

ვესუფვის სახელოვის

გეოგრაფიის ინსტიტუტის  
უ რ ო მ ე ბ ი

ტ. VI

ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ

Т. VI

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ



570  
1955

ვეხუფის სახელობის

# გეოგრაფიის ინსტიტუტის უ რ ო მ ე ბ ი

. ტ. VI

ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია

## Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ

Т. VI

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

6936



072  
2201

პასუხისმგებელი რედაქტორი:  
გეოგრაფიულ მეცნიერებათა დოქტორი  
ლ. მარუაშვილი

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის ნამდვილ წევრს, მეცნიერების დამსახურებულ მოღვაწეს, პროფესორ

ალექსანდრე ნიკოლოზის-ძე ჯავახიშვილს

დაბადებიდან 80-სა და სამეცნიერო-პედაგოგიური მოღვაწეობის 55 წლის-  
თავზე უძღვნიან შრომების ამ ტომს საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის  
ვასუტის სასელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის კოლექტივი.

Л. И. МАРУАШВИЛИ

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОМБОРСКОГО ИЛИ КАХЕТИНСКОГО ХРЕБТА В ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

(По наблюдениям экспедиции Института географии им. Вахушти  
АН Грузинской ССР в 1953 г.).

### ВВЕДЕНИЕ

О названии хребта. Интересующий нас горный хребет известен в научной литературе и на картах под двумя названиями. В то время, как часть исследователей (например, И. Э. Карстенс, Ал. И. Джавелидзе и большинство других геологов) обозначают его названием «Кахетинский хребет», другие исследователи применяют для того же объекта название «Циви-Гомборский хребет» (А. Н. Джавахишвили). Это расхождение в географической номенклатуре происходит частично от различного подхода к объему понятия. Орографическая единица, образующая собой водораздел р.р. Алазани и Иори, слагается, как справедливо отмечалось А. Н. Джавахишвили, из двух разнородных частей — северной, которая направлена меридионально вкостростириания складчатых структур Б. Кавказа и своей морфологией обязана эрозии и южной, которая направлена параллельно общекавказскому простиранию складок, представляя собой форму структурного рельефа. Представляется целесообразным оставить название «Кахетинский (Кахетский) хребет» для обозначения всей вышеупомянутой орографической единицы, которая начинаясь у г. Борбало в виде южного отрога Главного Кавказского хребта, тянется к ЮЗ, Ю и ЮВ на расстоянии более сотни километров, доходя до района сел. Цителицкаро. Названием же «Циви-Гомборский хребет» целесообразно обозначать более южную (расположенную южнее параллели сел. Ахмета) часть орографической единицы, характеризующуюся юго-восточным простиранием и имеющую около 60—70 км протяжения.

В целях простоты географической номенклатуры мы предпочитаем называть юго-восточную часть Кахетинского хребта просто «Гомборским хребтом»<sup>1</sup> от названия горной вершины, перевала и села, на нем находящихся. Итак, Гомборский хребет тянется от г. Шахветила в юго-восточном направлении до окрестностей районного центра Цителицкаро.

Геоморфологические особенности хребта. Значительный интерес геоморфологическому изучению Гомборского хребта придает его геологическая юность, благодаря которой здесь исследователю предоставляется выгодная возможность отчетливо видеть ряд пространственных и хронологических закономерностей геоморфогенеза, обычно стертых длительными процессами денудационного разрушения.

<sup>1</sup> Интересно, что употребление этого названия в предлагаемом нами смысле встречается уже у Вахушти Багратиони в его «Географическом описании Грузии» (см. грузинское издание 1941 г., стр. 87).

Возникновение современного Гомборского хребта как положительной формы микрорельефа Кавказского перешейка осуществилось за недавний этап геологического прошлого, охватывающей заключительную часть плиоцена и четвертичный период. Благодаря этому, рельеф хребта обнаруживает довольно правильные соотношения со структурными чертами района, являя собой пример правильной тектогенной формы рельефа, образовавшейся за геологически короткий срок.

Интересной чертой геоморфологического облика Гомборского хребта является также то, что в современной морфологии ряда участков его отчетливо проявляется влияние древнего (ископаемого) рельефа, разработанного в предшествующих геоморфологических циклах на основе до-неогенового субстрата. Это влияние выражается в наличии отпрепарированных эрозией остатков реликтового зрелого рельефа. Изучение этих реликтов расстилавшихся прежде на месте Гомборского хребта равнин представляет большой интерес в связи с проблемами пенеппленизации на Кавказе вообще и поэтому заслуживают внимания со стороны геоморфологов и палеогеографов.

Наконец, в пределах описываемого района широко представлены формы оползневой рельефа, что позволяет здесь изучать морфологию и динамику оползней, сосредоточенных на сравнительно ограниченном пространстве.

Все вышеозначенное придает геоморфологическому изучению Гомборского хребта широкий научный интерес. Практическое значение познания рельефа этого района определяется рядом народно-хозяйственных проблем,—строительством Верхне-Алазанского канала, борьбой с селевыми потоками и т. д.

Орографическая характеристика района. Гомборский хребет орографически представляет собой грядовую возвышенность, вытянутую с СЗ на ЮВ, со средне- и низкогорным расчленением. Возвышенность эта со всех сторон окружена пониженными равнинными пространствами и лишь крайней северо-западной своей частью смыкается с обширной горной системой Большого Кавказа. Она ограничена с СВ Алазанской низиной, представляющей собой тектоническую депрессию, заполненную речными отложениями, с плоским рельефом; с ЮЗ Геретским или Иорским плоскогорьем, рельеф которого сочетается в себе холмистые гряды антиклинального строения с синклинальными впадинами, выполненными рыхлым материалом, а также долиной среднего течения р. Иори на участке от сел. Хашми до сел. Сакарауло; к ЮВ Гомборский хребет снижается, имея в районе города Сигнахи холмистый характер и в районе сел. Цители-Цхаро сливается с Иорским плоскогорьем; к СЗ он продолжается в виде Кахетского хребта, разделяющего верхние течения р.р. Алазани и Иори и смыкающегося у г. Борбало с Главным Кавказским хребтом. Таким образом, Гомборский хребет пространственно составляет часть Закавказского межгорья и в то же самое время является отрогом Б. Кавказа, имея таким образом, двойственный орографический характер.

Имея общее простираие с СЗ на ЮВ, Гомборский хребет протягивается от места своего стыка с Кахетинским хребтом, как уже указывалось, на расстоянии 60—70 км до окрестностей сел. Цителицхаро. Ширина хребта в его средней части (между гор. Телави и сел. Сагареджо) достигает почти 30 км. Хребет ассиметричен: его северо-восточный склон в общем длиннее юго-западного склона.

Склоны Гомборского хребта расчленены горными долинами притоков р.р. Алазани и Иори. В северо-восточный склон врезаны долины правых притоков Алазани, среди которых наиболее значительны р.р. Орвили,

Ходашенис-хеви, Турдо, Кисис-хеви, Шромис-хеви, Вантис-хеви, Шцшианис-хеви, Чермис-хеви, Паприс-хеви и др. Юго-западный склон расчленен левыми притоками Иори, в том числе р.р. Гомборис-хеви, Лапиани-хеви, Сагареджос-хеви, Чаилурис-хеви, Лакбе и пр. Расчленение хребта преимущественно поперечное; значительный продольный участок имеет только долина р. Чермис-хеви в своей верхней половине.

Гипсометрию района можно характеризовать следующим образом. Наиболее высокая вершина Гомборского хребта — г. Циви, возвышающаяся в его средней части к ЮВ от Гомборского перевала, через который проходит автомобильная дорога Тбилиси—Телави, достигает 1990 м абсолютной высоты. Все горные массивы высотой более 1500 м над ур. моря собраны в срединной части хребта, в районе Гомборского перевала и юго-восточнее до района истоков р. Чермис-хеви. Это будут, кроме Циви, еще г.г. Гомбори (1840 м), Манавис-циви (1682 м), Даства (1524 м) и др. Далее к ЮВ хребет снижается и в районе гор. Сигнах едва превышает 1000 м (г. Чотори 1084 м). Северо-восточная подошва Гомборского хребта, совпадающая с правым краем Алазанской долины, располагается на высоте 230—600 м над ур. моря. Юго-западное подножие хребта, определяемое частью тальвегом ущелья р. Иори и частью левым краем Иорского плоскогорья, имеет абсолютную высоту в 500—1000 м.

