуляция наносов происходит в основном на периферийных участках. В привершинной и средней частях конусов выноса наблюдается глубинная эрозия, вследствие которой образуются углубленные русла с крутыми и обрывистыми берегами. Межрусловые пространства восточных конусов представляют плоскую, менее засоленную или почти незасоленную равнину.

Ширванская денудационно-аккумулятивная аллювиально-морская равнина (Юго-восточная Ширвань) расположена в крайней северо-восточной части Кура-Араксинской низменности, между низовьями Куры и Каспийским морем. В тектоническом отношении она соответствует Каргалинской синклинали, заключенной между Мишовдаг-Калмас-Бяндованской и Кюровдаг-Бабазанан-Нефтечалинской антиклинальными зонами. Подобная тектоническая обусловленность Юго-восточной Ширвани позволяет современную дельту Куры также отнести к ней.

Каргалинская синклиналь на северо-западе, между возвышенностями Мишовдаг и Кюровдаг, морфологически почти замыкается и резко расширяется в юго-восточном направлении, раскрываясь в сторону Южно-Каспийской впадины, чем и обуславливаются главные морфологические особенности равнины. Центральная ее часть осложнена локальными погребенными антиклинальными поднятиями. Морфологическим выражением последних являются крупные грязевые вулканы (Кюрсангя и др.), конусы которых возвышаются над плоской поверхностью равнины.

В четвертичное время Юго-восточная Ширвань являлась областью максимального абсолютного опускания в пределах всей Кура-Араксинской депрессии, где накопилась мощная толща (1200—1600 м) морских отложений. Она была покрыта мелководным морем и в новокаспийском веке (голоцене), отложения которого перекрывают поверхность равнины.

Во второй половине новокаспийского века северо-западная часть равнины, прилегающая к антиклинальным возвышенностям Мишовдаг, Кюровдаг и Бабазанан выступала из-под уровня моря, представляя собой низменную сушу. Здесь, между Кюрсангя и Бабазананом формировала свою Кумлаварархскую дельту Кура. Восточная часть равнины была покрыта водами мелководного поздненовокаспийского моря, изобилующего лагунами и заливами. На севере этой части равнины грязевые вулканы Бяндован, Хамамдаг и др., а также Боздаг-Хыдырлинская антиклинальная возвышенность представляли собой острова. Вблизи грязевого вулкана Калмас продолжала формировать свою дельту р. Пирсаат.

Все это придавало прибрежной полосе равнины низменный, частично заболоченный характер, с извилистой береговой линией и островными прибрежными водами. Лишь в историческое время море покинуло пределы Юго-восточной Ширвани. Понижения на месте бывших лагун стали ареной интенсивного развития солончаково-дефляционных процессов и соответствующих форм рельефа. Равнины Юго-восточной Ширвани характеризуются сложным и своеобразным геоморфологическим строением, что обусловлено характером геологического строения и дифференцированностью новейших движений.

Крайняя, северная часть Юго-восточной Ширвани, заключенная между грязевыми вулканами Котурдаг, Хамамдаг, Калмас и Боздаг-Хыдырли генетически представляет собой абразионно-аккумулятивную морскую нерасчлененную равнину. Хотя территория этой части равнины расположена ниже нуль-метровой горизонтали, поверхность ее сложена маломощными, не дислоцированными хазарскими отложениями с фауной *Didacna pallasi* Prav, *D. nallyvkini* Wass, *D. subpyramidate* Prav.

Из-под этих отложений местами выступают пласты дислоцированных апшеронских известняков, образующих останцовые возвышенности и увалы на фоне плоской поверхности равнины. Местами, особенно южнее г. Калмас, прослеживается большое количество действующих грязевых сопок, сальз и грифонов.

Выходы более древних апшеронских пород являются следствием абразионного размыва сводовой части Пирсаатской и Калмасской антиклиналей. Хазарские отложения, о которых было сказано выше, выполняют узкую синклиналь, расположенную между этими антикли-

нальными поднятиями. Последние в значительной своей части размыты и погребены под более молодыми средне-, верхнечетвертичными и голоценовыми отложениями и в современном рельефе появляются лишь в виде линейно вытянутых останцовых возвышенностей из апшеронских известняков. Все сказанное позволяет рассматривать описанную часть Юго-восточной Ширвани в отношении новейших тектонических движений (особенно четвертичных) как наиболее стабильный и устойчивый участок, который в структурном отношении по существу остается за пределами Каргалинской синклинали и отвечает юго-восточной погруженной части Алятской антиклинальной зоны.

Вдоль подножий антиклинальных возвышенностей Кюровдаг и Мишовдаг прослеживается узкая полоса морских террасированных абразионно-аккумулятивных равнин. Она окаймляется также неширокой полосой наклонных, слаборасчлененных пролювиально-делювиальных равнин. Южнее прослеживается обширная Карачалинская делювиально-солончаковая равнина, развитая на месте ранневокаспийской аккумулятивной морской равнины. Она бессточна, поэтому ее периферийная часть, прымающаяся к возвышенностям Кюровдаг, Мишовдаг и Калмас, покрыта солончаками. Последние в теплую половину года пересыхают и подвергаются воздействию ветров, поэтому и морфологически представляют собой плоскодонные оголенные понижения. По периферии их, особенно в восточной части равнины, огромную площадь занимают полузакрепленные золотые формы в виде бугристых песков. Все это придает поверхности равнины бугристо-западинный характер.

Между грязевым вулканом Кюрсангя и Бабазананским антиклинальным увалом расположена древняя (поздневокаспийская) дельта Куры, занимающая около 200—250 км² площади. Ее периферия очерчивается 22-метровой поздневокаспийской береговой линией. Дельтовая равнина имеет плоскую, слегка выпуклую поверхность с уклоном 1—2°. Следы древнего русла Куры сохранились в виде небольшой ложбины, носящей название Кумлаварарх. По периферии Кумлаварархской дельты прослеживаются плоские аккумулятивные морские равнины.

Дельта Куры второго этапа поздневокаспийского времени (Хиллинская) расположена южнее Бабазананского увала. Она сформировалась после того, как Кура покинула Кумлаварархское русло и начала вырабатывать новое, меридионально вытянутое вдоль западного подножья Бабазананского увала, русло. Периферийная часть дельты упирается в береговую увал на уровне — 25 м и занимает около 150 км² площади. На ее поверхности прослеживаются радиально-расположенные древние рукава Куры (их шесть), русла которых заканчиваются вблизи субмеридионально вытянутого понижения между Норд-ост-Култуком и пос. Банк. По этому понижению, вдоль западного подножья мощного вала позднее (после образования Хиллинской дельты) пролегло главное русло Куры в сторону залива Норд-ост-Култук.

Вдоль западного подножья Бабазананского увала, у его южного окончания и вокруг грязевого вулкана Дуровдаг развита солончаковая бугристо-западинная равнина, образование которой связано с выходами сильно минерализованных подземных вод вдоль глубинного продольного тектонического разлома, осложняющего Бабазанан-Нефтечалинскую антиклинальную зону, и золотой деятельностью ветров. Эти воды заполняют обширные плоские понижения, принося с собой в большом количестве различные соли и мелкоземлистый материал, который и оседает здесь. В теплую половину года большинство образовавшихся за зимне-весенний период временных озер пересыхает и мелкоземлистый глинистый песок и соли, осевшие на дне понижений, выдуваются. Материалы дефляции аккумулируются вокруг понижений, образуя большие массивы бугристых песков, и приводят к засолению почв прилегающей территории.

В крайней юго-западной части Юго-восточной Ширвани вдоль Куры прослеживается неширокая (2—3 км) плоская аллювиальная равнина.

Восточная прибрежная полоса Юго-восточной Ширвани, между Боздаг-Хидырлинской грядой и современной дельтой Куры, занята лагунно-солончаковой равниной. Последняя в новокаспийское время была покрыта мелководным морем с многочисленными лагунами, отделенными друг от друга и от моря песчаными барами. В современную эпоху в рельефе равнины наблюдается чередование плоских солончаковых понижений на месте бывших лагун и возвышенных участков с интенсивным развитием мелкобугристых песков. Глубина понижений колеблется в пределах 1—2 м и редко достигает 3—4 м. Ближе к современным берегам Каспия, на более молодых участках новокаспийской равнины, понижения сравнительно глубокие. Покров их типично солончаковый, местами мелкобугристый; встречаются редкие экземпляры древовидной солянки. Почвенный покров в этих понижениях отсутствует. Морские песчано-глинистые осадки, в обилии содержащие раковины *Cardium edule* L. и слагающие равнину, обнажаются непосредственно на поверхности. Вокруг этих понижений интенсивно развиты мелкобугристые пески, высота которых редко достигает 1—1,5 м. Вдали от моря понижения имеют плоские днища, покрытые солянкой (жирной) и солянково-эфемеровый растительностью. Мелкобугристые пески вокруг этих понижений выположены и имеют солянково (древовидный)-эфемеровый растительный покров. Равнинная поверхность Юго-восточной Ширвани осложняется внутривпадинными антиклинальными грядами и возвышенностями.

В северо-западной части Юго-восточной Ширвани между конусами грязевых вулканов Б. Мишовдаг и Калмас в субширотном направлении простирается Мишовдагская гряда, состоящая из трех кулисообразно расположенных брахиантиклинальных складок, сложенных апшеронскими и четвертичными отложениями. Южные крылья складок, особенно в западной части гряды, пересечены тектоническим разрывом и значительно опущены по отношению северных крыльев. С линией тектонического нарушения связаны грязевые вулканы (Кыздаг, Б. Мишовдаг, М. Мишовдаг, Калмас), играющие существенную роль в морфологии гряды. Тектоническим нарушением обусловлено, по-видимому, и асимметричное строение гряды, особенно ярко выраженное в западной ее части. Северные склоны здесь очень пологие и слабо расчленены балочной сетью. Южные склоны, наоборот, значительно круче и расчленены густой овражной сетью. Местами, вблизи грязевых вулканов Кыздаг и М. Мишовдаг, овраги южного склона пересекли водораздел и перехватили верховья крупных балок северного склона.

Южнее грязевого вулкана Б. Мишовдаг продольные линии тектонического нарушения осложняются поперечными разрывами, где наблюдаются выходы сильно минерализованных вод. Выходы последних и наличие песчано-глинистых отложений способствуют интенсивному развитию солончаковых процессов и ветровой дефляции, придающим этому участку вид типичного пустынного ландшафта.

В восточной части гряды, в районе г. Даш-Кесан, песчано-глинистые отложения апшерона, слагающие гряду, бронированы мощным (2—3 м и более) пластом дегритусовых песчаников и известняков-ракушников, играющих существенную роль в формировании рельефа этой части гряды. На небольшом участке, где в результате перегиба свода складки образуется пологая наложенная синклиналь, сложенная известняками, возникла инверсия в рельефе.

В западной части гряды, по ее южному и юго-западному склонам широко развиты морские террасы, расположенные на высотах — 16, 0, 17, 40, 130 и 200 м. Восточная же часть гряды значительно переработана вследствие абразионно-аккумулятивной деятельности четвер-

тичных трансгрессий, оставивших здесь обширные морские террасы на высотах 0, 20, 50 и 80 м. На северных склонах гряды следов морских террас не наблюдается.

Характерной чертой строения Мишовдагской гряды является ундуляция шарнира складки по верхним слоям слагающих ее отложений. Грязевой вулкан Б. Мишовдаг приурочен к месту ундуляции складки. Более древние слои образуют единую складку. Это показывает, что в апшероне и плейстоцене не всегда происходило укрупнение складок, как это указывается Ф. С. Ахмедбейли (1962) для Аджиноурских низкогорий.

Кюровдагская гряда в структурном отношении соответствует молодой брахиантиклинальной складке, сложенной апшеронскими песчано-глинистыми отложениями и нижнечетвертичными прибрежными морскими осадками. Более молодые четвертичные отложения слагают слегка деформированные поверхности морских террас (0, 40—45, 80—85, 100—120 м), врезанных в юго-западные склоны гряды. На северо-восточном склоне гряды, как и на тех же склонах соседней Мишовдагской гряды, террасовые ступени морфологически выражены не четко, что связано, по-видимому, с небольшим уклоном склонов и наличием делювиальных образований, перекрывших террасовые ступени.

Гряда простирается в субмеридиональном направлении и имеет асимметричное строение, поэтому ее северо-восточные относительно пологие склоны слабо расчленены балками, а юго-западные, крутые, — сетью оврагов. Асимметричность гряды обусловлена асимметричностью самой структуры, составляющей геологическую основу гряды. Южное крыло антиклинальной складки круче и разорвано тектоническим нарушением, к которому приурочены выходы сильноминерализованных вод и грязевой вулкан. Вблизи грязевого вулкана линия продольного разрыва пересекается поперечным нарушением, к которому приурочены наиболее крупные и глубокие овраги юго-западного склона. Максимальная высота гряды (160 м) приурочена к ее северо-западной оконечности, где наблюдается древний, давно переставший действовать, сильно размытый грязевой вулкан (в его потоки врезана 80-метровая морская терраса). В юго-восточном направлении гряда постепенно понижается и ступенчато опускается к Карачалинской равнине.

Бабазананский увал имеет почти меридиональное направление и сложен песчано-глинистыми отложениями, собранными в антиклинальную структуру (рис. 30). Последняя характеризуется асимметричным строением, с чем связана асимметричность и самого увала. Пласты пород, слагающие западные крутые склоны увала, образуют флексуобразный изгиб, местами они разорваны тектоническим нарушением, к которому приурочены выходы сильноминерализованных вод, нефти и газа, образующие местами нефтяные грифоны. Вдоль линии нарушения наблюдаются тектонические брекчии из глубокозалегающих пород и совсем свежие следы вертикального смещения в виде плоскости скольжения, где амплитуда движений достигает 5 м.

Северо-восточные склоны увала пологие и характеризуются наличием широких террасовидных ступеней. Наиболее высокой из них является нуль-метровая верхнехвалынская терраса. В южной половине увала она занимает все водораздельные пространства и представляет собой плоскую равнину со слабым уклоном к юго-востоку; расчленена овражно-балочной сетью, глубина вреза которой достигает 20 м.