Вышеприведенными гипсометрическими данными определяется среднегорный характер части Гомборского хребта, находящейся северо-западнее линии Велисдихе—Кацрети. Юго-восточнее той же линии хребет получает характер низкогогорья и затем превращается в холмистую гряду.

Геоморфологическая изученность района. Геоморфологические знания об определенной территории складываются из результатов ее картирования, геологического изучения и специальных геоморфологических исследований.

Первое достаточно подробное картографическое изображение интересующего нас района, как и территории Грузии в целом, дал в первой половине XVIII века грузинский ученый Вахушти Багратиони. На крупномасштабных по условиям того периода картах названного автора в числе других орографических элементов территории Грузии изображен и Гомборский хребет. Согласно распространенному в те времена картографическому приему, горы на карте Вахушти даны в виде так называемых кротовин — холмиков, нарисованных в профиле и затушеванных с одной стороны. В передаче общего простираня хребта допущена некоторая неточность: ось хребта у Вахушти направлена почти меридионально вместо юго-востока, повторяя ошибку, допущенную в изображении рек Алазани и Иори. Отдельные части хребта названы на карте «Гомбори» и «Циви». Из рек, стекающих с хребта, у Вахушти обозначены р.р. Турдо, Чермис-хеви, несколько притоков Иори. Очень детально даны населенные пункты. Поскольку карты Вахушти широко использовались в европейской картографии XVIII века в качестве основы при составлении географических карт Кавказа, можно признать, что картографическое изображение Гомборского хребта, как и многих других орографических элементов территории Грузии, водворилось в мировой картографии именно благодаря трудам названного ученого. От Вахушти ведет свое начало также и литературная традиция называть рассматриваемый хребет «Циви-Гомборским».

Основой геоморфологического изучения Гомборского хребта на современном его этапе служат крупномасштабные карты, составленные по русским инструментальным съемкам прошлого века, с последующими поправками и дополнениями. Эти тщательно исполненные карты, масштаб которых достигает 1:42.000, представляют собой главный и почти



единственный источник морфографических и морфометрических данных по району. Они обеспечили еще в XIX веке составление подробных топографических характеристик Гомборского хребта, фигурирующих в ряде военно-географических описаний Кавказа и его частей (см. работы Н. Салацкого, В. Филиппова, В. Лисовского и др.), а также в геологических, географических и иных очерках, учебниках и т. д. Косвенное значение топографических материалов для геоморфологического изучения района заключается в том, что на них основаны геологические съемки, являющиеся необходимой предпосылкой для генетического освещения рельефа.

В настоящее время территория интересующего нас района обеспечена топографическими картами в изогипсах в масштабе 50.000, 100.000 и 200.000. Наряду с рядом достоинств этих карт, могут быть отмечены также и некоторые их недостатки, заключающиеся в том, что вследствие механического подхода к рельефу при его съемке (отсутствия у снимавших местность топографов генетического понимания форм земной поверхности), из содержания карт выпали многие характерные детали рельефа — террасы, грязевые вулканы, пещеры, карстовые воронки, оползни и т. д. Эти недостатки представляют собой известную помеху для развития геоморфологических представлений о районе.

Геологическое изучение района Гомборского хребта приобретает углубленный характер лишь незадолго до первой мировой войны и связано преимущественно с поисками нефтяных месторождений. К этому дореволюционному периоду относятся работы А. Н. Рябинина (1911).

После Октябрьской революции, до второй мировой войны геологическим изучением Гомборского хребта занимаются Н. Б. Вассоевич, И. Э. Карстенс, Н. А. Кудрявцев и другие исследователи, работы которых заложили основы современного понимания стратиграфии и тектоники района. Н. Б. Вассоевичу принадлежит, между прочим, гипотеза покровного строения Гомборского хребта, встречающая в настоящее время возражения со стороны других геологов.

В годы Отечественной войны район охвачен был Государственной геологической съемкой масштаба 200.000, при участии геологов В. Эдлашвили, Н. Канделаки и других. В послевоенное время исследованиями геологического строения Гомборского хребта на протяжении ряда лет занимается Ал. Джанелидзе, который подверг пересмотру некоторые из стратиграфических и тектонических положений предыдущих исследователей, в частности возрастное положение обломочных свит, наличие тектонических покровов и пр.

К настоящему времени стратиграфическая колонка и схема тектонического строения Гомборского хребта разработаны довольно детально; имеются его хорошие геологические карты масштаба 200.000 и палеогеографические построения для периода, охватывающего большую часть мезозоя и кайнозой. Наличие всех этих геологических материалов значительно облегчает задачи геоморфологического познания Гомборского хребта.

Собственно геоморфологические исследования в районе Гомборского хребта, можно сказать, почти не производились. Главными источниками геоморфологических сведений по этому району являются, с одной стороны, работы сводного характера, касающиеся Грузии, Закавказья или Кавказа в целом, а с другой стороны отдельные замечания о рельефе, разбросанные в трудах геологов. Из геоморфологических сводок, касающихся Гомборского хребта, как одного из геоморфологических районов Грузии, можно назвать работы А. Н. Джавахишвили (1926 и 1947 гг.), И. С. Шукина (1926), А. Л. Рейнгарда (1917 и 1941 гг.), С. С. Кузнецова (1941), Б. Ф. Добрынина (1940). Из геологов, занимавшихся изучением



Гомборского хребта, ближе всех подошел к задаче описания его геоморфологического строения и истории И. Э. Карстенс, который в своей работе, посвященной палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани (1934) пытается воссоздать в хронологической последовательности этапы формирования здешнего рельефа. Задача эта решается И. Э. Карстенсом с неодинаковым для различных частей успехом. В то время как более древние этапы истории района, освещаемые почти исключительно на основании стратиграфических данных, даны в работе И. Э. Карстенса довольно удовлетворительно, более поздние ступени геоморфологического развития Гомборского хребта, познание которых требует исследования современных морфологических черт, представлены значительно слабее. Автор, как это явствует из его высказываний по геоморфологическим вопросам и из непосредственного его же признания, опирается на представления Л. А. Варданянца, — представления, исходящие из предвзятого положения о необычайно быстрых темпах горообразования и о чрезвычайной геологической юности современного рельефа Кавказа.

Утверждая, что в ряде мест Гомборского хребта и в том числе на его высочайшем горном массиве Циви уцелели фрагменты пенеценизированной поверхности бакинского возраста, И. Э. Карстенс выдвигает положение о пенеценизированном, равнинном рельефе района к концу бакинского века. Дальнейший ход развития рельефа Гомборского хребта за средне- и верхне-четвертичное время дан И. Э. Карстенсом в соответствии с представлениями Л. А. Варданянца, с применением альпийской терминологии предполагаемых ледниковых эпох — рисс, юрм и т. д. Ниже, при рассмотрении поверхностей выравнивания дана критика взглядов И. Э. Карстенса на геоморфологическую историю Гомборского хребта.

За последние десятилетия район Гомборского хребта подвергался систематическому исследованию с точек зрения гидрогеологии, инженерной геологии и т. д. Попутно с этими исследованиями накопился и геоморфологический материал. Так, например, геологическое описание листов карты 200.000 сопровождается геоморфологическим очерком А. М. Фокиным детально описаны оползни интересующего нас района; учитывая большую роль оползней в морфологии Гомборского хребта, данную работу следует признать значительным вкладом в познание его рельефа.

Подводя итог вышесказанному в отношении геоморфологической изученности Гомборского хребта, мы можем констатировать, что для геоморфологов здесь продолжает оставаться мало затронутое современными методами поле деятельности. Несомненно, что работой одного-двух полевых сезонов восполнить этот пробел нелегко и поэтому углубленное познание истории рельефа данного района следует считать задачей будущего.

### **Гомборский хребет, как тектоморфная орографическая единица и отклонение рельефа от структуры под влиянием денудационных факторов**

Как крупная форма рельефа, Гомборский хребет должен представлять собой следствие действия преимущественно внутренних сил Земли. И, действительно, обзор геологической карты и разрезов хребта дает ясное представление о том, что район этот является тектонически поднятой зоной Закавказского межгорья, которая ограничивается зонами погружения и слабых поднятий. Средне и низкогорный характер простран-



ства, отделяющего совершенно нерасчлененную плоскую Алазанскую долину от волнистого Геретского или Иорского плоскогорья, обусловлен недавними поднятиями значительной амплитуды. Это положение доказывается нижеследующими особенностями геологического строения Гомборского хребта.

Стратиграфическая колонка района охватывает собой значительную часть мезозоя (от средней юры и до верхнего мела) и весь кайнозой. В большей части осевой полосы на дневную поверхность выходят относительно древние (мезозойские и палеогеновые) геологические формации, представленные морскими и, частично, вулканогенными фациями. По краевым частям хребта эти относительно древние образования погружаются под покров неогеновых и четвертичных отложений, которые выражены в морских, полуконтинентальных и континентальных фациях. Остатки неогенового покрова сохранились также и в некоторых частях стержневой полосы, свидетельствуя о некогда сплошном его распространении по всему району Гомборского хребта.

Палеогеографический анализ стратиграфических и тектонических особенностей района, данный в новейших геологических работах (см., напр., В. Е. Хайн и А. Н. Шарданов, 1952), позволяет установить, что в палеогене на месте Гомборского хребта находилась полоса кордильер, т. е. цепь гористых островов, окруженная геосинклинальными прогибами. В конце палеогена вышеупомянутая полоса кордильер погружается целиком под уровень моря и превращается в область осадконакопления; в дальнейшем, в продолжение всего неогена, вплоть до киммерийского века здесь отлагаются обломочные толщи, состоящие из чередующихся слоев галечника, песка и глины (свита Циви по Ал. Джанелидзе или Ширакская и Алазанская серии Н. Б. Вассоевича, И. Э. Карстенса и других геологов). Только в самом конце третичного периода море окончательно уходит из пределов интересующего нас района. Это случилось либо в конце среднего плиоцена (Ал. Джанелидзе), либо по окончании апшеронского века (И. Э. Карстенс и др.).

В это время проявляются горообразовательные процессы, которые поднимают весь район Гомборского хребта в виде широкого свода с продольной осью, ориентированной в направлении СЯ—ЮВ. Движения эти связываются некоторыми исследователями с валахской фазой альпийского тектонического цикла.

Накопившаяся в течение значительной части неогена обломочная толща приподнимается на 2—3 км вверх и начинает подвергаться денудационным воздействиям. Создаются предпосылки для эрозионного расчленения поверхности района, что ведет к выработке среднегорного, низкогорного и холмистого рельефа. Таким образом, Гомборский хребет создан тектоническими движениями заключительных орогенических фаз альпийского цикла, представляя собой в геологическом смысле очень молодую орографическую единицу.

Молодость тектонических процессов, создавших современный Гомборский хребет, обуславливает довольно хорошую сохранность правильных соотношений между его рельефом и структурой. Тектоморфность района выражается, прежде всего, в совпадении общего простирания хребта с простиранием слагающих его осадочных свит. В отличие от более северной части Кахетского хребта (меридионального его отрезка от г. Борбало до г. Шахветила), прошедшей длительный путь эрозионного развития, обнаруживающей резкое расхождение своих морфологических черт от структуры и в частности своим водораздельным гребнем с осью складок почти вкост простирания, Гомборский хребет удерживает простирание, приданное ему горообразующими процессами —

простираание, параллельное к общекавказскому направлению складчатых структур.

При общем совпадении направления Гомборского хребта с простираанием слагающих его свит, имеют место некоторые отклонения морфологии от структуры. Основные отклонения рельефа от первичной тектоморфной поверхности заключаются: а) в общей смещенности водораздельного гребня, б) в местных отклонениях того же гребня и в) в совершенной расчлененности структурных поверхностей в большей части территории района.

А. По наблюдениям геологов, изучавших интересующий нас район, залегание неогеновых обломочных отложений, составляющих цивскую свиту (верхний сармат — средний плиоцен), указывает на общую антиклинальную форму структуры Гомборского хребта. Эта антиклинальная структура получила свое окончательное оформление в результате предбакинской или валахской горообразовательной фазы, имевшей место в конце третичного периода и в начале четвертичного (см. И. Э. Карстенс, 1934, стр. 31—33). При взгляде на геологическую карту ясно видна окаймляющая склоны хребта эллиптическая полоса неогеновых конгломератов и песков с глинами: в некоторых местах эта формация сохраняется и в осевой полосе хребта. Таким образом, Гомборский хребет когда то носил форму антиклинального свода неогеновых обломочных пород. На массиве г. Циви и других горных массивах центральной части хребта можно наблюдать несовпадение водораздельного гребня со сводом антиклинали неогеновых отложений. Гребень и значительная часть юго-западного склона Гомборского хребта вместе с северо-восточным склоном в тектоническом отношении принадлежат, повидимому (судя по падению, слоев цивской свиты), к северо-восточному крылу антиклинальной структуры. Отложения, слагающие, например, горный массив Циви, везде наклонены к северо-востоку; такой же наклон имеют неогеновые слои в верховьях левых притоков Иори, стекающих с Гомборского хребта в районах с.с. Сагареджо, Манави и пр. Наглядности этого явления способствует хорошая обнаженность структур в обширных бедлендах иорской стороны Главного водораздельного гребня на участке от г. Циви до г. Манавис-циви. Поскольку явление носит не локальный, а региональный характер, оно не может являться результатом неравномерного развития водосборных бассейнов отдельных речных систем хребта, а должно быть связано с какими то причинами общего порядка.

Ось антиклинальной структуры Гомборского хребта расположена, очевидно, юго-западнее Иоро-Алазанского водораздела, в пределах бассейна р. Иори. По нашим наблюдениям, ось эта находится ближе к р. Иори, чем к водоразделу Гомборского хребта. Таким образом, говорить о симметрично развитой тектогенной форме рельефа в отношении Гомборского хребта (во всяком случае, его средней части, расположенной между г. Гомбори и верховьями р. Чаилурис-хеви) не приходится.

Для объяснения факта асимметричности Гомборского хребта, как тектоморфной орографической единицы, могут быть привлечены несколько предположений. Наиболее правдоподобным представляется предположение о том, что несимметричное положение водораздела по отношению к антиклинали является следствием первичной асимметрии самой структуры — антиклиналь имела более короткое и крутое, возможно обрезанное продольным сбросом юго-западное крыло и поэтому заложившиеся на юго-западном склоне речки (левые притоки Иори) своей бурной эрозивной работой регрессивно отодвинули водораздел далеко вглубь зоны се-



веро-восточного крыла. Речь идет, следовательно, о расширении крутого склона за счет пологого путем попятной эрозии.

В качестве другого объяснения асимметрии хребта могла бы быть выставлена гипотеза изоклиналичного строения его, т. е. толкование юго-западного крыла антиклинали как лежащего крыла опрокинутой к ЮЗ складки. Такое понимание как будто-бы находит свое подтверждение в том факте, что нигде в пределах средней части Гомборского хребта мы не наблюдали слоев цивской свиты с юго-западным падением. Однако учитывая, что юго-восточнее, в районе железнодорожного Чалаубанского перевала в обнажениях отчетливо видно периклиналичное юго-восточное завершение Гомборской антиклинали, следует полагать, что юго-западное крыло в средней части погружено под аллювий Иори в результате продольного сброса. Следовательно для изоклиналичной версии веских оснований не существует и поэтому на данной ступени развития наших знаний о Гомборском хребте его асимметрия (несовпадение орографического стержня с тектоническим) должна пониматься как результат отступления водораздела к СВ. Водораздел располагался прежде, повидимому, юго-западнее современного гребня близ Иорской долины; левые притоки Иори, обладавшие крутыми тальвегами, эродировали сильнее, чем правые притоки Алазани и в результате водораздельный гребень постепенно перемещался к СВ.