На северо-западе Бабазананский увал круто обрывается к солончаковым депрессиям, возникшим вследствие абразии новокаспийского моря и золотой деятельности ветров после регрессии, в присводовой части антиклинали. К северу от Бабазананского увала прослеживается его орографическое продолжение в виде очень пологого, почти нерасчлененного увала субмеридионального простираения. Подошва склонов увала отчетливо очерчивается береговой линией — 20 м, которая на

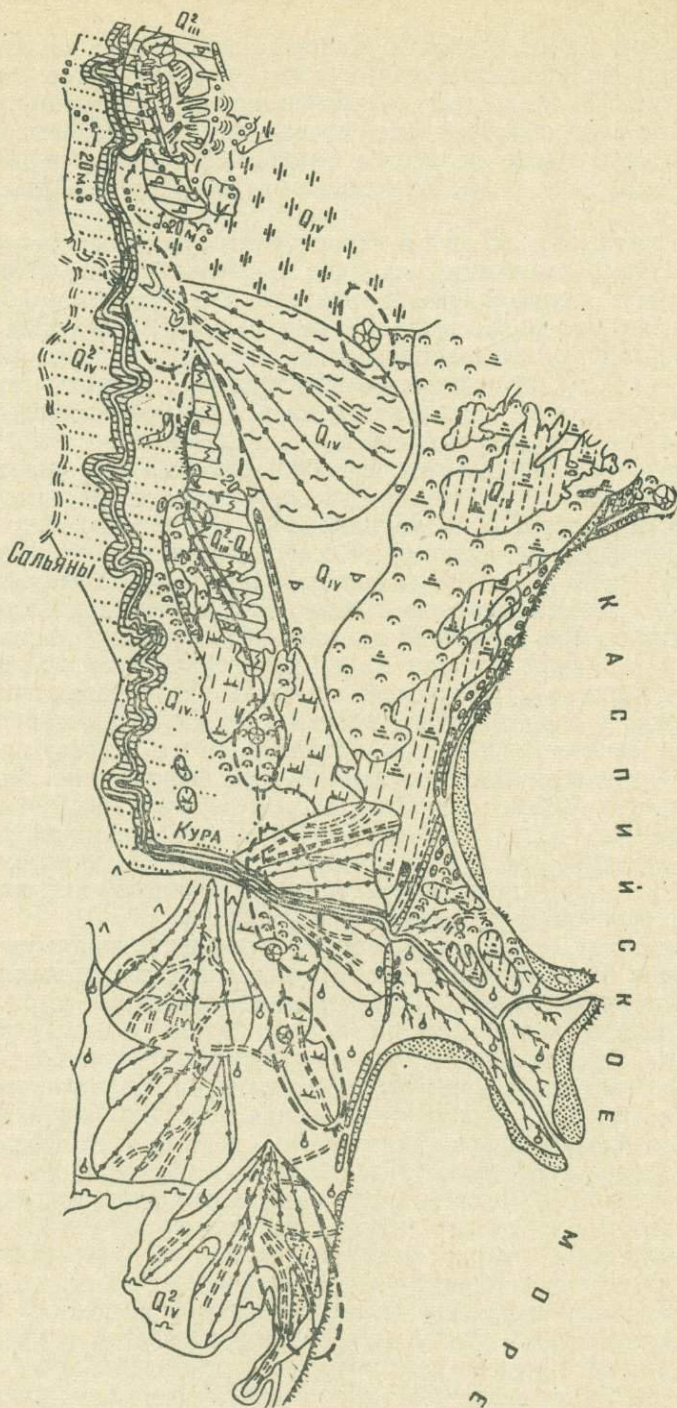


Рис. 30. Карта-схема геоморфологического строения Кюровдаг-Бабазанан-Нефтечалинской антиклинальной зоны и прилегающих равнин Юго-восточной Ширвани и Сальянской низменности.

западном склоне сопровождается абразионным клифом. В структурном отношении увал обусловлен Халаджским погребенным поднятием, связывающим структуру Бабазанана со структурами Карабаглы и Кюровдаг. Юго-восточным продолжением Бабазананского антиклинального увала являются структуры Дуровдаг и Нефтечала, выраженные в виде пологих вздутий поверхности равнины, осложненные грязевыми вулканами.

Боздаг-Хидырлинская гряда расположена в северной части Юго-восточной Ширвани и прослеживается также в субмеридиональном направлении. На северо-западе она начинается конусом грязевого вулкана Боздаг с абсолютной высотой 115 м и заканчивается у берега моря грязевым вулканом г. Заячья на высоте 8 м. Структура ее обусловлена Хидырлинской антиклинальной складкой, сложенной песчано-глинистыми отложениями продуктивной толщи и верхнего плиоцена. Большую роль в строении гряды играют продукты выноса грязевых вулканов (их здесь три). В 1964 г. во время извержения грязевого вулкана Айрантекян (Алятская гряда) на Боздаге образовались крупные трещины, идущие вдоль складки. Кратерное плато выпучивалось и в значительной части осело.

Западные и восточные склоны Боздаг-Хидырлинской гряды на этом участке значительно расчленены и напоминают типичный бедленд. Глубина вреза оврагов достигает 60 м, на их днище местами наблюдаются сальзы и грифоны.

Сальянская аккумулятивная аллювиально-морская равнина вместе с низменной прибрежной частью Юго-восточной Ширвани является наиболее молодым образованием Кура-Араксинской низменности и представляет собой серию дельт с современной или совсем недавней аккумуляцией. Равнина характеризуется очень плоской поверхностью, с незначительным уклоном (1—2° и меньше) в сторону моря. Расположена она между Курой и одним из ее древних протоков — р. Мугань. К этой равнине относятся и плоские заболоченные низменности лагунного происхождения — плавни Кызылагаджского залива, образовавшиеся вследствие понижения уровня моря после 1929 г.

По гипсометрическому положению Сальянская равнина находится ниже уровня океана. Высотные отметки ее колеблются от —20 до —28 м. В ее пределы далеко вдается Кызылагаджский залив, относящийся к одной из наиболее опущенных в течение четвертичного периода частей Кура-Араксинской депрессии, где накопилась мощная толща (до 1200 м) осадков (Н. В. Пашалы, 1964). В современную эпоху Кызылагаджский залив является областью опускания и компенсированного осадконакопления.

Наиболее северная часть Сальянской низменности представляет собой плоскую аллювиальную равнину. Южнее прослеживаются аллювиально-морские равнины, в образовании которых попеременно большую роль играли то Кура и ее протоки, то мелководное море. Поверхность равнины сложена поздненовокаспийскими песчано-глинисто-ракушечниковыми отложениями, где четко прослеживаются чередования дельтовых и мелководных морских образований. Общий равнинный фон Сальянской низменности нарушается мощным прирусловым валом р. Акуши и серией дельт (их здесь три) Куры, когда она впадала в Кызылагаджский залив вблизи Куринской косы. В связи с этим равнина приобретает слабовыпуклую, хорошо дренируемую поверхность.

Наиболее низкая прибрежная полоса равнины в недавнем прошлом представляла собой дно мелководной части Кызылагаджского залива. В настоящее время на этом участке, куда входят Куринская коса, полуостров Сара и плавни Кызылагаджского залива, простирающиеся до оз. Махмудчала, наблюдаются сложные аккумулятивные берега и формируются своеобразные морские, лагунно-островные рав-

нины. Происхождение этих равнин обусловлено перекомпенсацией современных опусканий района Кызылагаджского залива осадконакоплением. Определенную роль сыграло и падение уровня моря, приведшее к обмелению залива и наращиванию прибрежной суши. Острова Кызылагаджского залива слились и образовался полуостров Сара.

Муганская аккумулятивная аллювиальная равнина расположена между Араксом и Курой с протоком Мугань и простирается в юго-западном направлении до Приталышской наклонной равнины. Границы ее с последней проходят вдоль береговой линии на уровне нулевой отметки.

Прирусловая гривистая возвышенность вдоль р. Акуши, в прилегающей полосе Сальянской равнины, создает препятствие для стока поверхностных вод с Муганской равнины, особенно с ее западной половины, и обуславливает возникновение заболоченных и солончаковых понижений, в центре которых расположены соленые озера Ахчала и Махмудчала, имеющие незначительный и весьма затрудненный сток в море (в плавни Кызылагаджского залива) через р. Мугань.

Северо-восточная часть Муганской равнины, расположенная между Араксом и Курой на севере и востоке и главным коллектором оросительной системы на юго-западе, характеризуется аллювиально-дельтовым, плоским, слаборасчлененным рельефом. Она образовалась в результате аккумулятивной деятельности Куры и Аракса. Здесь широко развиты древние русла с хорошо выраженными меандровыми излучинами, сопровождающимися многочисленными ахмазами (старницами), прирусловыми гривами, межгривными плоскими понижениями и другими формами.

В течение всего позднего хвалына и новокаспийского времени древние русла Аракса и Куры, обращенные выпуклыми сторонами на северо-восток, мигрировали в этом же направлении, пока не вошли в свои современные русла. Местами прослеживаются фрагменты древних береговых валов, приуроченных к уровню новокаспийской трансгрессии (—20 м).

Северо-восточная Мугань — образование сравнительно молодое. Формирование ее, начавшееся еще в позднем хвалыне, продолжалось и в историческое время, в связи с прорывом вод Аракса и Куры из своих русел в период весенних паводков.

Юго-западная часть Муганской равнины, прослеживающаяся вплоть до предгорной равнины, до канала им. Азизбекова, по времени своего образования древнее (поздний хвалын — начало новокаспийского века), чем северо-восточная Мугань, и сформировалась исключительно вследствие аккумулятивной деятельности Аракса. Речная аккумуляция в пределах этой части низменности уже давно прекратилась. Генетически эта равнина в значительной своей части является также аллювиально-дельтовой. Рельеф плоский и почти нерасчлененный. Следов древних русел сравнительно меньше и в рельефе они выражены менее четко. В самой северо-западной периферийной, более древней части равнины прослеживается одна из субэральных дельт Аракса, очерчиваемая позднехвалынской береговой линией на нулевой отметке. Местами на участках интенсивного накопления древних аллювиальных песков (вблизи сс. Кюрдамахмудлы, Халфали и Гаджиалимурадлы, а также в 16 км к северу от с. Агайры у коллектора им. Москвы) развиты эоловые формы рельефа в виде бугристых песков. В настоящее время они частично закреплены травянистой растительностью и не подвергаются ветровому переносу.

Юго-восточную оконечность этой части Мугани занимают морские аккумулятивные равнины позднехвалынского и ранненовокаспийского возраста. Плоская нерасчлененная поверхность этих равнин осложняется неглубокими понижениями озер Ахчала, Махмудчала и др. В прошлом в этой части Мугани существовала цепь больших, но впослед-

ствие высохших озер, соединяющихся с оз. Ахчала. В настоящее время их контур можно восстановить по наличию тростниковых зарослей, солончаков и раковин пресноводных моллюсков.

В той части Муганской равнины, где она упирается в Приталышскую наклонную равнину и в ее пределы далеко вдается субаэральная дельта Болгарчая, затрудняющая с юга поверхностный сток, наблюдается ряд солончаковых депрессий, из которых наиболее крупной является солончак Гаджи-Элчи, занимающий 225 км² площади.

В позднехвалынское время, когда уровень моря достигал — 10 м, на месте этих солончаков находился мелководный залив, куда впадал Аракс. После того как Аракс изменил направление стока с юго-востока на северо-восток и море отступило на восток, залив превратился вначале в лагуну, а затем в солончак. Материалы выдувания солончака в значительной степени засолоняют узкую полосу окружающей его с юго-запада равнины и часто приводят к образованию мелкобугристых песков.

Солончаковая депрессия с юго-запада окаймляется узкой полосой (1,5—2 км) позднехвалынской морской аккумулятивной равнины с четко выраженным береговым валом. По периферии конуса выноса Болгарчая позднехвалынская морская аккумулятивная равнина расширяется до 8 км и простирается на юг вдоль нуль-метровой береговой линии до р. Геок-тепе. Поверхность ее к северу от Болгарчая очень плоская, вследствие чего сток по ней затруднен. Последнее местами приводит к развитию солончаков и засолению почв. Южнее Болгарчая уклон равнины увеличивается и с запада она ограничивается мощным береговым валом на уровне нулевой отметки. Поэтому в современную эпоху на этой части равнины происходит накопление делювиального материала. Однако этот процесс протекает настолько медленно, что прежняя морская аккумуляция остается основным фактором, определяющим главные черты рельефа равнины.

Ленкоранская денудационно-аккумулятивная аллювиально-морская равнина (низменность) расположена в основном за пределами исследуемой территории. Она подробно изучена и закартирована Б. А. Антоновым (1963). Чтобы сравнить ее с прилегающей частью Муганской равнины, коротко остановимся на характеристике рельефа ее северной части (до р. Ленкораньчай).

По морфологическим признакам Ленкоранская низменность на первый взгляд может показаться однообразной. Однако детальный анализ геоморфологического строения низменности позволяет выделить в ее пределах следующие морфогенетические типы равнин. Вдоль по берегу прослеживается узкая полоса (4—5 км) самой молодой (новокаспийской) морской аккумулятивной равнины. У кромки моря она имеет очень плоскую заболоченную поверхность, постепенно переходящую в плавни Кызылагаджского залива. Здесь ширина полосы осушения после падения уровня моря составляет 5—6 км. В рельефе низменности хорошо прослеживаются береговые линии ранненовокаспийского (—20 м) и особенно поздненовокаспийского (—24 м) бассейнов. Несколько приподнята полоса развития поздненовокаспийской береговой линии на участке сс. Хармандалы, Эминли, где она сопровождается четко выраженным в рельефе береговым валом с относительной высотой 2—3 м при ширине 110—120 м.