Б. При общей параллельности водораздельного гребня Гомборского хребта к простиранию слагающих его свит имеются отклонения указанного гребня от этого основного, геологически обусловленного направления. Отклонения эти вызваны неодинаковой скоростью отступления верховьев рек, стекающих с упомянутого водораздела в разные стороны. Эрозионная деятельность речки Лакбе (ныне не доходящей до р. Иори и заканчивающейся близ железнодорожной станции Мелаани) обусловила перемещение водораздела на север и дугообразный изгиб гребня Гомборского хребта в районе, находящемся юго-западнее села Гурджаани. В противоположную, южную сторону водораздел в районе истоков р.р. Паприс-хеви и правого притока Чермис-хеви — р. Тхилис-хеви, где выпуклость дуги обращена в сторону с.с. Какабети и Кандаури. Еще западнее верховья р. Чанлурис-хеви, стекающей в сторону Иори между с.с. Маневи и Какабети, вторглись далеко к северу, отодвинув в том же направлении линию водораздела. Менее значительные смещения гребня наблюдаются в более западных частях хребта (напр., в истоках р. Кисис-хеви. и т. д.).

В. Расчлененность первоначальной поверхности Гомборского хребта в большей его части полная. Расчленение хребта эрозией носит преимущественно поперечный характер, связанный с развитием консеквентных речных долин. Основные реки района, являющиеся притоками рек Алазани и Иори, имеют на большей части своего протяжения перпендикулярное к оси хребта направление (р.р. Турдо, Кисис-хеви, Вантис-хеви, нижняя половина Чермис-хеви, Паприс-хеви, Ходашнис-хеви, Орвили, Лапиани-хеви, Сагареджос-хеви и ряд других). Продольная долина значительных размеров имеется лишь в верхней половине р. Чермис-хеви. Система эрозионных долин достигла уже той степени своего развития, при которой не остается площадей, незатронутых глубиной эрозией. Совпадение топографической поверхности со структурной поверхностью характерно лишь для определенных частей района. Структурные поверхности, развитые вдоль северо-восточной подошвы хребта по правому краю Алазанской равнины, представляют собой наилучший пример такого совпадения. Поверхности эти носят характер умеренно наклонных плоскостей, согласных с напластованием неогеновой цивской свиты и выра-



жены в ряде мест — у гор. Телави, у с.с. Цинаидали и Мукузани и т. д. Разрезы их вскрыты эрозией в низовьях р.р. Кисис-хеви, Чермис-хеви и других. Правильность соотношений между структурой и рельефом особенно хорошо сохранилась именно здесь по причине того, что в силу постепенного нарастания ширины сводового поднятия Гомборского хребта во времени, приподошвенные части его склонов поднялись над эрозионными базами позже более высокорасположенных частей свода и поэтому еще не успели подвергнуться значительной деструкции. В стержневой зоне и на юго-западном склоне хребта структурные поверхности плохо сохранились; остатками таковых здесь являются изолированные останцы цивской свиты, носящие характер столовых вершин с покатой площадкой.

Из всего вышеизложенного явствует, что, хотя Гомборский хребет и является молодой тектоморфной единицей, существующей лишь с конца третичного периода, все же он подвергся значительным денудационным воздействиям.

Представляется интересным определение величины снижения топографической поверхности за время существования хребта и выяснение хода его гипсометрического развития за тот же период. Эта задача в настоящее время еще не может быть решена с желательной точностью, но приблизительные подсчеты возможны.

Величина поднятия Гомборского хребта после доакчагыльского времени (верхний предел возраста цивской свиты по Ал. Джанелидзе) должна значительно превосходить 2 км, ибо отложения цивской свиты в средней части хребта подняты на эту величину, при чем их слои срезаны и, следовательно, снижены эрозией. Мощность цивской свиты изменчива, колеблясь в разных частях хребта от нескольких сот метров до 2 км и более. Поскольку на обширных площадях стержневой полосы цивская свита уже полностью снесена денудацией и обнажаются более древние породы (палеоген и мезозой); можно принять, что величина снижения первоначальной топографической поверхности Гомборского хребта под влиянием денудации больше 500 м. Снижение это следует понимать только в относительном смысле, а не в смысле уменьшения абсолютной высоты хребта, ибо денудационный снос протекал одновременно с противодействовавшим ему тектоническим воздыманием и истинное изменение высоты определялось разностью этих двух процессов.

### **О поверхностях выравнивания Гомборского хребта, в связи с проблемой возраста его рельефа**

Вопрос о наличии на Гомборском хребте остатков пенеппенизированного рельефа или поверхностей выравнивания представляет значительный и довольно широкий научный интерес в связи с некоторыми проблемами как региональной геоморфологии Кавказа, так и общей геоморфологии и в тоже время имеет практическое значение для планомерного освоения района.

В понимании процессов формирования и условий сохранения поверхностей выравнивания горных стран до сих пор остается много неясного, поэтому учение о пенеппленах применяется к разным областям Земли, можно сказать, с известным произволом в смысле подхода к генезису и возрасту рассматриваемых образований. Под понятие пенеппленов или поверхностей выравнивания подгоняются самые различные по способу своего развития и иногда даже по внешнему облику геоморфологические образования; в отношении геологического возраста пенеппенизированных поверхностей высказываются резко расходящиеся между собою мнения.



Из отдельных проблем, связанных с пенеппенизацией горных сооружений, усиленным вниманием геоморфологов пользуются: а) механизм формирования плоских поверхностей, встречающихся в горных областях, в зависимости от тектонического режима и отношения к эрозионным базисам — вопрос, пользующийся большой популярностью после классических работ В. Пенка, В. Девиса и др. и б) геохронологическое размещение процессов пенеппенизации. Нам представляется, что Гомборский хребет в виду своей геологической молодости и правильного строения может явиться одним из районов, благоприятных для успешной разработки данных проблем.

Конкретно в отношении поверхностей выравнивания Гомборского хребта мы имеем в литературе ряд высказываний, но все эти высказывания страдают общим недостатком, заключающимся в том, что в их основе лежат лишь соображения самого общего порядка, дедукция, не подкрепляемая достаточным местным фактическим материалом. Следует оговориться, что, к сожалению, Гомборский хребет не является в этом отношении исключением на Кавказе, поскольку аналогичный, методологически неоправданный подход к изучению поверхностей выравнивания практикуется также и в отношении других районов перешейка.

По С. С. Кузнецову (1941), если судить на основании текста его статьи (стр. 542—543) и приложенной к ней картосхемы (стр. 531), район Гомборского хребта составляет часть «района средневысотных пенеппенов на литокластическом неогене». Таким образом, названный исследователь считает, что слагающие Гомборский хребет неогеновые отложения были сивеллированы эрозией, а впоследствии подняты вновь на их современную высоту. Никакими фактическими данными это положение С. С. Кузнецовым не обосновывается. Оно, подобно геоморфологическим и палеогеографическим построениям Л. А. Варданянца, также видящего повсеместно юные пенеппены, представляет собой результат умозрительных рассуждений, оторванных от фактического материала.

Удивительным представляется еще то обстоятельство, что гипотеза поверхностей выравнивания, разработанных на неогеновом субстрате, нашла одного из своих защитников в лице исследователя геологии Гомборского хребта И. Э. Карстенса (1934). Впрочем это удивление ослабевает, когда мы из текста работы названного исследователя узнаем о том, что он в трактовке геоморфологических черт Гомборского (Кахетинского) хребта всецело придерживается схемы Л. А. Варданянца (см. И. Э. Карстенс, 1934, стр. 33—37). Основываясь на концепции Л. А. Варданянца, главная суть которой заключается в признании четвертичного возраста гор Кавказа, И. Э. Карстенс описывает для горного массива Циви и некоторых других мест Гомборского хребта «остатки пенеппенизированной поверхности бакинского возраста» и приходит далее к выводу о том, что «к концу бакинского времени мы имеем пенеппенизированный Кахетинский хребет» (стр. 33). Нужно отметить, что И. Э. Карстенс проявляет себя последовательным приверженцем взглядов Л. А. Варданянца, — при попытке датировки террас Алазани и ее притоков стекающих с Гомборского хребта, он орудует понятиями вюрмской, рисской ледниковых эпох и т. д. опираясь на схему Л. А. Варданянца.

Взгляды С. С. Кузнецова и И. Э. Карстенса повторяются другими авторами и, таким образом, в научной литературе сформировалось представление о наличии на Гомборском хребте реликтов пенеппенизированной поверхности нижнечетвертичного возраста.

Наши наблюдения не подтверждают представлений С. С. Кузнецова и И. Э. Карстенса по вопросу четвертичной пенеппенизации района Гом-

борского хребта. Ниже мы пытаемся обосновать положение о том, что в пределах рассматриваемого района фрагменты поверхностей выравнивания нигде на неогеновом субстрате не развиты, а имеющиеся фрагменты, приуроченные к более древним геологическим образованиям, представляют собой остатки донеогенового пенеplена, вскрытые денудацией.