Приподнятой оказывается низменность и в районе сс. Кызылагадж, Тазакенд и пос. Порт-Ильич, что связано с аккумулятивной деятельностью р. Виляшчай при впадении в море и наличием здесь погребенного поднятия. С западной стороны к описываемой равнине примыкает аллювиально-пролювиальная равнина низовьев Виляшчая и плоско-западинная, озерно-лагунная равнина к югу от этой реки.

Аллювиально-пролювиальная равнина генетически связана с аккумулятивной деятельностью Виляшчая. На востоке, по береговой линии

—20 м, она упирается в новокаспийскую морскую аккумулятивную равнину. Морфологически равнина на этом участке обусловлена конусами выноса Виляшчай двух возрастных генераций. Граница между ними проходит по абразионному уступу позднехвалынской береговой линии на уровне нулевой отметки, очень хорошо прослеживаемой на участке сс. Аркиван, Кызылавар, Борадигях.

Наиболее молодой конус выноса р. Виляшчай наложен на позднехвалынскую морскую равнину с береговой линией на нулевой отметке. Он имеет плоскую поверхность, осложненную наличием здесь погребенных поднятий. Более древний конус выноса прослеживается вверх по течению реки до 80 м абсолютной высоты и четко выраженным уступом высотой 40—50 м отделяется от вышележащей террасовидной ступени абразионного происхождения (Б. А. Антонов, 1963). На юго-востоке, так же как и на северо-западе, поверхность конуса выноса постепенно понижается и сливается с узкой полосой (4—6 км) предгорного аллювиально-пролювиального шлейфа.

Южнее р. Виляшчай и ее наиболее молодой субаэральной дельты прослеживаются озерно-лагунные плоско-западинные равнины, которые начали формироваться в ранненовокаспийское время в морских условиях. В поздненовокаспийское время, в связи с образованием к югу от пос. Порт-Ильич мощного песчаного бара, позднее примкнувшего к берегу и превратившегося в береговой вал, небольшие реки восточного склона Буроварского хребта, отличающиеся маловодностью, лишились доступа к морю. Воды этих рек заполняли понижения исчезающих по мере роста берегового вала лагун и образовывали систему озер. До недавнего времени эти западины являлись объектом современного аллювиально-озерного осадконакопления. Этому способствовало и относительно медленное опускание Ленкоранской низменности по разлому, прослеживаемому вдоль подножья Талышских гор.

Следует отметить, что озерно-лагунная равнина является относительно молодым образованием и наложена на абразионно-аккумулятивную равнину более древней (позднехвалынской) возрастной генерации. Поверхность последней «просвечивается» вблизи предгорий узкой полосой (2—3 км), прослеживаемой между рр. Виляшчай и Ленкораньчай, и на западе переходит в аллювиально-пролювиальный галечниковый шлейф подножья Талыша. В последнее время в результате мелиорации они превращены в земельные угодья, используемые под овоще-бахчевые культуры.

Подводя итоги всему сказанному, следует отметить, что в формировании современного рельефа Кура-Араксинской депрессии с характерным комплексом форм рельефа и специфическими особенностями строения главную роль играло ее тектоническое строение с характерными новейшими и современными движениями. Последние, проявляясь в определенной форме, в зависимости от общей величины, амплитуды, скорости, знака и ритмов движений, определяют не только общий фон рельефа, но направляют и в дальнейшем регулируют процессы экзогенной моделировки рельефа.

Таким образом, тектонические структуры и их развитие находят прямое или косвенное отражение не только в областях поднятий, но и в областях прогибания. Следовательно, детальные исследования рельефа равнинных территорий межгорных и передовых прогибов (депрессий) могут оказать неоценимую помощь в изучении их глубинного строения, выявлении погребенных локальных структур, о чем более подробно будет сказано ниже.

Погребенные поднятия

В последнее время в отечественной геоморфологии успешно развивается структурно-геоморфологическое направление, главной задачей которого является изучение вопроса связи современного рельефа и экзо-

генных рельефообразующих процессов с геологическим строением и новейшей тектоникой.

В комплексе геолого-разведочных работ, проводимых в межгорных и передовых прогибах, а также в пределах эпиплатформенных прогибов, наряду с геолого-геофизическими исследованиями широко применяется и структурно-геоморфологический метод предварительного изучения глубинного геологического строения и локальных погребенных структур, перспективных в отношении залежей нефти и газа. Особенно большое практическое значение эти исследования приобретают в низменных, так называемых «закрытых» районах, где локальные структуры погребены под мощной толщей молодых недислоцированных отложений.

Следует отметить, что структурно-геоморфологический метод, по сравнению с другими методами поисков погребенных структур, требует значительно меньшего количества затрат труда, средств и времени. Об экономической эффективности и целесообразности дальнейшего применения этого метода свидетельствуют материалы Новосибирского (март 1959 г.), Уфимского (май 1959 г.), Саратовского (1966 г.) и других совещаний, посвященных вопросу применения геоморфологических методов в поисках погребенных структур.

Структурно-геоморфологические исследования основаны на том, что глубинное тектоническое строение находит отражение в новейших и современных движениях земной коры, а следовательно и в характере современного осадконакопления, в строении рельефа, структуре природного ландшафта, а также в истории их формирования, динамике и особенностях течения современных экзогенных рельефообразующих процессов (Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк, 1966).

Опыт исследований на территории Кура-Араксинской депрессии (Б. К. Бабазаде, В. Я. Троцюк, 1961; Н. Ш. Ширинов, 1961, 1962; Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк, 1963, 1964, 1966; В. Я. Троцюк, 1967) показал, что подавляющее большинство погребенных структур унаследованно развивалось в новейшую эпоху независимо от того, являлись ли они результатом молодой складчатости или их формирование происходило в доновейшем этапе. Установлено, что даже при незначительном росте в новейшее время эти структуры находят свое отражение в особенностях строения и истории формирования рельефа. Материалы бурения и особенно сейсморазведки, как известно, лишь при большой детальности работ и тщательности обработки фактического материала могут констатировать наличие положительных структурных форм в перекрывающей поднятие слабодислоцированной толще.

Значительная часть погребенных поднятий юго-западного борта Куриной впадины (Агджабединское, Ждановское, Новоголовское, Ширванлинское и др.), согласно опубликованным работам (Тектоническая карта Азербайджанской ССР, 1956), является положительными структурными формами лишь по отложениям мезозойского и нижнетретичного возраста и не выражена в моноκлинално перекрывающей толще плиоцен-четвертичных пород. В то же время для ряда поднятий, приуроченных к этому же борту впадины (Нафталанское, Дуздагское и др.), установлено унаследованное развитие их в новейшее время. Однако унаследованность развития указанных поднятий носит общий характер и прослеживается некоторое несоответствие в их структурном плане.

Для выяснения этих вопросов, а также выявления погребенных локальных поднятий в пределах всей Кура-Араксинской депрессии назрела необходимость проведения наряду с геолого-геофизическими работами и структурно-геоморфологических исследований. С этой целью нами с 1959 г. согласно договору о содружестве с Комплексной Южно-Каспийской геологической экспедицией—КЮГЭ (позднее НИЛ нефтегаз, а ныне НИЛ зарубежгеология) АН СССР, а с 1960 по 1967 гг. в соответствии с планом научно-исследовательских работ Института географии

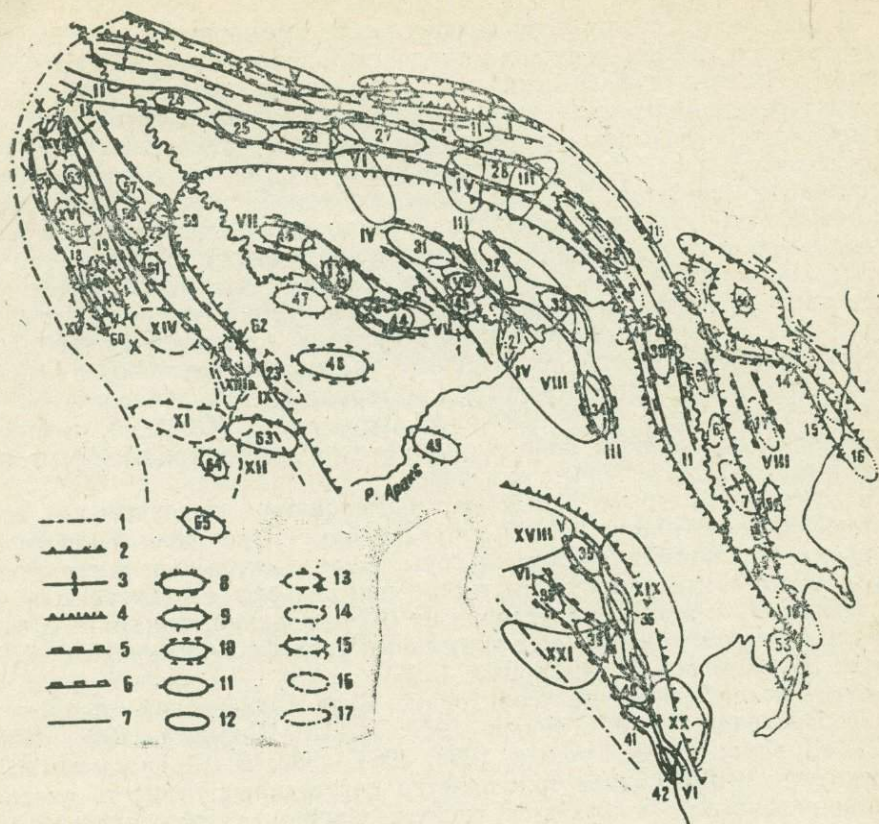


Рис. 31. Структурная карта Нижнекуринской впадины (составили В. Я. Троцюк и Н. Ш. Ширинов с использованием данных КМГР и АзНИИ ДН): 1 — граница Нижнекуринской впадины; 2 — зоны интенсивных плиоценово-четвертичных поднятий; 3 — оси антиклинальных складок, выраженных в рельефе; 4 — зона четвертичных относительных опусканий; 5 — зоны хвалыно-новокаспийских поднятий, выявленные структурно-геоморфологическими исследованиями и соответствующие известным по геолого-геофизическим данным погребенным структурным формам; 6 — зоны хвалыно-новокаспийских поднятий, выявленные структурно-геоморфологическими исследованиями; 7 — зоны хвалыно-новокаспийских поднятий, предполагаемые по данным структурно-геоморфологических исследований; 8 — погребенные поднятия, известные по геолого-геофизическим данным и установленные структурно-геоморфологическими исследованиями; 9 — погребенные поднятия, установленные структурно-геоморфологическими исследованиями; 10 — погребенные поднятия, установленные структурно-геоморфологическими исследованиями и подтвержденные в последующем геолого-геофизическими работами; 11 — погребенные поднятия, предполагаемые структурно-геоморфологическими исследованиями; 12 — поднятия кристаллического фундамента, к которым приурочены поднятия в мезозойско-палеогеновом комплексе отложений с участием в разрезе основных изверженных пород, выделяемые по наличию локальных максимумов силы тяжести; 13 — поднятия мезозойских (преимущественно юрских) пород с участием в разрезе вулканогенных и изверженных пород, выделяемые по наличию локальных максимумов силы тяжести; 14 — поднятия меловых отложений по данным сейсморазведки; 15 — поднятия по палео-датским отложениям, выделяемые по данным сейсморазведки; 16 — поднятия в продуктивной толще по данным сейсморазведки; 17 — поднятия верхне- и среднеплиоценовых отложений по данным сейсморазведки и бурения.

Структурные элементы, выделяемые по данным гравиразведки (по И. О. Цимельзону, 1962): I — Сабирабдское поднятие; II — Каракоюнлинское; III — Рагимлинское; IV — Кюрдамирское; V — Геокчайское; VI — Мюсюлинское; VII — Джарлинское; VIII — Саатлинское; IX — Зардобское; X — Мурадханлинское; XI — Мартуниинское; XII — Бегманлы-Ждановское; XIII — Агджабединское; XIV — Гиндархское; XV — Башкарвендская антиклиналь; XVI — Мирбаширская; XVII — Нафталанская; XVIII — Пушкинское (Наримановское) поднятие; XIX — Кызылкендское; XX — Кызылагаджское; XXI — Астрахан-Базарский тектонический участок.

Локальные поднятия, выделяемые по данным сейсморазведки и бурения: 1 — Джар-

АН Азербайджанской ССР проводились структурно-геоморфологические исследования*.

Эти работы велись параллельно с детальным геоморфологическим исследованием и составлением крупномасштабных геоморфологических и морфоструктурных карт и карты новейшей тектоники и др. Особенностью методики структурно-геоморфологических исследований на территории Кура-Араксинской депрессии являлась их комплексность, заключающаяся в применении широкого круга различных камеральных и полевых методов (Н. Ш. Ширинов, 1961; В. Я. Троцюк, Н. Ш. Ширинов 1963; Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк, 1966).

В последнее время довольно популярным стало морфометрическое направление структурно-геоморфологических исследований, разработанное В. П. Философовым (1960, 1963) и широко применяемое в платформенных областях. Однако следует отметить, что в условиях Кура-Араксинской низменности и других «закрытых» низменных районов, где погребенные структуры глубоко погружены и перекрыты мощной толщей почти недислоцированных осадков, применение этого метода, как справедливо отмечает В. Я. Троцюк (1967), не дает ощутимого эффекта.

Что касается морфоструктурного направления, развиваемого в работах Ю. А. Мещерякова (1960, 1965) и др., то оно может быть успешно применено лишь в пределах прибортовых зон Кура-Араксинской депрессии, где поверхность равнины вовлечена в дифференцированное поднятие и деформацию. В центральной же части Кура-Араксинской низменности, где поверхности верхнеплейстоценовой и голоценовой аккумуляции почти не деформированы, этот метод может дать положительные результаты лишь в том случае, если он будет применен в комплексе с другими методами.