Прежде всего, о пенеplенах горы Циви, о которых говорит И. Э. Карстенс. Горный массив Циви, представляющий собой кульминационную часть Гомборского хребта (1990 м над ур. моря), имеет безлесный гребень со склонами различной крутизны. Безлесие его, как и всех других горных вершин интересующего нас района, носит вторичный характер, являясь результатом длительной хозяйственной деятельности человека. Пенеplенизированных поверхностей здесь вовсе не наблюдается. Массив Циви сложен неогеновой обломочной толщей (цивская свита Ал. Джанелидзе). Наблюдаемые местами выложенные склоны не могут быть признаны за остатки пенеplена, — это обычные, широко распространенные в горных областях участки пологих склонов, сформировавшиеся в процессе восходящего развития Гомборского хребта.

Итак, морфология горного массива Циви не дает повода к тому, чтобы говорить о пенеplенах, разработанных на дислоцированном неогеновом субстрате. Более того: нигде в пределах Гомборского хребта нам не приходилось встречать следов пенеplенизации, имевшей место после накопления цивской свиты.

Отсутствие юных и в частности четвертичных пенеplенов не означает того, что район Гомборского хребта совершенно лишен морфологических черт, свидетельствующих об имевших здесь место процессах пенеplенизации. Поверхности выравнивания здесь имеются, но их расположение, происхождение и возраст должны пониматься иначе, чем это представляют себе вышеперечисленные авторы, писавшие о здешних пенеplенах.

Пенеplенизированные поверхности нам удалось наблюдать в бассейне р. Ходашнис-хеви (западнее города Тслави), в бассейнах р.р. Чермис-хеви и Паприс-хеви (к юго-западу от с. Мукузани) и т. д. Расположены эти поверхности на высотах от 600—800 м до 1200—1300 м и выше, приурочиваясь к районам развития относительно древних (меловых, палеогеновых) пород.

В бассейне р. Ходашнис-хеви типичная поверхность выравнивания представлена в районе селения Бакана, на водоразделе названной реки и ее правого притока, речки Шавкабис-хеви. Большая часть поверхности лишена сомкнутого лесного покрова, занята посевами и строениями хевсуров — жителей вышеупомянутого селения. Абсолютная высота поверхности колеблется в пределах 1100—1200 м. Рельеф ее сочетает в себе плоскоравнинные волнистые и холмистые участки, в средней части площади имеется совершенно плоское место с солеными источниками и миниатюрными грязевыми вулканчиками. Этот фрагмент пенеplенизированной поверхности имеет только 2 км протяжения при изометрической в общих чертах форме в плане.

В долине верхнего течения р. Чермис-хеви развиты плоские поверхности, расположенные на различной высоте (в основном от 1000 до 1300 м над уровнем моря) и создающие местами систему ступеней, разделенных склонами разной крутизны. Подобные поверхности образуют собой как бы древнее дно продольной Черемской котловины выше сел. Череми. В них врезаны современные эрозионные ущелья р. Чермис-хеви и ее притоков. Поверхность этих плоскостей в силу своих топографических и почвенных условий благоприятствующих земледелию, занята посевами пшеницы, кукурузы и подсолнуха. В одном ме-



сте пенебленизированная поверхность развита также на самом гребне главного водораздела Гомборского хребта, между Черемской котловиной и истоками р. Чаилурис-хеви (районом с.с. Манави и Какabetи). Здесь пенеблен покрыт в основном лесом. Фрагменты пенеблена, развитые в самой Черемской котловине, имеют общий пологий наклон к ВЮВ, согласно уклону тальвега верхнего течения р. Чермис-хеви.

Поверхности выравнивания имеются также на водоразделе среднего течения р. Чермис-хеви и верхнего течения р. Паприс-хеви — в районе г.г.Тхилис-мта, Харис-тави и др. Следует отметить, что у самых истоков р. Паприс-хеви, на высоте в 100—1100 м над уровнем моря хорошо выражена свообразно изогнутая плоскость, засеваемая кукурузой и пшеницей — своего рода двухскатный пенеблен.

Судя по крупномасштабным топографическим картам, фрагменты древних пенебленов представлены и в других частях Гомборского хребта. Во многих случаях на таких фрагментах размещаются населенные пункты с окружающими их возделываемыми участками, а в других случаях пенеблены покрыты лиственным лесом и иногда довольно трудно различимы.

Так, по данным топографической карты 50.000, в северо-западной части хребта пенебленизированные поверхности представлены, помимо вышеописанного района хевсурского селения Бакана, также и в районах расположения с.с. Нанахширალი, Аксамбари, Накаловари, Ингети, Вашловани, Сакевра, Хова, Кинтиси и у г.г. Сатибе (1701 м), Экала-мта (1600 м), Гудам, Безымянной (1560,1 м), Ниаури (1393 м) и др.

По тем же картографическим материалам, в юго-восточных частях Гомборского хребта поверхности выравнивания расположены, кроме уже упоминавшихся районов р.р. Чермис-хеви и верхнего течения Паприс-хеви, еще в нескольких других местах: на г. Угелтехили к юго-западу от с. Ахашени, на абс. высоте в 838 м (водораздел нижних течений р.р. Чермис-хеви и Паприс-хеви), к северо-западу от г. Манавис-циви на высоте около 1600 м, на водоразделе р. Паприс-хеви и ее правого притока (выше 600 м) и т. д.

• Геологические условия местонахождений пенебленов можно охарактеризовать, опираясь на новейшие геологические карты масштаба 1:200.000, следующим образом. Стержневая полоса Гомборского хребта сложена, как уже говорилось породами донеогенового возраста — мезозойскими и палеогеновыми. В северо-западной части района, где расположены с.с. Бакана, Ашрошани, Сакевре, Накаловари и другие геологическая карта показывает многократное чередование узких полос, вытянутых согласно с общим простиранием складок и представленных: а) верхнемеловыми (турон, сенон, маастрихт), карбонатными, терригенными и вулканогенными образованиями и б) эоценовыми песчано-глинистыми отложениями. При этом верхнемеловые отложения слагают обычно антиклинали, а палеоген — синклинали; те и другие секутся современной топографической поверхностью. В районе Черемской котловины и прилегающих районах юго-восточной части Гомборского хребта почти до пересечения последнего железной дорогой, широкое распространение имеют отложения меловой системы и палеогена, при чем здесь на ряду с верхним мелом присутствует и нижний (альб, апт), представленный в терригенных фациях. И тут развиты складки, срезаемые современным рельефом.

Поскольку пенебленизированные поверхности Гомборского хребта приурочены к выходам донеогеновых геологических образований и не встречаются на неогеновом субстрате (нельзя причислять плоскости,



обусловленные структурой к поверхностям выравнивания), а между тем нет сомнения в том, что неогеновая обломочная толща (Цивская свита Ал. Джанелидзе) некогда покрывала собой весь Гомборский хребет, мы считаем эти поверхности откопанными денудацией из под покрова верхнетретичных отложений.

Такое понимание генезиса пенепленов в корне меняет подход к определению их геологического возраста и заставляет подвергнуть критическому пересмотру существующие представления по истории Гомборского хребта.

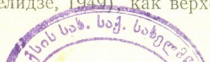
Пенепенизированные поверхности Гомборского хребта подверглись тектоническим нарушениям. Они не только подняты на высоту около одного километра над эрозионным базисом в среднем, но и деформированы или разбиты сбросами. Наклон пенепенизированных поверхностей в бассейнах р.р. Чермис-хеви и Паприс-хеви может быть объяснен лишь дислоцированностью субстрата после их выработки. Тоже самое должно быть сказано и о ступенчатости расположения поверхностей выравнивания в котловине верхнего течения р. Чермис-хеви, о несовпадении гипсометрических уровней фрагментов пенеплена в бассейне р. Ходашнис-хеви и т. д. Следовательно, тектонические движения, поднявшие пенеплены на их современную высоту, при общем сводовом характере их, сопровождались дифференциальными подвижками и деформациями.

Вопрос о геологическом возрасте поверхностей выравнивания Гомборского хребта тесно связан с региональными стратиграфическими вопросами и в частности с проблемой нижнего возрастного предела неогеновой обломочной свиты (цивской свиты по Ал. Джанелидзе), слагающей периферические зоны и часть стержневой зоны хребта.

Поскольку пенеплены откопаны денудацией из под покрова неогеновых отложений, то ясно, что выветривание произошло до накопления указанных отложений. С другой стороны, плоскости пенепленов срезают слои дислоцированных меловых и палеогеновых (во всяком случае, эоценовых) образований, указывая, таким образом, на свой позднепалеогеновый или постпалеогеновый возраст. Пенеплены не старше олигоцена и не моложе среднего миоцена. Наиболее вероятным представляется их нижнемиоценовый возраст.

Имея откопанный характер, пенеплены Гомборского хребта не могут служить показателями возраста последнего. Указания на возраст современного рельефа Гомборского хребта дает верхний стратиграфический предел цивской свиты, отмечающий собой момент смены осадконакопления размывом. Верхний возрастной предел неогеновой обломочной формации понимается геологами различно: по Ал. Джанелидзе формирование цивской свиты закончилось в предакчагыльское время; по более ранним исследованиям И. Э. Карстенса и других авторов, алазанская серия, занимающая в стратиграфической колонне района верхнее место, имеет верхнеплиоценовый возраст охватывая окчагыльский и апшеронский ярусы.

Как бы ни было, гипотеза о нижнечетвертичной пенепенизации района Гомборского хребта, высказанная И. Э. Карстенсом под влиянием гипотез Л. А. Варданянца и повторяемая некоторыми другими авторами, должна быть отвергнута как несостоятельная. Возраст рельефа Гомборского хребта определяется, исходя из нового понимания стратиграфического положения цивской свиты (см. Ал. Джанелидзе, 1949), как верхнеплиоценовый.





## Рельеф, созданный в процессе эрозионного расчленения Гомборского хребта с верхнего плиоцена

Вышеописанные поверхности выравнивания представляют собой палеотипные, вскрытые денудацией формы рельефа, относящиеся к древнетретичному (предшествовавшему эпохе накопления материала цивской свиты) геоморфологическому циклу. Результаты современного геоморфологического цикла, начавшегося, по всей вероятности, на рубеже среднего и верхнего плиоцена, выражены эрозионным горно-долинным рельефом, на который накладываются формы оползневого, карстового и прочего происхождения.

Эрозионные формы высшего порядка в виде долин главных рек и водораздельных между ними горных хребтов и гряд определяют собой основные черты мезорельефа Гомборского хребта. Наличие их явилось необходимой предпосылкой формирования оползневых форм, бедлендов, карста и некоторых других мезо- и микрорельефных форм. Совокупность всех этих экзогенных форм и выражает собой морфологический комплекс, связанный с новейшим геоморфологическим циклом.

Для характеристики эрозионных морфологических черт района следует осветить план расположения речных долин и водоразделов, глубину эрозионного вреза, форму речных долин.

План расчленения Гомборского хребта эрозионными речными долинами характеризуется, как уже отмечалось, господством поперечных элементов. Почти все главные долины имеют направление перпендикулярное к тектонической и орографической оси хребта и параллельны между собою. Этим обусловлено наличие поперечных отрогов, отходящих от Главного водораздельного гребня и спускающихся на СВ к р. Алазани и на ЮЗ к р. Иори.

Глубина расчленения хребта, измеряемая разностью высот между тальвегами речных долин и гребнями разделяющих их хребтов, колеблется на территории района в пределах от 50—200 до 700—800 м. Она достигает своей наибольшей величины в осевой полосе средней части хребта в районе массивов г.г. Гомбори, Циви и др., где рельеф носит вполне среднегорный характер. К периферии обоих склонов глубина расчленения уменьшается в связи со снижением отрогов хребта к Алазанской и Иорской долинам. В продольном направлении разное понижение хребта и уменьшение глубины его расчленения имеет место юго-восточнее г. Манавис-циви и затем у истоков р. Паприс-хеви, с последовательной сменой среднегорного расчленения сперва низкогорным, а затем и холмистым.

Одной из характерных черт морфологии речных долин Гомборского хребта следует считать то, что широкое развитие слабо цементированных обломочных (галечных-песчаных) толщ неогенового возраста, питающих обильные делювиальные выносы, придает разработанным в них долинам широкий, плоскодонный характер. В меженные периоды реки блуждают по просторным галечным поймам, которые хорошо выражены, например, у р.р. Турдо, Кисис-хеви, Лапиани-хеви, Телавис-хеви, Чермис-хеви, Паприс-хеви и ряда других рек района. Ширина этих плоских днищ достигает 0,5—0,8 км и больше. По таким галечным поймам в основном проходят пути сообщения, допускающие передвижение выючно-верхового, гужевого и автомобильного транспорта (например, дороги для вывоза леса). Во время сильных наводнений описанные поймы целиком заливаются речными водами, которые в силу значительного продольного уклона тальвегов несутся с огромной скоростью, производя разрушения подобно настоящим селевым потокам.



Такая морфология долин обусловлена несоответствием стекающих с Гомборского хребта, маловодных речек тому огромному количеству обломочного материала, которое поступает в долины в результате интенсивного разрушения рыхлой неогеновой песчано-галечной свиты.

В ряде долин (напр., по р.р. Кисис-хеви, Вантис-хеви, Паприс-хеви и др.) замечены останцы древних пойм в виде лесистых островков уцелевшие на современной пойме и возвышающиеся на 1—2—3 м над поверхностью последней. Наличие этих останцов может служить свидетельством недавнего усиления речного размыва на склонах Гомборского хребта, что могло быть связано либо с изменением режима стока вследствие уничтожения лесов, либо с тектоническими подвижками.

Вышеописанный плоскодонный тип речных долин резко сменяется остродонным на участках развития оползающих меловых и палеогеновых глинистых толщ. В таких местах долина, резко суживаясь, превращается в ущелье, широкая галечная пойма выклинивается и река течет между крутыми, а нередко и вовсе обрывистыми склонами по узкому руслу, заваленному глыбами, образуя лестницу порогов. Очень типично выражена такая смена формы в долине верхнего течения р. Кисис-хеви, а также по р.р. Паприс-хеви, Чермис-хеви и др. В верхнем течении Кисис-хеви выше и ниже сдвинутого оползнями узкого ущелья долина расширяется и приобретает обширную плоскую пойму. Дороги, проходящие по последней, обходят теснинный участок по оползням, забирая довольно высоко.

Из других эрозионных форм, связанных с новейшим геоморфологическим циклом, следует упомянуть речные террасы и микрорельеф типа *bad land* (бедленд).

В научной литературе уже делались попытки установить для района Гомборского хребта террасовые уровни, отмечающие собой стадии эволюции его эрозионного рельефа. Среди таких попыток следует отметить работы В. Е. Пахомова и И. Э. Карстенса, из коих первая касается, между прочим, предполагаемого автором перехвата верхнего течения палео-Алазани рекой Иори через северо-западную оконечность Гомборского хребта, а вторая содержит данные о террасах всего района Гомборского хребта.

В. Е. Пахомов, выделяющий на значительной части территории Восточной Грузии (Дзегви-Даларском участке долины р. Куры) шесть выдерживающихся террасовых уровней, стремится обнаружить таковые и в не непосредственного района своих исследований—в области Тианетской котловины р. Иори. Он связывает явление предполагаемого им перехвата бывших верховьев р. Алазани рекой Иори с периодом, следовавшим за выработкой 30-метровой террасы. Поскольку истории развития рельефа Тианетской котловины и критике гипотетических предположений В. Е. Пахомова посвящена наша совместная с Н. Е. Астаховым статья, здесь лишь вкратце отметим основные положения.

Выдерживающиеся террасовые уровни В. Е. Пахомова в действительности не существуют; их нет не только в районе Тианетской котловины, но и вообще в исследованной указанным автором части Грузии. Возможность наличия таких уровней или плоскостей исключается дифференцированным характером тектонических движений описываемой области в недавнем геологическом прошлом. Перехват бывших истоков Алазани рекою Иори также не соответствует действительности. По нашему мнению [1], к таким неверным выводам В. Е. Пахомова привело игнорирование тектонических особенностей района.