В нашей совместной с В. Я. Троцюком (1966) работе с помощью анализа аэрофотоснимков удалось установить приуроченность некоторых специфических элементов ландшафта к районам погребенных поднятий. Наиболее интересными в этом отношении являются: прогрессивное осушение отдельных участков аллювиально-озерно-старичных равнин под влиянием локально проявившихся восходящих тектонических

линское; 2 — Саатлинское; 3 — Падарское; 4 — Калиновское; 5 — Кюровдагское; 6 — Карабаглинское; 7 — Бабазананское; 8 — Дуровдагское; 9 — Хиллинское; 10 — Нефтечалинское; 11 — Каламадинское; 12 — Мало-Хараминское; 13 — Мишовдагское; 14 — Калмасское; 15 — Хыдырлинское; 16 — Бяндованское; 17 — Кюрсангинское; 18 — Башкарвендское; 19 — Тазакендское; 20 — Карадаглинское; 21 — Ширванлинское; 22 — Бардинский выступ; 23 — Советлярское поднятие.

Зоны поднятий, отражающие погребенные структурные элементы: I—I. Караджа-Карамарьямская; II—II. Уджары-Калиновская; III—III. Южно-Кюрмамирская; IV—IV. Сорсор-Джарлинская; V—V. Восточно-Приталышская; VI—VI. Западно-Приталышская; VII—VII. Шахсюню-Мамедлинская; VIII—VIII. Кюрсангинская; IX—IX. Гедакбоз-Агджабединская; X—X. Кызылгаджылы-Башкарвендская.

Локальные поднятия: 24 — Караогланское; 25 — Кетанархское; 26 — Уджарское; 27 — Шихбейское; 28 — Кенгерлинское (Джалаирское); 29 — Падарское; 30 — Калиновское; 31 — Сорсорское; 32 — Аршалинское; 33 — Сабирабадское; 34 — Берекендское; 35 — Пушкинское; 36 — Кулибинское; 37 — Восточно-Моллагасанлинское; 38 — Доврушлинское; 39 — Новоголовское; 40 — Моллагасанлинское; 41 — Масаллинское; 42 — Порт-Ильчевское; 43 — Шахсюнюнское; 44 — Мамедлинское; 45 — Джарлинское; 46 — Северо-Зардобское; 47 — Южно-Зардобское; 48 — Ширин-Кумское; 49 — Карадонлинское; 50 — Навагинское; 51 — Атбулагское; 52 — Восточно-Бабазананское; 53 — Кызылагаджское; 54 — Кызылгаджилинское; 55 — Карадаглинское; 56 — Мирбаширское; 57 — Шоранлинское; 58 — Ширванлинское; 59 — Бардинское; 60 — Башкарвендское; 61 — Султанбудское; 62 — Агджабединское; 63 — Ждановское; 64 — Шпартинское; 65 — Керимбейлинское.

* В 1961—1963 гг. совместно с сотрудником КЮГЭ В. Я. Троцюком.

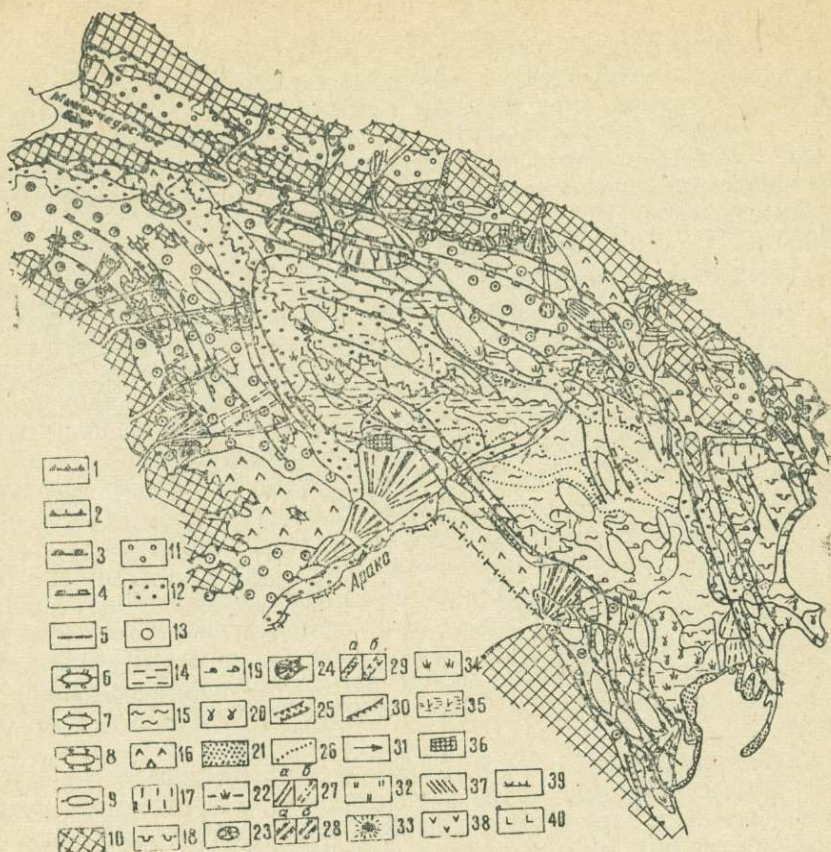


Рис. 32. Схематическая структурно-геоморфологическая карта Кура-Араксинской депрессии (составили Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк)

1 — зоны интенсивных плиоценово-четвертичных поднятий; 2 — зоны четвертичных абсолютных опусканий; 3 — зоны хвалыно-новокаспийских поднятий, выявленные структурно-геоморфологическими исследованиями и соответствующие известным по геолого-геофизическим данным погребенным структурным формам; 4 — зоны хвалыно-новокаспийских поднятий, выявленные структурно-геоморфологическими исследованиями; 5 — зоны хвалыно-новокаспийских исследований; 6 — погребенные поднятия, известные по геолого-геофизическим данным и устанавливаемые структурно-геоморфологическими исследованиями; 7 — погребенные поднятия, установленные структурно-геоморфологическими исследованиями; 8 — погребенные поднятия, установленные структурно-геоморфологическими исследованиями и подтвержденные в последующем геолого-геофизическими работами; 9 — погребенные поднятия, предполагаемые структурно-геоморфологическими исследованиями. Генетические типы рельефа. Горы: 10 — антиклинальные хребты, гряды и возвышенности; 11 — синклиналиные межхребтовые понижения. Равнины: 12 — аллювиальные; 13 — аллювиально-пролювиальные; 14 — аллювиально-озерно-старичные; 15 — аллювиально-дельтовые; 16 — пролювиально-дельтовые; 17 — солончаково-дефляционные; 18 — лагунно-солончаковые; 19 — морские; 20 — морские-дельтовые; 21 — морские, лагунно-островные; 22 — озерно-лагунные. Формы рельефа: 23 — грязевые вулканы; 24 — субэдральные дельты различной генерации; 25 — антецедентные долины; 26 — древние протоки с прирусловым аккумулятивным комплексом; 27 — ящикообразные долины равнин с нормальным соотношением эрозии и аккумуляции; 28 — участки ящикообразных долин с интенсивной аккумуляцией: а) действующие, б) отмершие; 29 — участки ящикообразных долин с интенсивной глубиной эрозией: а) действующие, б) отмершие; 30 — абразионные уступы; 31 — направление миграции разливов и русел; 32 — такыровые солончаки в зонах тектонических нарушений с выходами подземных вод; 33 — участки радиального расположения оврагов; 34 — осушенные участки аллювиально-озерно-старичных равнин; 35 — сильно заводненные участки

движений; линейное распространение голофитной растительности и такыровидных солончаков вдоль зоны выхода засоленных подземных вод по тектоническим разрывам; скопление зарослей древесной растительности на подпруженных поднятием участках речных долин. В интенсивно прогибающихся районах низменности, приуроченных к синклинальным структурным зонам депрессии, наблюдаются заболачивание и солончакообразование.

В экспедиционных исследованиях основное внимание уделялось следующим вопросам: изучению особенностей формирования гидрографической сети (выявлению закономерностей в миграциях и изменению направлений стока рек, фиксации радиально-расходящихся конфигураций овражно-балочной сети и т. д.); анализу русловых процессов и соотношению эрозионных и аккумулятивных процессов в долинах; выделению различных генетических типов и форм рельефа; деформациям речных террас; изменению уклонов равнин; изучению высотного положения и деформации древних морских береговых линий и террас.

Как известно, речные долины, овражно-балочная сеть и процессы, происходящие в них, служат надежным индикатором для определения уклона земной поверхности, так как эти формы способны чутко реагировать на очень незначительные деформации поверхности в результате новейших поднятий. Нами установлено, что для зоны новейших поднятий на участке пересечения с долиной характерны повышенные значения глубинной эрозии и аномально повышенное развитие эрозионных процессов. В разрезе наблюдается увеличение крупнообломочных образований и выход на поверхность контакта русловых фаций аллювия с подстилающими отложениями.

При палеогеоморфологических реконструкциях отмечалось, что древние (отмершие) протоки и рукава по мере приближения к зоне поднятий обнаруживают тенденцию к слиянию, а при пересечении зоны увеличивается эрозионный врез, долины резко суживаются и склоны становятся обрывистыми. Часто на таких участках в сухих руслах появляются родники, свидетельствующие об эрозионном вскрытии водоносного горизонта; возрастает террасированность склонов, отмечаются деформация и выклинивание террасовых уровней.

Совершенно иная картина поднятий в геоморфологическом строении речных долин вырисовывается в центральных районах низменности, в долинах Куры и Аракса, потенциальная глубинная эрозионная энергия которых благодаря слабому уклону крайне незначительна. Здесь участок новейших поднятий выступает в качестве подпруживания русла, что приводит либо к смещению руслового потока за пределы поднятия («обтекание» района поднятия), либо к усилению аккумулятивной деятельности реки выше поднятия. Для подобного типа водотоков характерны резкое возрастание древнего и современного меандрирования выше поднятия и спрямленное сосредоточенное течение на участке самого поднятия.

Другими геоморфологическими и ландшафтными признаками проявления погребенных локальных поднятий являются: прорыв паводковых вод из русла выше погребенного поднятия, пересекающего реки; возрастание размера прирусловых грив выше поднятия; двустороннее от

равнин; 36 — деформированные и относительно приподнятые участки морских террас и древних береговых линий; 37 — локальные участки выходов морских хвалыных отложений; 38 — локальные участки значительной деформации речных террас; 39 — тектонические нарушения, установленные по ландшафтным признакам (линейные выходы подземных вод и аномальные скопления растительности); 40 — значительные скопления древесной растительности на участках избыточной аккумуляции, обусловленные подпруживающим воздействием поднятия.

ступание озер и заболоченных пространств и образование на участке погребенного поднятия соединительных русел; интенсивное накопление аллювия выше поднятия и уменьшение гранулометрического состава аллювия вниз по течению, в направлении к поднятию*; появление меандров перед поднятием и образование мелкой извилистости на самом поднятии. Это наблюдается в том случае, когда энергия реки едва преодолевает сопротивление поднимающейся погребенной структуры; расщепление террас и пойм; сосредоточение стока (слияние протоков); бифуркация рек; локальное расчленение поверхности равнины и формирование мелкохолмисто-грядового рельефа; подпруживание небольших рек и образование болот или солончаков; локальный выход более древних пород и т. д.

Кроме структурно-геоморфологического анализа современного рельефа, определенная работа проводилась по изучению некоторых элементов природного ландшафта, развитие которых непосредственно или косвенно связано с унаследованным ростом погребенных антиклинальных поднятий. В частности, была изучена степень обводненности аллювиально-озерно-старичных равнин прикуринской полосы низменности. Это позволило установить в ряде случаев «трансгрессирующее» распространение площадей озер, или, наоборот, прогрессирующее осушение заболоченных участков после регрессии новокаспийского бассейна. При анализе особенностей распространения пойменных тугайных лесов было отмечено расширение площади их произрастания на участках избыточной аккумуляции в русле, возникающих под влиянием подпруживающего воздействия поднятия на реки. Наоборот, резкое сужение полосы тугайных лесов соответствует ареалам значительного снижения аккумулятивной деятельности реки и небольшой мощности аллювия, связанных с участками непосредственного пересечения рекой поднятия.

При структурно-геоморфологических исследованиях использовались и геолого-геофизические данные. Особенно плодотворным в этом отношении оказалось применение детальных стратиграфо-корреляционных работ на основе ритмостратиграфического метода расчленения четвертичных отложений (В. Я. Троцюк, Н. Ш. Ширинов, 1964, В. Я. Троцюк, 1967). В результате исследований удалось подметить наличие пологих антиклинальных перегибов в толще четвертичных отложений, не обнаруженных при обработке данных структурно-поискового бурения.

На участках, где геоморфологическими данными устанавливалось поднятие, неизвестное ранее по геолого-геофизическим данным, были проанализированы профили сейсморазведки с целью выявления значительных перегибов, подтверждающих наличие погребенного поднятия в более древних отложениях. Интересным оказалось сопоставление результатов структурно-геоморфологических исследований с материалами электроразведки и особенно с гравиметрическими данными. Последние, в интерпретации И. О. Циммельзона (1956), указывали на целый ряд закономерных связей глубинной структуры с новейшими и современными движениями земной коры.

Четко выраженный унаследованный характер тектонического развития погребенных структур Куринской впадины определяет эффективность структурно-геоморфологических исследований. Их практическое значение особенно ощутимо в связи с тем, что материалы сейсморазведки по депрессионным районам часто еще не дают желаемых результатов, поскольку амплитуда поднятия (100—120 м) здесь оказывается близкой к точности данного метода геофизики. Малоблагоприятные сейсмогеологические условия впадины требуют проектирования густой сети профилей, детальных сейсмических исследований, что, как известно, связано со значительными затратами.

* Если уклоны реки незначительные и она несет мелкий материал, а на участке погребенного поднятия происходит местный размыв пород, слагающих русло, то наблюдается обратная картина.

Огромная мощность четвертичных и верхнеплиоценовых отложений в Куринской впадине ограничивает применение весьма дорогостоящего структурно-поискового и разведочного бурения. Все это еще раз свидетельствует о перспективах широкого применения структурно-геоморфологических исследований в комплексе с геолого-геофизическими методами поисков погребенных структур в пределах Кура-Араксинской депрессии.