И. Э. Карстенс выделяет в районе Гомборского хребта три террасы высотой в 1—5, 10—15 и 50—60 м, сопоставляемые им с послевюрмским,



гюрским и рисским временем альпийской хронологии; кроме этого, им отмечаются фрагменты также и более высоких и древних (миндельских по его предположению) террас. Автор признает возможность неравномерных перемещений террас, но, несмотря на это, довольно свободно сопоставляет по одним гипсометрическим признакам террасы разных районов между собою. В тоже самое время синхронизация террас Гомборского хребта с альпийскими ледниковыми эпохами носит у И. Э. Карстенса целиком умозрительный характер и не подкрепляется каким-либо фактическим материалом.

По нашим наблюдениям, имеющиеся на склонах Гомборского хребта террасы на современной ступени изучения района не дают возможности говорить о нескольких стадиях их выработки и тем более придавать этим стадиям региональное значение. Повсеместно в речных долинах района развита единственная надпойменная терраса высотой в 1—3 м, относящаяся несомненно к геологической современности. Более высоких террас регионального значения в районе Гомборского хребта не замечается; имеются только локальные фрагменты террас, сопоставление которых между собою по их геологическому возрасту является довольно трудной задачей.

Для решения проблемы четвертичных эрозийных циклов Гомборского хребта необходимы более точные и углубленные геоморфологические исследования с привлечением вспомогательных методов (напр., палеопедологического, метода пылецевого анализа и др.), чем это имело место до настоящего времени.

Из микрорельефных образований, связанных с эрозийной работой текущих вод, должны быть отмечены образования типа бедлендов («дурных земель»), приуроченные к обрывистым и крутым склонам, сложенным легкоразмываемой неогеновой обломочной толщей. Поверхность таких склонов изборождена деятельностью временных водотоков и почти совершенно обнажена от почвенного и растительного покрова. Ее рельеф представляет совокупность узких рытвин и каминообразных щелей с разделяющими их такими же узкими гребешками, которые иногда в свою очередь распадаются на отдельные башни и бастионы.

Бедлендовый рельеф развит на обоих микросклонах Гомборского хребта, но при этом не в одинаковой степени. На северо-восточном склоне бедленды приурочены в основном к склонам г. Циви и ее отрогов — склонам, спускающимся в долины р.р. Турдо и Кисис-хеви. На юго-западном склоне бедленды пользуются более обширным распространением, — здесь они развиты в приводораздельной полосе, тянувшейся от окрестностей Гомборского перевала на ЮВ по верховьям ряда левых притоков р. Иори (р.р. Лапиани-хеви, Сагареджос-хеви и других) до истоков р. Чаилурис-хеви.

Среди бедлендов Гомборского хребта можно отчетливо различить два основных морфологических типа, отличающиеся друг от друга и по литологическим условиям своего формирования. Один из этих типов связан с однообразной толщей мелкообломочных (песчано-глинистых) отложений и в больших масштабах развит в верховьях р. Лапиани-хеви (притока Иори) — на склонах того участка главного водораздельного гребня Гомборского хребта, который соединяет горный массив Циви с находящегося северо-западнее горным массивом Гомбори. Здесь громадный обрывистый склон, простирающийся с высоты 1000—1100 м до высоты 1600—1700 м над ур. моря и протягивающийся вдоль гребня главного водораздела на расстоянии 4—5 км, весь изрезан крупными эрозийными бороздами, при чем, в силу однородности денудационных свойств слагаю-

ших пород, поверхность обрыва в общем однообразна и лишена значительных выступов или впадин, связанных с чередованием литологически различающихся пластов.

Большая часть бедлендов Гомборского хребта относится к другому типу, связанному с неоднородными толщами обломочных отложений. Чередование конгломератовых пластов с песчано-глинистыми пластами обуславливает неравномерную денудацию склонов, придавая последним ступенчатость; конгломератам обычно соответствуют отвесные уступы и пологие микрорельефные формы (выступы, башни и др.), а мелкообломочным прослоям — пологие уступы. К данному типу относятся, например, бедленды северо-западных склонов г. Циви, спускающихся в верховья р. Турдо, а также бедленды в истоках р.р. Сагареджос-хеви, Гиоргицминдис-хеви и другие, расположенные с юго-западной (Иорской) стороны главного водораздельного гребня между горными массивами Циви и Манавис-циви.

Подвергаясь весьма интенсивному размыву атмосферными водами, бедленды Гомборского хребта представляют собой обильные источники материала для селевых выносов здешних рек.

Наиболее значительная роль в формировании мезо- и микрорельефа района Гомборского хребта принадлежит после процессов нормальной эрозии оползням, которые пользуются здесь весьма широким распространением. Оползни имеются почти во всех главных речных долинах, например, в долинах р.р. Турдо, Ходашнис-хеви, Кисис-хеви, Чермис-хеви, Паприс-хеви и ряде других. Связаны оползни преимущественно с меловыми и палеогеновыми отложениями, обнажающимися из под размытого покрова неогеновых обломочных пород.

Протяжение отдельных крупных оползней вдоль фронта напользания измеряется в некоторых случаях несколькими километрами. В качестве примера можно указать оползни верхнего течения р. Кисис-хеви.

Морфология оползневых районов Гомборского хребта носит своеобразные черты. Помимо вышеописанного влияния на форму речных долин, оползни сами по себе являются особым типом геоморфологических образований. Оползень подразделяется обычно на верхнюю часть или оползневой цирк и нижнюю часть или тело оползния. Последнему свойственен особый микрорельеф, выраженный иногда системой пологосклонных невысоких холмов и разделяемых ими плоскодонных, часто заболоченных понижений, а иногда системой трещин.

Оползни способствовали возникновению довольно многочисленных, но мелких озер на склонах Гомборского хребта. Озерца эти помещаются либо в неровностях самого оползневого тела, либо в подпруженных оползнем речных долинах и других полых формах рельефа, существовавших до оползания.

Из оползневых озер Гомборского хребта следует назвать Мгвриэ-тба в долине р. Турдо, Удзиро-тба в бассейне р. Ходашнис-хеви близ сел. Черкаули и др.

• Незначительным развитием на территории района пользуются карстовые образования. Верхнемеловые карбонатные отложения, имеющиеся в стержневой полосе Гомборского хребта, подвержены химическому воздействию воды и в некоторых местностях дают карстовый эффект. Карстовые воронки неправильной формы и одно озерко, повидимому, карстового типа встречены нами на гребне отрога г. Гомбори, идущего от последней в северо-западном направлении — на водоразделе р.р. Ходашнис-хеви и Гомборис-хеви, а также на склонах, спускающихся



от указанного гребня в бассейн первой из названных рек. Карстовые формы не играют видной роли в морфологии и гидрологическом режиме района.

Также незначительна доля участия в рельефе Гомборского хребта гряде вых вулканов, каковые встречены нами только у сел. Бакана, на вышеописанном фрагменте древнего пенеуплена. Существуют сведения о наличии аналогичных образований в районе с.с. Пховели и Зиари — в юго-восточной части нашего района.

Таковы — мезо- и микрорельефные черты Гомборского хребта, сздавшиеся в новейшем цикле его геоморфологической эволюции.

Следует отметить еще один тип микрорельефных форм, связанный уже не с природными факторами, а с деятельностью человека.

Некоторые ущелья Гомборского хребта, разработанные в неогеновой обломочной толще, изобилуют искусственными пещерами, которые сооружались населением Кахетии в отдаленном прошлом в качестве убежищ при вражеских нашествиях и набегах.

Много таких пещер имеется, например, в долинах р.р. Кисис-хеви, Турдо, Вантис-хеви и др.

Большинство пещер расположено в очень труднодоступных местах, посещение их требует применения альпийской техники. Все пещеры высечены в неогеновой обломочной свите, т. е. в конгломератах и песчанниках, при чем во всех трех вышеперечисленных долинах (по р.р. Турдо, Кисис-хеви и Вантис-хеви) пещеры приурочены к левобережным обрывам.

В ряде случаев (например, в ущелье р. Кисис-хеви) пещеры расположены в нескольких ярусах, сообщаясь между собою, по всей видимости, системой внутренних ходов.