Результаты структурно-геоморфологических исследований и сопоставление их с данными геолого-географических работ позволили вместе с В. Я. Троцюком составить структурную схему (рис. 31) и структурно-геоморфологическую карту Кура-Араксинской депрессии (Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк, 1963, 1966), которая в дальнейшем была уточнена нами (рис. 32).

В пределах Кура-Араксинской депрессии нами установлено около 57 погребенных локальных поднятий. Двадцать одно из них в некоторой мере уже изучено геологически и геофизически. Они хорошо устанавливаются и структурно-геоморфологическими методами исследований. Пять поднятий сначала были выявлены структурно-геоморфологическими методами и только в последующем подтверждены геофизическими данными и бурением. Двадцать три поднятия установлены структурно-геоморфологическими методами и подлежат геолого-геофизическому изучению в ближайшие годы. Наличие остальных поднятий окончательно не определено и поэтому требуются дополнительные структурно-геоморфологические исследования.

Установленные локальные поднятия можно объединить в восемь антиклинальных зон: Геокчай-Каратугайскую, Уджары-Сабирабадскую, Кетован-Джарлинскую, Ястиель-Карадонлинскую, Гедакбоз-Агджабединскую, Казанбулак-Башкарвендскую, Восточно-Притальшскую и Западно-Притальшскую.

Погребенные поднятия Гедакбоз-Агджабединской, Казанбулак-Башкарвендской, Западно-Притальшской и Восточно-Притальшской зон характеризуются пологоскладчатым строением типа субплатформенных складок и сложены олигоцен-миоценовыми отложениями. В их строении принимают участие и меловые породы. В Притальшских зонах в формировании этих структур определенную роль сыграли, по-видимому, и выступы кристаллического фундамента.

Погребенные антиклинальные структуры, приуроченные к приосевой полосе Куринской впадины, сложены преимущественно плиоцен-плейстоценовыми отложениями и формировались в позднем плиоцене и плейстоцене. В пределах Талыш-Вандамского поднятия кристаллического фундамента погребенные локальные структуры несколько выполаживаются.

Грязевулканические морфоструктуры

Северо-восточная прибортовая зона Кура-Араксинской депрессии (Ленгезиз-Алятские низкогорья и равнины Юго-восточной Ширвани) наряду с другими смежными районами Азербайджана (Кобыстан, Апшеронский полуостров, Бакинский и Апшеронский архипелаги в Каспийском море) является уникальным регионом на земном шаре, где классически развиты явления грязевого вулканизма и формы рельефа, генетически связанные с ними.

Грязевые вулканы Азербайджана, геологические условия их образования и связь их с нефтегазоносностью территории описаны в работах Г. В. Абиха (1873), И. М. Губкина и С. Ф. Федорова (1938), С. А. Ковалевского (1940), М. Г. Агабекова (1947), А. А. Якубова (1948), А. Б. Ронова (1949), В. А. Горина (1952, 1955), Г. П. Тамразяна (1958), А. А. Ализаде, А. А. Якубова (1971) и др. Геоморфологические особен-

ности грязевых вулканов и их генезис, как особого типа рельефа, характеризованы в работах Д. А. Лилиенберга (1955) и Н. Ш. Ширинова (1962). Согласно исследованиям указанных авторов происхождение грязевых вулканов, характер их проявления и геоморфологические особенности созданного ими рельефа связаны с наличием нефтяных и газовых месторождений, пластичных глинистых пород и подземных вод, которые в совокупности создают мощные пластовые давления, а также со структурными особенностями тектонического строения (ундуляцией, резкими изгибаниями и виргацией осей складок, тектоническими разрывами и их взаимопересечением), морфологией структур и их выраженностью в рельефе.

Наличие в зоне северо-восточного борта Кура-Араксинской депрессии указанных факторов и их сочетание создают благоприятные условия для широкого развития здесь грязевых вулканов. Из этого следует, что в формировании рельефа, обусловленного грязевым вулканизмом, одним из ведущих факторов является геологическое строение, т. е. структуры, особенности их морфологии и развития. Однако грязевулканический тип рельефа по сравнению с морфоструктурами, обусловленными непосредственно геологическими структурами, образует насаженный рельеф, формируется благодаря быстрым тектоническим движениям и извержениям продуктов тектонического дробления глубокозалегающих пород под напором нефтяного газа и отличается своеобразием строения. Все это позволяет выделить грязевулканический рельеф в особую категорию морфоструктур.

Распространение грязевых вулканов в целом совпадает с юго-восточными окончаниями Б. Кавказа и смежных прогибов (Нижнекуринского и Кусаро-Дивичинского), которые по направлению своего погружения тяготеют к Южнокаспийской, а отчасти и к Среднекаспийской впадинам. Границы ареала проявления грязевых вулканов совпадают с контуром распространения палеоген-миоценовых отложений, а границы максимального их развития—с контуром плиоценовых отложений (рис. 33).

Исследования, проведенные в Южном Кобыстане (А. А. Якубов, Ф. Г. Дадашев, М. М. Зейналов и др., 1970), показывают, что наибольшее количество как по числу, так и по мощности прослоев грязевулканической брекчии содержится в слоях чокракского горизонта, сарматского яруса, продуктивной толщи, акчагыльского и апшеронского ярусов, периоды накопления которых отличались интенсивным прогибанием этой области. В разрезе отложений майкопской свиты, конка, карагана и нижнего плиоцена, которые отличались меньшими амплитудами прогибания, грязевулканической брекчии мало.

Судя по наличию грязевулканической брекчии в олигоцен-нижнемиоценовых (С. Г. Салаев, 1961) отложениях, наиболее древние проявления грязевых вулканов можно датировать с олигоцена. Но поскольку в этот период извержения происходили в подводных условиях и грязевулканическая брекчия была погребена под более молодыми морскими отложениями и в последующем вместе с ними дислоцирована, то они не образовали каких-либо форм рельефа. Что касается грязевых вулканов, выраженных в современном рельефе, то они возникли в результате проявления одной из фаз активизации движений в неотектоническом этапе (поздний апшерон—плейстоцен). Таким образом, проявление грязевого вулканизма первоначально было связано с усилением прогибания Южно-Каспийской впадины в неогене, распространившимся в смежные области Юго-Восточного Кавказа и Куринской впадины.

По данным Ф. М. Багирзаде, Р. Р. Рахманова (1972) и других авторов, области развития грязевых вулканов характеризуются наибольшей мощностью (10—20 тыс. м и более) осадочной толщи.

Следующее оживление грязевулканической деятельности, проявившееся в более усиленном темпе, происходило в конце неогена и в плей-

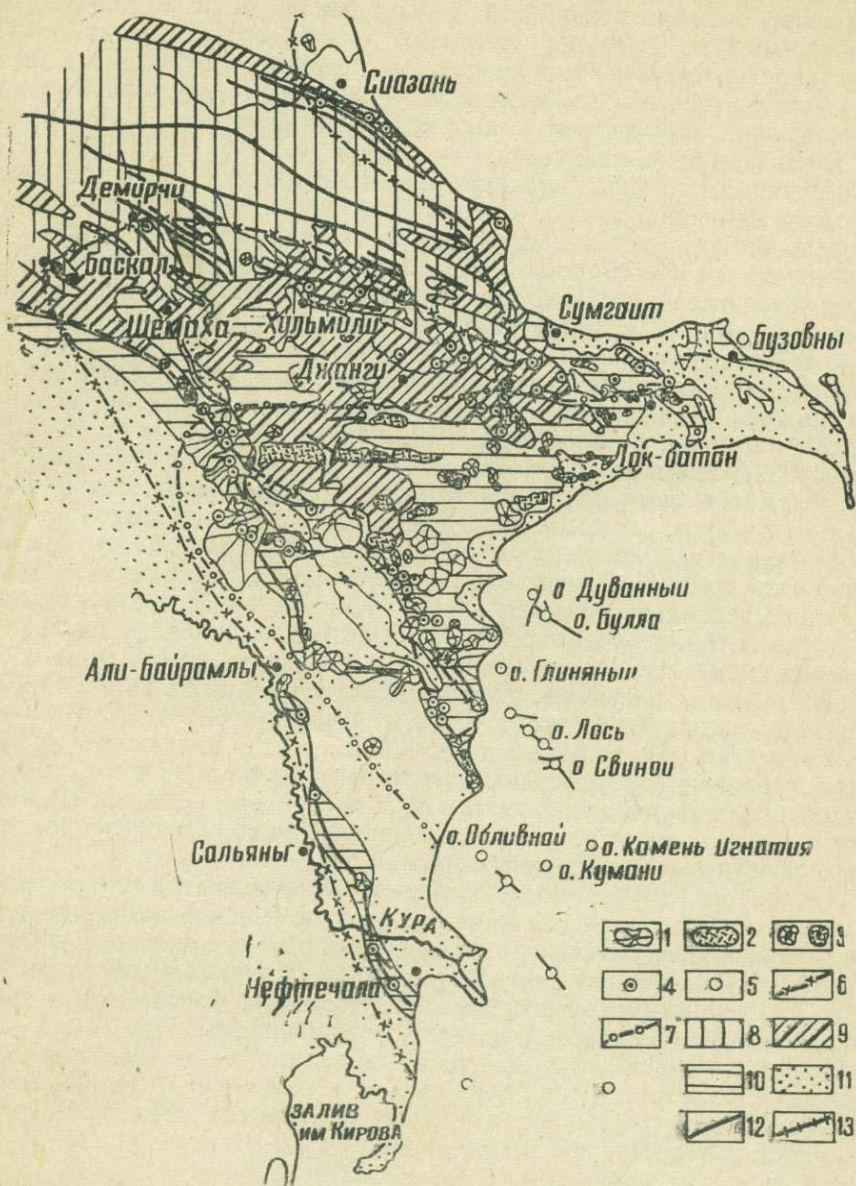


Рис. 33. Карта-схема распространения грязевых вулканов Азербайджанской ССР (Юго-восточный Кавказ, Нижнекуринская впадина, Каспийское море): 1 — конусовидные грязевые вулканы; 2 — конусные поля; 3 — конусовидные вулканы и сопочные поля «котурдагского» типа; 4 — грязевые сопки, сальзы и грифоны; 5 — морские грязевые вулканы; 6 — границы распространения грязевых вулканов; 7 — границы наиболее интенсивно проявляющегося грязевого вулканизма. Отложения, слогающие поверхность рельефа: 8 — мезозойские; 9 — палеоген-миоценовые; 10 — плиоценовые; 11 — плейстоценовые; 12 — тектонические разломы и разрывы; 13 — северо-восточная граница Куринской впадины.

стоцене, когда опускания в пределах указанных областей сменились поднятиями, сопровождавшимися складчатыми движениями. Как в первом, так и во втором этапе развития грязевых вулканов усиления тектонических движений (прогибания в первом и поднятия во втором случае) и их дифференциация благоприятствовали проявлению грязевулканической деятельности. Современные проявления грязевого вулканизма не создают самостоятельных крупных форм и лишь завершают формирование существующих грязевых вулканов, что свидетельствует об унаследованном характере их деятельности.

Почти все грязевые вулканы распространены вдоль тектонических разрывов как продольного, так и поперечного простирания. При этом довольно четко прослеживается приуроченность наиболее крупных грязевых вулканов к глубинным разломам, а мелких — к локальным неглубоким тектоническим разрывам. Значительное количество грязевых вулканов приурочено к Аджичай-Алятскому глубинному (продольному) разлому и его юго-восточным ответвлениям.

В деятельности грязевых вулканов отчетливо выделяются две фазы извержения: эксплозивная и сальзо-грифоновая. Характер этих фаз подробно освещен в работах Д. А. Лилиенберга (1955) и Н. Ш. Ширина (1962). Здесь лишь отметим то, что эксплозивной фазой извержения создаются сами грязевые вулканы, а сальзо-грифоновой — микроформы (грифоны, сальзы и сопки), возникающие на их поверхности.

По характеру проявления грязевые вулканы делятся на три типа: 1) вулканы активные, эксплозивная деятельность которых наблюдалась последние несколько десятков лет; 2) вулканы слабодействующие, деятельность которых продолжительное время ограничивалась выделением из сопки, сальзы и грифонов небольшого количества газов, воды и брекчии; 3) вулканы потухшие, эксплозивная деятельность которых не наблюдалась несколько сотен лет.

Классификация грязевых вулканов по степени активности их проявления, предлагаемая нами, носит условный характер, так как потухшие или слабодействующие вулканы могут возобновить свою деятельность. Тем не менее данная классификация может иметь определенное значение при изучении современных движений.

Одной из характерных особенностей распространения грязевых вулканов Азербайджана является их количественное возрастание, увеличение размера и интенсивности проявления в направлении к Джейранкечмазскому и Нижнекуруинскому прогибам, что является следствием более благоприятного сочетания вышеуказанных факторов для образования грязевых вулканов. Кроме того, названные прогибы в отношении новейших и современных движений являются более активными, чем смежные области. Это подтверждается и данными В. В. Федынского (1937), который указывает, что область развития грязевых вулканов совпадает с областью распространения отрицательных аномалий силы тяжести.

Большой интерес представляет изучение морфогенетических особенностей грязевых вулканов. Выделяются два основных морфогенетических типа: конусовидные грязевые вулканы и сопочные поля.

Конусовидные вулканы, имеющие характерную форму правильных усеченных конусов, представляют собой возвышенности с относительной высотой 300—400 м, диаметром основания 2—3 км. Среди них различается два подтипа: насаженные и целиком сложенные грязевулканической брекчией (насыпные)*. Конусовидные грязевые вулканы Кура-Араксинской депрессии в большинстве своем являются насаженными на отдельные возвышенности и гряды, обусловленные брахиантиклинальными складками. Насыпные грязевые вулканы приурочены к по-

* Термины предложены Н. С. Благоволиным (1962) на основании изучения грязевых вулканов Керченско-Таманской области.

гребенным или размытым брахиантиклинальным складкам, не выраженным в рельефе.

Для конусовидных грязевых вулканов характерны такие мезоформы, как кратерные плато, прикратерные валы и потоки грязевулканической брекчии. Под воздействием агентов денудации грязевулканическая брекчия подвергается выветриванию, в результате чего происходят окисление и вымывание из нее солей. В итоге изменяются ее химический состав и окраска и она заселяется травянистой растительностью. Пользуясь этим признаком, можно определить относительный возраст потоков грязевулканической брекчии, а в отдельных случаях и количество эксплозивной деятельности грязевых вулканов (Д. А. Лилиенберг, 1955; Н. Ш. Ширинов, 1962).

Сопочные поля являются результатом площадного излияния грязевулканической брекчии. Размеры их колеблются от нескольких гектаров до нескольких квадратных километров. Они не образуют крупных положительных форм рельефа и отличаются круглым или овальным очертанием и небольшим вздутием в центре. Сопочные поля образуются на относительно пологих брахиантиклинальных структурах не дающих значительных ундуляций. Условия для скопления в этих структурах нефтяных газов малоблагоприятны, поэтому и активность проявления грязевого вулкана на них значительно ниже (Д. А. Лилиенберг, 1955).

Из сказанного выше следует, что характер извержения, размеры грязевых вулканов и их морфология определяются особенностями строения структур, на которых они возникают. Кроме особенностей геологических структур, на морфологию грязевых вулканов большое влияние оказывают рельеф подстилающей поверхности, а также сила газового напора, мощность и литология глинистых пород, благодаря которым определяются интенсивность извержения и объем выбрасываемого ими материала.

При расчлененном рельефе грязевулканическая брекчия легко удаляется от центра извержения и не образует положительных форм рельефа. Это особенно хорошо прослеживается в том случае, когда вулкан выбрасывает незначительное количество грязевулканической брекчии, насыщенной водой. Кроме того, при расчлененном рельефе происходят усиление денудационных процессов и размыв грязевулканических форм рельефа. Аккумуляция продуктов извержения оказывает, в свою очередь, влияние на рельеф местности, выполаживая и изменяя его внешние черты. При равнинном рельефе движение продуктов извержения затрудняется и аккумуляция их вокруг жерла вулкана приводит к образованию постепенно растущего конуса вулкана (Кюрсангя, Хамамдаг, Бяндован и др.).

В последнее время наблюдается активизация грязевых вулканов Азербайджана, на что обратили внимание В. А. Горин (1955), Д. А. Лилиенберг (1955), Н. Ш. Ширинов (1962). За последние 20 лет (1951—1971 гг.) зарегистрировано около 47 извержений, в том числе в Шемахино-Кобустанской области—9, Апшеронской—12, Нижнекуринской—15 и в области Бакинского архипелага (Южно-Каспийская впадина) —11. Как видно из приведенных данных, наибольшее количество извержений наблюдалось в пределах Нижнекуринской впадины и смежной области Южно-Каспийской впадины, т. е. там, где в современную эпоху происходит общее унаследованное прогибание, осложненное дифференцированными движениями и складчатостью. Максимальные количества извержений падают на 1951 (5 извержений), 1959 (6) и 1967 (3) гг., а минимальные (1 извержение) на 1952, 1955, 1957, 1963, 1966 гг. В 1956 и 1971 гг. извержений не было.

По мнению ряда авторов (В. А. Горин, 1952; Д. А. Лилиенберг, И. Н. Мещерский, 1968 и др.), деятельность грязевых вулканов контро-

Количество и морфогенетические типы грязевых вулканов северо-восточного борта Кура-Араксинской депрессии

Районы развития грязевых вулканов	Количество грязевых вулканов*				
	всего	конусовид- ные	сопочные поля	грязевые сопки	сальзы
Ленгебизский хребет	3	2	1	✓	—
Каламадинский хребет	2	2	—	—	—
Б. Харамы	4	2	2	—	—
М. Харамы	1	1	—	—	—
Алятская гряда	30	14	2	13	1
Мишовдагская гряда	4	4	—	—	—
Кюровдагская гряда	2	2	—	—	—
Равнина Юго-восточной Ширвани	16	8	—	7	1
Итого:	62	35	5	20	2

* Сюда включены грязевые сопки и сальзы, имеющие самостоятельные центры извержения.

лируется современными тектоническими движениями и активное их проявление по времени совпадает с низкими уровнями Каспийского моря и катастрофическими землетрясениями в области Юго-восточного Кавказа.

В северо-восточной прибортовой полосе Кура-Араксинской депрессии находится 62 грязевых вулкана, которые составляют около 1/3 всего их количества в Азербайджане (табл. 11). Деятельность грязевых вулканов играла большую роль в формировании основного фона рельефа этой части депрессии.

Анализ геоморфологических особенностей строения грязевых вулканов и их связи с характером структур и подстилающим рельефом позволяет сделать следующие выводы:

1. В зоне северо-восточного борта Кура-Араксинской депрессии преобладают конусовидные вулканы, образование которых, наряду с другими факторами, обусловлено наличием залежей нефти и газа.

2. Извержения грязевых вулканов, образующих положительные формы в современном рельефе, начались в позднем плиоцене и раннем плейстоцене в Ленгебизско-Алятской антиклинальной зоне и в среднем и позднем плейстоцене в Юго-восточной Ширвани, хотя грязевулканическая деятельность в пределах смежного Кобыстана имела место и в более ранние эпохи геологического развития территории (в майкопе и позже).

3. В деятельности грязевых вулканов выделяются 3—4 крупные фазы извержения.

4. Деятельность грязевых вулканов имеет связь с новейшими и современными тектоническими движениями; их происхождение обусловлено наличием месторождений нефти и газа, брахиантиклинальных складок с ундуляцией шарниров, виргацией, резким изгибом их осей, а также наличием тектонических нарушений, подземных вод и пластичных глинистых пород.

5. Морфология грязевых вулканов находится в тесной связи с указанными факторами, а также с морфологией структур, на которых они возникают, и характером подстилающего рельефа. Размеры вулканов обусловлены количеством запасов нефти и газа, глинистых отложений, подземных вод и продолжительностью времени их деятельности.

Из этих выводов можно сделать общее заключение о том, что морфологические обязанности и размеры грязевых вулканов могут служить определенным критерием при поисках месторождений нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих В. Г., 1873. К геологии Юго-восточного Кавказа. Результаты моего путешествия в 1865 (пер. Р. К. Шенгера). «Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва», кн. 8, Тифлис.
- Агабеков М. Г., 1947. О роли диапиризма в тектонике юго-восточного погружения Б. Кавказа. Тр. Ин-та геологии им. И. М. Губкина АН Азерб. ССР, т. 17.
- Агабеков М. Г., 1962. Складчатая структура депрессионных зон Азербайджана и условия ее формирования. Автореф. докт. дисс. Баку.
- Агабеков М. Г., 1963. Геологическое строение нефтяных месторождений и условия их формирования. Азернешр, Баку.
- Агабеков М. Г., Азизбеков Ш. А., Антонов Б. А., Ахмедбейли Ф. С., Будагов Б. А., Векилов Б. Г., Григорьянц, Б. В., Исмаилов К. А., Кашкай М. А., Мамедов А. В., Мусеилов М. А., Султанов А. Д., Ширинов Н. Ш., Шихалибейли Э. Ш., 1968. Новейшие тектонические движения «Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины». Материалы Международной сессии редакционных комитетов тектонических карт Европы, Ближнего и Среднего Востока. Изд. АН Азербайджанской ССР, Баку.
- Агабеков М. Г., Азизбеков Ш. А., Антонов Б. А., Ахмедбейли Ф. С., Будагов Б. А., Григорьянц Б. В., Мамедов А. В., Мусеилов М. А., Ширинов Н. Ш., Шихалибейли Э. Ш., 1972. Неотектоническая карта Азербайджанской ССР.
- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С., 1956. К вопросу изучения неотектоники в Азербайджане. «Изв. АН Азерб. ССР», № 7.
- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С., 1958. Основные задачи в области исследований неотектонических процессов на территории Азербайджанской ССР. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 4.
- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С., Мамедов А. В., Аллахвердиев Р. А., Кузовенков В. И., Мошашвили А. Б., Расулов Г. А., 1965. Верхнеплиоценовые структуры депрессионных зон Азербайджана и перспективы их нефтегазоносности (апшеронский ярус). Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В., 1960. Геология и нефтегазоносность Западного Азербайджана и Восточной Грузии. Азнефтеиздат, Баку.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В., 1961. Новые данные о современных тектонических движениях Западного Азербайджана и Восточной Грузии. «Изв. АН СССР, серия геол.» № 5.
- Агаларова Д. А., 1945. Корни грязевых вулканов Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку.
- Адамия Ш. А., Мухонашвили К. Т., Хуцишвили О. Д., 1961. Геология постпалеогеновых, континентально-вулканических образований. Тр. геол. ин-та серия минерал-пет., т. VI.
- Алиев А. Г., Акаева В. П., 1960. Литология молассовой формации Азербайджана. «Уч. зап. АГУ», № 4.
- Алиев А. К., 1960. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Азнефтеиздат, Баку.
- Алиев Аждар, 1960. О континентальном осадконакоплении в межгорных депрессиях. «ДАН Азерб. ССР» т. XV, № 2.
- Ализаде А. А., Ахмедов Г. А., Ахмедов А. М., Алиев А. К., Зейналов М. М., 1966. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана М., «Недра».
- Ализаде А. А., Ахмедов Г. А., Надиров С. Г., Алиев Аждар, Ширинов Ф. А., 1967. Геология и нефтегазоносность Алятской гряды. Баку.
- Ализаде А. А., Путкарадзе А. Л., Салаев С. Г., Алиев А. И., 1968. Зоны нефтегазоаккумуляции в кайнозойских отложениях Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

- Ализаде А. А., Ширинов Ф. А., 1959. Литофация и сопоставление разрезов продуктивной толщи северного борта Куринской депрессии АНХ, № 5.
- Ализаде К. А., 1954. Акчагыльский ярус Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР.
- Ализаде К. А., Багманов М. А., Керимов Б. Г., 1960. Майкопские отложения юго-восточной части М. Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», т. XV, № 4.
- Амурский Г. И., Смирнов Л. Н., Мильштейн Д. М., 1961. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-восточной Туркмении. Изд. АН Туркм. ССР, Ашхабад.
- Антонов Б. А., 1960. Основные этапы развития рельефа Юго-восточного Закавказья (в пределах Азербайджана). Тр. Азерб. Геогр. об-ва Баку.
- Антонов Б. А., 1961. Схема новейшей тектоники юго-восточной части М. Кавказа. Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода, т. 2. Изд. АН СССР.
- Антонов Б. А., 1963. Геоморфология Юго-восточного Закавказья (в пределах азербайджанской части М. Кавказа и Талыша). Автореф. докт. дисс. АГУ, Баку.
- Антонов Б. А., 1966. Поверхности выравнивания и вопросы истории развития и возраста рельефа юго-восточной части М. Кавказа. Сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Астахов Н. Е., 1965. Неотектоническое районирование Кавказского перешейка (в пределах территории Грузинской ССР). «Изв. вузов, геология и разведка».
- Астахов Н. Е., 1970. Морфоструктурный анализ рельефа Грузии. Автореф. докт. дисс. Ин-т географии АН Азерб. ССР, Баку.
- Астахов Н. Е., 1973. Морфоструктурный анализ Грузии. Изд. Мецниереба, Тбилиси.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П., Гаррис М. А., Горменг Э. К., Зыков С. И., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Комлев Л. М. и др., 1964. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Сб. «Абсолютный возраст геологических формаций» Международный геологический прогресс, XXII сессия. Изд. «Наука».
- Ахмедбейли Ф. С., 1962. Неотектонические движения и их отражение в структуре предгорий Б. Кавказа. Азерб. напшр. Баку.
- Ахмедбейли Ф. С., 1966. Неотектоника восточной части Б. Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Ахмедбейли Ф. С., Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Ширинов Н. Ш., 1964. Новейшая тектоника Куринской впадины. «Проблемы неотектоники» (тезисы докладов совещания). Изд. АН СССР, М.
- Ахмедбейли Ф. С., Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Ширинов Н. Ш., 1970. Новейшая тектоника Куринской впадины. «Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса Юго-западной Евразии». Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Ахмедов Г. А., 1957. Геология и нефтеносность Кобыстана. Азерб. напшр. Баку.
- Бабазаде Б. К., Троцюк В. Я., 1961. Результаты структурно-геоморфологических исследований на территории Кура-Араксинской низменности. «Новости нефтяной и газовой техники, серия геол.» № 9.
- Бальян С. П., 1961. Морфологический анализ новейших тектонических движений Армении. Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода т. II, АН СССР, М.
- Бальян С. П., 1969. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван.
- Белоусов В. В., 1948. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат.
- Благоволин Н. С., 1962. Геоморфология Керченско-Таманской области. Изд. АН СССР, М.
- Богачев В. В., 1926. Геологический очерк Азербайджана. Материалы по районированию Азербайджана. т. I, вып. 3.
- Богачев В. В., 1936. Выходы магматических пород на южном склоне Кавказского хребта. «Новости нефтяной геологии».
- Богачев В. В., 1938. Вопросы зоогеографии Кавказа и его геологическая история. «Изв. АЗФАН СССР», № 4—5.
- Будагов Б. А., 1964. О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива (Юго-восточный Кавказ) в связи с находкой верхнесарматской фауны. «ДАН СССР», т. 155, № 2.
- Будагов Б. А., 1965. Современное и древнее оледенение азербайджанской части Б. Кавказа (на азерб. яз.) Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Будагов Б. А., 1966. Поверхности выравнивания азербайджанской части Б. Кавказа. Сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Будагов Б. А., 1967. Геоморфология и новейшая тектоника азербайджанской части Б. Кавказа. Автореф. докт. дисс. Баку.
- Будагов Б. А., 1968. Количественная характеристика новейших тектонических движений азербайджанской части Б. Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», т. 24, № 9.
- Будагов Б. А., 1969. Геоморфология южного склона Б. Кавказа. «Элм», Баку.

- Будагов Б. А., 1969. О новейших тектонических движениях депрессионных зон Восточного Закавказья. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», № 4.
- Будагов Б. А., Лилиенберг Д. А., Ширинов Н. Ш., 1959, 1960. История развития гидрографической сети Юго-восточного Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 5 и 1.
- Варданянц Л. А., 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван.
- Варенцов М. И., 1950. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. АН СССР, М.
- Вассоевич Н. Б., 1934. О времени проявления на Кавказе орогенных фаз альпийской эры дислокаций. Тр. Ин-та Азнефтегеолразведки, вып. 10.
- Вебер В. В., 1933. Рекогносцировочный обезд полосы кайнозойских отложений между Шемахой и Аджиноурской степью. Тр. НГРИ, серия А, вып. 33.
- Волобуев В. Р., 1953. О геоморфологии Кура-Араксинской низменности. Тр. конф. по геоморфологии Закавказья. Изв. АН Азерб. ССР.
- Вонгаз Л. Б., 1969. Историческая тектоника Афгано-Таджикской впадины в свете некоторых общих закономерностей развития земной коры. Автореф. канд. дисс. М.
- Габриелян А. А., 1950. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. «ДАН СССР», т. 72, № 4.
- Габриелян А. А., 1963. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, № 4, 5.
- Гаврилов М. Д., 1952. Некоторые особенности развития горных речных долин. Сб. «Геоморфология и палеогеография», № 1.
- Гаврилов М. Д., 1962. Основные черты рельефа и четвертичной тектоники Куринской впадины (в пределах Азерб. ССР). «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии» (сб. материалов КЮГЭ). Л., Гостоптехиздат.
- Гаджиев Д. В., 1959. Новые материалы по эльдарской гиппарионовой фауне. «Изв. АН ССР, серия геол.-геогр. наук», № 4.
- Гаджиев М. П., 1966. Поверхности выравнивания бассейна р. Тертер. Сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана». Изв. АН Азерб. ССР.
- Гаджиев Р. М., 1965. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азерб. нешр, Баку.
- Гамильтон Е. И., 1968. Прикладная геохронология (пер. с англ.). Л., «Недра».
- Гамкрелидзе П. Д., 1949. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН Груз. ССР.
- Герасимов И. П., 1946. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. Проблемы физической географии, т. 12. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Герасимов И. П., 1959. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд. АН СССР, М.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А., 1964. О геоморфологическом этапе в развитии Земли. «Изв. АН СССР, серия геогр.» № 6.
- Геоморфология Азербайджана (коллектив авторов) Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1959.
- Горин В. А., 1937. К вопросу тектоники северного борта Прикуринской низменности. АНХ, № 8, 9.
- Горин В. А., 1952. Грязевой вулканизм и тектонические движения в Каспийской впадине. АНХ, № 6.
- Горин В. А., 1955. Новые данные о проявлении грязевого вулканизма на Юго-восточном Кавказе. «ДАН Азерб. ССР», т. XI, № 10.
- Гроссгейм В. А., 1948. Некоторые черты рельефа Юго-восточного Кавказа. «Изв. геогр. об-ва СССР», т. 80, ч. I.
- Гроссгейм В. А., 1949. О влиянии четвертичных тектонических движений на современную гидрографическую сеть восточной части Куринского прогиба. «Изв. Геогр. об-ва СССР», т. 81, вып. I.
- Губкин И. М., 1934. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Горно-геол. нефтяное изд-во.
- Губкин И. М., Федоров С. Ф., 1938. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Дадашев Ф. Г., 1957. Современные колебательные движения берегов Каспийского моря. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 2.
- Давидова Н. И., Краснопевцева Г. В., Манилов С. А., Леви В. А., Лобастова Л. А., Шекинский Э. М., Твалтвадзе Г. К., 1966. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. В сб. «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука».
- Джанелидзе А. И., 1950. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 8.
- Думитрашко Н. В., 1953. Проблемы происхождения и возраст поверхностей выравнивания. Тр. конф. по геоморфологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Думитрашко Н. В., 1959. Поверхности выравнивания. В кн. «Геоморфология Азербайджана».

- Думитрашко Н. В., 1961. Новейшая тектоника Кавказа. Материалы совещ. по изучению четвертичного периода. т. II. Изд. АН СССР.
- Думитрашко Н. В., Антонов Б. А., Астахов Н. Е., Бальян С. П., Лилиенберг Д. А., Милановский Е. Е., Мусейбов М. А., Сафронков И. Н., Ширинов Н. Ш., 1969. Морфоструктурные закономерности Кавказа. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 6.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., 1963. Современная тектоника Кавказа. «Современные движения земной коры». Сб. статей, № 1, Изд. АН СССР.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Будагов Б. А., 1961. Рельеф и новейшая тектоника Юго-восточного Кавказа. Изд. АН СССР, М.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Муратов В. М., 1968. Особенности современных тектонических движений Кавказа (результаты обследования линий повторного нивелирования) «Современные движения земной коры», № 3, АН СССР.
- Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Хаин В. Е., 1961. Новейшая тектоника Кавказа. «Новейшая тектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига.
- Исмаилов К. А., Гасанов И. С., 1973. Мощност антропогенных отложений в южной котловине Каспийского моря. Тезисы докл. к IV Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Ереван.
- Исмаилов К. А., Кочарли Ш. С., 1965. Некоторые черты формирования складчатой структуры Нижне-Куринской впадины в плиоцен-антропогенную эпоху. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 4.
- Казанчян П. П., 1963. Из опыта исследования вертикальных движений земной коры в Армении. «Современные движения земной коры», № 1. Изд. АН СССР, М. Коллектив, 1971. Карта новейшей тектоники юга СССР. ВНИГНИ, М.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П., 1967. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. М., «Недра».
- Каштанов С. Г., 1952. К истории формирования долин рек Волги и Камы в дочетвертичное время. «Уч. зап. Казанского гос. ун-та», т. 112, кн. 2.
- Кинг Лестер, 1967. Морфология Земли (изучение и синтез сведений о рельефе Земли) (пер. с англ.). М., Изд-во «Прогресс».
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е., 1960. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР.
- Кириллова И. В., Сорский А. А., 1960. Тектоника и сейсмичность Кавказа. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 19. Изв. АН СССР.
- Кленова М. В., Соловьев В. Ф., Алексина И. А., Вихренко Н. М., Кулакова Л. С., Маев Е. Г., Рихтер В. Г., Скормякова Н. С., 1962. Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
- Ковалевский С. А., 1936. Континентальные толщи Аджиноура (Стратиграфия и генезис). ОНТИНКТП, Азнефтеиздат.
- Ковалевский С. А., 1940. Грязевые вулканы Южного Прикаспия. Баку, Азнефтеиздат.
- Когошвили Л. В., 1970. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Изд. «Мецниереба». Тбилиси.
- Козловский Д. А., 1951. Русловые процессы и современные вертикальные движения земной коры. Изд. АН Азерб. ССР, № 4.
- Криволучский А. Е., 1961. Геологический возраст Кавказского хребта. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 2.
- Криволучский А. Е., Леонтьев О. К., Спиридонов А. И. 1969. Дискуссионные вопросы планетарной геоморфологии. «Вестник МГУ; серия геогр.» № 1.
- Кузнецов С. С., 1941. Вопросы геоморфологии Закавказья. «Геология СССР», т. X (Закавказье), ч. I, Геологическое описание, М.
- Левин В. И., Требукова Б. Д., 1963. Сейсмическое исследование на северо-западе Ширванской степи Азербайджана. «Геология нефти и газа», № 3.
- Леонтьев О. К., 1971. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. «Геоморфология», № 3.
- Леонтьев О. К., Федоров П. В., 1953. К истории Каспийского моря в поздние и послехвалыинское время. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 4.
- Лилиенберг Д. А., 1955. К геоморфологии грязевых вулканов Юго-восточного Кавказа. Тр. Ин-та географии АН СССР (материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР), вып. 14.
- Лилиенберг Д. А., 1957. О поверхностях выравнивания Юго-восточного Кавказа. Тр. IV геоморфологической конф. по изучению Кавказа и Закавказья, Ереван.
- Лилиенберг Д. А., 1958. Поверхности выравнивания Юго-восточного Кавказа. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 74. (материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 18). Изд. АН СССР, М.
- Лилиенберг Д. А., 1959. Особенности рельефа и новейшие тектонические движения Восточного Кавказа. В кн. «Географическое сообщение», М.
- Лилиенберг Д. А., 1962. Рельеф южного склона восточной части Б. Кавказа. Изд. АН СССР.
- Лилиенберг Д. А., 1963. Современные тектонические движения и морфоструктурные особенности Восточного Кавказа и Закавказья. Сб. «Современные движения земной коры», № 1. Изд. АН СССР, М.

- Лиленберг Д. А., Мацкова В. А., Горелов С. К., Думитрашко Н. В., Муратов В. М., 1969. Карта современных вертикальных движений и морфоструктуры Кавказа. «Проблемы современных движений земной коры» (материалы III Международного симпозиума), М.
- Лиленберг Д. А., Мещерский И. Н., 1968. Современные тектонические движения Апшеронского полуострова. «Современные движения земной коры», ч. 4, М.
- Малеев В. П., 1941. Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 1.
- Маловицкий Я. П., 1970. Об основных субмеридиональных дислокациях юга европейской части СССР. «Геотектоника», № 3.
- Мамедов А. В., 1960. Литофациальный анализ перспективы нефтеносности майкопской свиты западного Азербайджана и Восточной Грузии. «Геология нефти и газа», № 2.
- Мамедов А. В., 1968. Структурно-фациальные особенности и перспективы нефтегазосности сарматских отложений Среднекуринской впадины. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Мамедов А. В., 1970. Геологическое строение и история развития Среднекуринской впадины в связи с нефтеносностью. Автореф. докт. дисс., Баку.
- Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Ширинов Н. Ш., 1963. Антропогенные движения Куринской впадины. Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по палеогеографии и геоморфологии Кавказа. АН Груз. ССР, Тбилиси.
- Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Ширинов Н. Ш., 1966. Новейшая тектоника Куринской впадины. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 2.
- Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Ширинов Н. Ш., 1966. Новейшие тектонические движения и их роль в формировании современного структурного плана и рельефа Куринской впадины. Сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Ширинов Н. Ш., 1967. Формирование современного структурного плана и рельефа Куринской впадины. «Геотектоника», № 4.
- Марков К. К., 1948. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, М.
- Марков К. К., 1968. Новейшая тектоника и оледенение. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра».
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А., 1965. Четвертичный период (ледниковый период-антропогенный период), т. 1. «Территория СССР». Изд. МГУ.
- Маруашвили Л. И., 1952. Палеогеография четвертичных образований Закавказья. Материалы по четвертич. периоду СССР, вып. 3.
- Мещеряков Ю. А., 1957. Основные элементы морфоструктуры земли и проблемы их происхождения. «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 4.
- Мещеряков Ю. А., 1960а. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Изд. АН СССР, М.
- Мещеряков Ю. А., 1960б. К методике изучения морфоструктуры Западно-Сибирской равнины. Тр. СНИГГИМС, серия нефт. геол., вып. 9.
- Мещеряков Ю. А., 1965. Структурная геоморфология равнинных стран. «Наука», М.
- Милановский Е. Е., 1952. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры М. Кавказа. «Уч. зап. МГУ, геология», т. 5, вып. 161.
- Милановский Е. Е., 1963. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века). БМОИП, отд. геол., № 3.
- Милановский Е. Е., 1964. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области. Сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Материалы II Всесоюз. тект. совещ. в Душанбе. «Наука».
- Милановский Е. Е., 1965. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. Автореф. докт. дисс. МГУ.
- Милановский Е. Е., 1968. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», М.
- Милановский Е. Е., 1969. Изучение неотектоники горных стран на примере Кавказа. В кн. «Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов». «Наука», М.
- Милановский Е. Е., 1970. Неотектоническая (позднеорогенная) стадия развития альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии и главные типы ее структур (Материалы Всесоюз. совещ. по тектонике в 1964 г. в Москве). Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е., 1963. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ.
- Мирчинк М. Ф., 1931. К вопросу генезиса Дибрарских утесов. Изд. АКЦИ, № 10.
- Мирчинк М. Ф., 1935. Тектонические проблемы Юго-восточного Кавказа. Тр. АЗНГРТ, вып. II, Баку—М.
- Мирчинк Г. Ф., 1936. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Материалы по четвертичному периоду СССР.
- Митрова А. В., 1941. Неоген в долине Палеокамы. «Сов. геология», № 1.

- Муратов М. В., 1949. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области Юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II. Изд. АН СССР.
- Мусейбов М. А., 1962. Новейшая тектоника и рельеф Западного Азербайджана и Юго-восточной Кахетии. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 1.
- Мусейбов М. А., 1963. Геоморфология и новейшая тектоника средней части Куринской впадины. Автореф. докт. дисс. Азгосуниверситет, Баку.
- Мусейбов М. А., 1964. Об интенсивности проявления новейших тектонических движений в пределах Куринского прогиба. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 4.
- Мусейбов М. А., 1967. Количественная характеристика неотектонических движений Азербайджана. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 4.
- Мусейбов М. А., Мамедов А. В., 1961. Геоморфология Иорского плоскогорья. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 6.
- Мусейбов М. А., Мамедов А. В., 1967. К вопросу новейшей тектоники Азербайджана. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 7.
- Николаев Н. И., 1948. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Тр. МГРИ, т. 23.
- Николаев Н. И., 1949. Новейшая тектоника СССР. Изд. АН СССР, М.
- Николаев Н. И., 1962. Неотектоника и ее выражения в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, М.
- Обручев В. А., 1922. Юные движения на древнем темени Азии. «Природа», № 8, 9.
- Обручев В. А., 1948. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 5.
- Паффенгольц К. Н., 1959. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван.
- Пахомов В. Е., 1937. К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка р. Куры (Закавказье). Изв. ВГО, т. 69, вып. 6.
- Пашалы Н. В., 1954. Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР.
- Пенк В., 1961. Морфологический анализ (пер. с нем.) М.
- Пириев Р. Х., 1969. Морфометрический анализ рельефа Азербайджана. Автореф. докт. дисс. АГУ, Баку.
- Приклонский В. А., 1932. Гидрогеологический очерк низменности Восточного Закавказья. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 6.
- Путкарадзе А. Л., 1958. Бакинский архипелаг (геологическое строение и перспективы нефтегазоносности). Азернешр, Баку.
- Рагимов Ш. С., 1964. Изучение разломов земной коры по макросейсмическим данным. «Очерки к геологии Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Растворова В. А., 1960. Сопоставление новейших движений и регионального гравитационного поля Кавказа. БМОИП, отд. геол. т. XXXV, ч. 2.
- Растворова В. А., 1961а. Новейшая тектоника Б. Кавказа в связи с его сейсмичностью. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига.
- Растворова В. А., 1961б. Сопоставление новейших тектонических движений и регионального гравитационного поля Кавказа и Юго-западной Туркмении. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига.
- Расцветаев Л. М., 1972. Основные черты новейшей тектоники Копетдага. Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 3. Изд. МГУ.
- Рейнгард А. Л., 1941. Геоморфологическое расчленение Закавказья. «Геология СССР», т. X (Закавказье), ч. I. Геологическое описание, М.
- Рихтер В. Г., 1954. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
- Рихтер В. Г., Гофман Е. А., Маев Е. Т., 1960. К изучению береговых линий на дне Каспийского моря. «ДАН СССР», т. 135, № 6.
- Ронов А. Б., 1949. К вопросу о грязевых вулканах Юго-восточного Кавказа. «ДАН СССР», № 1.
- Саваренский Ф. П., 1929. Кура-Араксинская низменность, ее грунтовые воды и процессы их засоления. «Почвоведение», № 1, 2.
- Салаев С. Г., 1961. Оligоцен-миоценовые отложения Юго-восточного Кавказа и их нефтегазоносность. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Сафронов И. Н., 1964. Неотектонические движения Северного Кавказа и их роль в формировании рельефа этой области. В сб. «Материалы по региональной тектонике СССР». «Недра», М.
- Сафронов И. Н., 1969. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов н/Д.
- Сафронов И. Н., 1970. Проблемы новейшей тектоники Северного Кавказа и Предкавказья (Материалы Всесоюз. совещ. по неотектонике в 1964 г. в Москве). Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Сваричевская З. А., 1964. Современные представления об эволюции докольных равнин. В сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». «Наука», М.
- Соловкин А. Н., 1942. Магматические процессы и тектоника Прикуриной низменности. Тезисы к докладам. «Изв. АзФАН СССР».

- Соловкин А. Н., 1944. Об экзотических утесах дибрарского типа. «Изв. Аз. ФАН СССР», № 6.
- Султанов К. М., 1964. Апшеронский ярус Азербайджана. Азернешр, Баку.
- Султанов К. М., Будагов Б. А., 1958. О новой находке верхнесарматских отложений в районе г. Шадаг и о новейших тектонических движениях, связанных с ними. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 6.
- Сырнев И. П., 1962. Узбой и его связь с древним Каспием. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии» (Сб. материалов КЮГЭ). Гостоптехиздат, Баку.
- Тамразян Г. П., 1958. К вопросу о некоторых особенностях расположения грязевых вулканов Восточного Азербайджана. «ДАН СССР», т. 48, № 4.
- Троцюк В. Я., 1967. Методика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазописковых работах. «Наука» М.
- Троцюк В. Я., Широин Н. Ш., 1964. О применении структурно-геоморфологических исследований для поисков погребенных структур на юго-западном борту Куринской впадины. «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 2.
- Турбин Л. И., 1964. Основные черты новейшей тектоники Тянь-Шанской подвижной области. «Активизиров. зоны земной коры, новейшие тект. движения и сейсмичность», «Наука», М.
- Ульянов А. В., 1935. О возрасте Ширакской свиты в Юго-восточной Кахетии. АНХ, № 1.
- Ушко К. А., 1962. История геологического развития Прикарабагазья в плиоценовое и четвертичное время. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». (сб. мат. КЮГЭ), Гостоптехиздат.
- Федоров А. А., 1952. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3.
- Федоров П. В., 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
- Федоров П. В., 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Изд. АН СССР, М.
- Философов В. П., 1960. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов.
- Философов В. П., 1963. Некоторые теоретические вопросы морфометрического метода выявления тектонических структур. В сб. «Морфометрический метод при геологических исследованиях». Изд. Саратовского ун-та.
- Хаин В. Е., 1937. Нафталан и перспективы принафталанского района АНХ, № 7, 8.
- Хаин В. Е., 1949а. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геология», № 39.
- Хаин В. Е., 1949б. К геологической истории северо-восточной окраины М. Кавказа в кайнозое. АНХ, № 11.
- Хаин В. Е., 1950. Геотектоническое развитие Юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, Баку.
- Хаин В. Е., 1953. Становление рельефа Кавказа как итог его тектонического развития. Тр. конф. по геоморфологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Хаин В. Е., 1954. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку.
- Хаин В. Е., Ахмедов Г. А., 1957. Геологическое строение Азербайджанской ССР по материалам опорного бурения. Очерки по геологии СССР, № 3.
- Хаин В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М., 1966. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных и складчатых областях. БМОИП. отд. геол., № 2.
- Хаин В. Е., Гроссгейм В. А., 1953. Морские и речные террасы и древние денудационные поверхности выравнивания Юго-восточного Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», № 1.
- Хаин В. Е., Милановский Е. Е., 1956. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. БМОИП. Отд. геол. № 3—4.
- Хаин В. Е., Тихомиров В. В., Горшенин Г. А., 1950. Верхний плиоцен восточной периферии М. Кавказа. «ДАН СССР», т. XXII, № 4.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н., 1952. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
- Цагарели А. Л., 1956. К вопросу о происхождении главной денудационной поверхности Северо-западного Кавказа. Тр. Тбилисского гос. ун-та т. 58.
- Цагарели А. Л., 1964. Четвертичная тектоника Грузии. XXII сессия МГК. Доклады сов. геологов (проблема II), «Недра», М.
- Церетели Д. В., 1966. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси.
- Цховребашвили Ш. А., 1967. Геоморфология Аджаро-Триалетской горной цепи. Автореф. докт. дисс. Тбил. госуниверситет.
- Чердынцев В. В., 1970. Абсолютная геохронология плейстоцена. Тр. XV сессии комиссии по определ. абсолютн. возраста геол. формаций. 1967. «Наука», М.
- Шарков В. В., 1964. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. «Наука», М.
- Широин Н. Ш., 1961. К геоморфологии конусов выноса Куринской впадины

и их связь с новейшими тектоническими движениями. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 3.

Ширинов Н. Ш., 1962а. О новейшей тектонике Апшеронского полуострова «Структурно-геоморфологические исследования Прикаспия» (сб. мат. КЮГЭ), Гостоптехиздат, Л.

Ширинов Н. Ш., 1962б. К вопросу о выявлении погребенных нефтеносных структур методом геоморфологического анализа рельефа (на примере южного борта Куринской впадины). «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 1.

Ширинов Н. Ш., 1962в. Геоморфологическая характеристика грязевых вулканов Апшеронского полуострова. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 5.

Ширинов Н. Ш., 1964. О возрасте современного горного рельефа Восточного Кавказа. Сб. «Вопросы географии Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Ширинов Н. Ш., 1965а. Геоморфология Апшеронской нефтеносной области. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Ширинов Н. Ш., 1965б. Вопрос о количестве и возрасте поверхностей выравнивания Восточного Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 3.

Ширинов Н. Ш., 1973а. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. ч. I, «Элм», Баку.

Ширинов Н. Ш., 1973б. Морфоструктуры и морфоскульптуры Кура-Араксинской депрессии, особенности их строения и развития. Автореф. докт. дисс. Баку.

Ширинов Н. Ш., Гаджиев М. П., 1964. Геоморфология долины р. Тертер. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук», № 2.

Ширинов Н. Ш., Гусейнов Т. Б., 1968. Поверхности выравнивания Карабахского хребта. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», № 4.

Ширинов Н. Ш., Мамедов А. В., Мусеибов М. А., 1975. История развития рельефа Куринской впадины. Сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана» Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Ширинов Н. Ш., Сулейманов М. А., 1964. Аномалия в ландшафте южных предгорий Б. Кавказа (в пределах Азербайджана) «Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук», № 2.

Ширинов Н. Ш., Танрывердиев Х. К., 1968. Стратиграфическое и возрастное расчленение континентальных образований бассейнов рек Акера и Базарчай (М. Кавказ) «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», № 1.

Ширинов Н. Ш., Троцюк В. Я., 1963. Геоморфологические методы выявления погребенных поднятий в депрессионных областях на примере Куринской впадины. Тезисы докладов Всесоюз. совещ. по палеогеографии и геоморфологии Кавказа. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси.

Ширинов Н. Ш., Троцюк В. Я., 1966. Погребенные поднятия Нижне-Куринской впадины и методы их выявления. Сб. «Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Ширинов Ф. А., Баженов Ю. П., 1962. Геологическое строение предгорий южного склона Б. Кавказа. Азербешр, Баку.

Шихалибейли Э. Ш., 1952. Геоморфология и развитие рельефа азербайджанской части южного склона Б. Кавказа. Тр. конф. по геоморфологии Закавказья, Баку.

Шихалибейли Э. Ш., 1956. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Б. Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Шихалибейли Э. Ш., 1964. Поперечные структуры (поднятия, прогибы, разломы и флексуры глубокого заложения) восточной части М. Кавказа. «Очерки по геологии Азербайджана» Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Шихалибейли Э. Ш., 1966. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части М. Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР), т. 2. Тектоническая структура и магматизм. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Шихалибейли Э. Ш. 1967. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части М. Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР), т. 3. История тектонического развития. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Шихлинский А. Ш., 1967. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. Азгосиздат, Баку.

Шихлинский Э. М., 1963. Карты атмосферных осадков. Атлас Азербайджанской ССР.

Шлепнев Н. И., 1947. Эпейрогенические колебания в Закавказье и уровни морей Черного и Каспийского. «Изв. АН Азерб. ССР», № 2.

Штилле Ганс, 1964. Избранные труды (пер. с нем.) Изд.-во «Мир» М.

Шульц С. С., 1939. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. XVII сессии МГК, 1937, т. 2. ГОНТИ.

Шульц С. С., 1948. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Географгиз, М.

Щербакова Е. М., 1965. О палеогеографии горных стран (на примере Б. Кавказа). «Палеогеография четвертичного периода», М.

Якубов А. А., 1948. Грязевые вулканы Азербайджана и их связь с нефтяными месторождениями. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Engeln O. D. 1942. Von Geomorphology, Systematic and regional. N. V.

Woldstet Paul. 1962. Über die Gliederung des Quartars und Pleistozans

Eiszeit alter und Gegenwart, 13.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ	5
Некоторые проблемные вопросы неотектоники	5
Основные показатели новейших движений	14
История новейших тектонических движений	31
Качественная и количественная оценка новейших и современных тектонических движений	35
Неотектоническое районирование	50
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА	53
МОРФОСТРУКТУРЫ	96
Некоторые общие вопросы структурной геоморфологии	96
Морфоструктурное районирование и характеристика выделенных морфоструктур	99
Алазано-Агричайская долина	111
Иорско-Аджиноурские складчатые низкогорья	144
Предмалокавказская наклонная равнина	144
Кура-Араксинская низменность	156
Погребенные поднятия	168
Грязевулканические морфоструктуры	175
ЛИТЕРАТУРА	181

Ширинов Наиб Ширин оғлу
КҮР-АРАЗ ДЕПРЕССИЈАСЫНЫН ЭНЪЕНИ ТЕКТНИКАСЫ ВӘ
РЕЛЈЕФИН ИНКИШАФЫ
(Рус дилиндә)

О П Е Ч А Т К И

(к монографии Н. Ш. ШИРИНОВА «Новейшая тектоника и развитие рельефа
Кура-Араксинской депрессии»)

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
1	2	3	4
26	2 св. (2-я колонка)	500 и больше Шахдагская	3500 и больше (Шахдагская
30	30 св.	Алагель-Сарысу	Аггель-Сарысу
31	29-30 св.	...низкогорий, в центральной	...низкогорий и на северных
38	8 св.	части впадины и на северных в) Разрывы (сбросы, взбросы и надвиги);	Разрывы (сбросы, взбросы и надвиги);
38	9-10 св.	10—Глубинные разломы. б) Флексуры;	10 — глубинные разломы и флексуры;
38	14 св.	а) Поверхности выравнивания:	Поверхности выравнивания:
40	4 и 6 св. (1-я колонка)	Мильская и Муганская низменности	Мильской и Муганской низменностей
41	заглавие табл. 4	(опусканий) Кура-Араксинской депрессии за мэотисплиоцен (продолжительность отдельных участков около 12 млн. лет)	... (опусканий) отдельных участков Кура-Араксинской депрессии за мэотисплиоцен (продолжительность около 12 млн. лет)
44	5 св. (2-я колонка)	Агдамский прогиб	Агдашский прогиб
105	36 св.	49—плоские, длинные	49—плоские, нерасчлененные. д) Делювиально-солончаковые на месте морских; 50—бугристо-запа-
146	4-5 св.	—уровня эрозии,	уровня базиса эрозии,

Редактор издательства *Л. Дементьева*
Художественный редактор *Ф. Сафаров*
Технический редактор *Т. Гасанова*
Корректор *Е. Айрапетова*

Сдано в набор 6/VIII-74 г. Подписано к печати 1/IV 1975 г. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. лист. 6,00. Печ. лист. 16,8. Уч.-изд. лист. 17,57. ФГ 67612. Заказ 1574-
Тираж 1000. Цена 1 руб 60 коп.

Новая книжная типография Государственного Комитета Совета Министров Азербайджанской ССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Баку, ул. А. Таги-заде, 4.

5392