Большая часть пещер Гомборского хребта остается до сих пор неисследованной, а между тем опубликованная в 1916 г. статья В. Гурко о пещерах долины р. Турдо и наблюдения экспедиции Института географии имени Вахушти над пещерами долины р. Кисис-хеви дают основания рассчитывать на интересный материал, касающийся истории и техники пещерного строительства древней Грузии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гомборский хребет — тектоморфная в общих чертах орографическая единица, составляющая часть Закавказского межгорья, но в то же время тесно связанная с горной системой Большого Кавказа.

Тектоморфный характер хребта подвергся под воздействием экзогенных геоморфологических факторов преобразованию, заключающемуся в смещении водораздела на СВ вследствие интенсивной попятной эрозии рек крутого юго-западного склона, в местных отклонениях гребневой линии от основного простиранья стержня хребта, в уничтожении первичной структурной поверхности антиклинального свода. неогеновых пород и пр.

В рельефе района четко выражены реликты древнего пенеуплена, выработавшегося к началу неогена, затем погребенного под толщу неогеновых обломочных отложений и, наконец, после среднего плиоцена, в процессе поднятия вскрытого денудацией из под рыхлого покрова.

Из других мезо- и микрорельефных форм первостепенную роль в морфологии Гомборского хребта играют формы, связанные с последним (верхнеплиоценово-четвертичным) геоморфологическим циклом, а именно. формы нормальной эрозии (речные долины, водораздельные отроги, бедленды), оползни; локальным распространением пользуются карстовые образования и искусственные пещеры. Заслуживает быть отмеченной из-

менчивость формы речных долин: плоскодонные участки с широкой галечной поймой, выработанные в обломочной свите неогена, чередуются с остродонными участками в местах сдавливания речного русла оползнями.

Гомборский хребет начал формироваться в своем современном виде на рубеже среднего и верхнего плиоцена. С этого момента он переживает фазу восходящего развития. Пенепленизация его за верхнеплиоценовое и четвертичное время не имела места; происходило лишь выявление фрагментов погребенного под неогеновую толщу и затем дифференциально поднятого нижнемиоценового пенеplена. Таким образом, хотя Гомборский хребет и моложе горной системы Большого Кавказа, представляя собой один из юных орографических элементов Кавказского перешейка, все же возникновение его относится к третичному периоду.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов Н. Е. и Маруашвили Л. И., Тианетская котловина р. Иори, как пример морфогенеза при тектоническом подпружинивании речных долин, «Сообщения АН ГССР», т. 15, 1954, № 4.
2. Вассоевич Н. Б., Некоторые результаты геологических исследований в горной Кахетии (1928—32 гг.), Грузнефть, 1933.
3. Вассоевич Н. Б., Проблемы тектоники Восточной Грузии, Труды треста Азнефтеразведки, 1936.
4. Вахушти, Географическое описание Грузии, Под ред. Т. Ломоури, Н. Бердзенишвили, Тбилиси, 1941, (на груз. яз.).
5. Гурко В. А., Пещеры Телавского уезда, «Известия Кавказского музея», т. IX, вып. 3—4, Тифлис, 1916.
6. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, М.—Л., 1947.
7. Джанелидзе А., О байосе Кахетинского хребта, «Сообщения АН ГССР», т. II, 1950, № 3.
8. Джанелидзе А. И., К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины, «Сообщ. АН ГССР», 1950, № 8.
9. Джанелидзе А. И., О возрасте свиты циви, «Сообщ. АН ГССР», 1949, № 4.
10. Джанелидзе А. И., О свите поздне третичных конгломератов Кахетинского хребта, «Сообщения АН ГССР», 1949, № 3.
11. Добрынин Б. Ф., Закавказье, Опыт физико-географической характеристики, АН СССР, М.—Л., 1940.
12. Карстенс И. Э., Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины реки Алазани, «Труды НГРИ», серия Б, вып. 47, 1934.
13. Карстенс И. Э., Геологические исследования в юго-восточной части Кахетинского хребта, Предварительный отчет о районе Гурджаани-Пховели-Череми, «Труды НГРИ», сер. Б, вып. 20, 1932.
14. Карстенс И. Э., Геологические исследования в средней части Кахетинского хребта, Предварительный отчет о работах 1930 г. в районе с. с. Гомбори и Сагареджо, «Труды НГРИ», сер. Б, вып. 16, 1932.
15. Кудрявцев Н. А., О возрасте конгломератов Кахетинского хребта, «Азербайджанское нефтяное хозяйство», 1933, № 10.
16. Кузнецов С. С., Вопросы геоморфологии Закавказья, Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
17. Лисовский В., Закавказье I местность, Записки Кавказск. отдела импер. Русского Географического Общества, кн. 21, Тифлис, 1896.



18. Марков К. К., Основные проблемы геоморфологии, М., 1948.
19. Пахомов В. Е., К геоморфологии Дзегви-Даларского участка р. Куры (Закавказье), «Известия Гос. Геогр. об-ва», 1937, № 6.
20. Рябинина А. Н., К изучению геологического строения Кахетинского хреб., Труды Геологического комитета, нов. сер., вып. 69, 1911.
21. Салацкий Н., Очерк орографии и геологии Кавказа, Записки Кавк. отдела имп. Русского Географич. об-ва, кн. 7, 1866.
22. Филиппов В., Топографический обзор Тифлисской губернии и Закатальского округа, Тифлис, 1897.
23. Ханин В. Е. и Шарданов А. Н., Геологическая история и строение Куринской впадины, АН Азерб. ССР, Баку, 1952.





Н. Е. АСТАХОВ

## ОПЫТ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ИОРИ (ВОСТОЧНАЯ ГРУЗИЯ) В СВЯЗИ С НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Геоморфологические исследования, проведенные нами летом 1953 г. по линии Института Географии им Вахушты АН Гр. ССР, имели целью дать геоморфологическую характеристику бассейна верхнего течения р. Иори. Формирование рельефа этой территории теснейшим образом связано с проявлениями верхнекайнозойских, и, в особенности, постплиоценовых орогенических движений. Поэтому мы попытались осветить их роль в развитии рельефа этой части Кахетии.

Северной границей района является горный берьер, отделяющий продольную часть долины р. Пшавской Арагви от бассейна р. Иори и именуемый Тианетским хребтом. Он начинается от вершины Чичос-мта (более 3000 м) на западе, а на востоке соединяется с меридиональным хребтом Урхуб, примыкая таким образом к горному узлу Борбало. Северо-западной границей служит Картлийский хребет, начинающийся от г. Долоша и разветвляющийся на ряд отрогов, наибольший из которых — Сабадурский — огибает бассейн р. Иори с запада и юго-запада. На юге бассейн р. Иори изучен до места крутого поворота этой реки на востоко-юго-восток у с. Сартичала. Восточная граница проходит по водоразделу Иори—Илто, а юго-восточная — вдоль гребня Гомборского хребта.

Поскольку бассейн р. Иори, ограничивающий Кахетию с запада и юга представляет большой интерес, как по своим физико-географическим особенностям, так и с геологической точки зрения, он издавна посещался многочисленными исследователями.

Однако специальные геоморфологические исследования в верхней части бассейна р. Иори никем не проводились. Сведения о рельефе этой части Кахетии можно почерпнуть из книги А. Н. Джавахишвили «Геоморфологические районы Грузинской ССР» [17], где автором сведены материалы по геоморфологии Грузии.

Общее физико-географическое описание территории можно встретить в очерках, написанных еще в прошлом столетии. В трудах СПб ботанического сада, Н. А. Бушем [2], в связи с его путешествием по Тушетии и Хевсуретии, был освещен район горы Борбало. В 1893 г. в Записках Кавказского Отделения Р. Г. О. появилась работа Н. Я. Динника [16], в которой дано довольно подробное маршрутное описание долины р. Иори между истоками и г. Тианети.

Из этой статьи можно подчерпнуть некоторые, правда разрозненные, но очень интересные сведения по геоморфологии. Рельеф описан живо и образно. Автор несвободен от импортных гляциологических идей и повсюду отмечает следы древнего оледенения, которые на трассе пройденной им в действительности отсутствуют.



Первые геологические наблюдения после Г. Абиха были сделаны Гавриловым и Симоновичем [11], но имели характер маршрутных описаний, весьма добросовестных, но в настоящее время устаревших.

В начале текущего столетия геологическое строение Кахетинского хребта изучалось в 1911 году Рябининым [37], а в 1916 году район верхнего течения р. Иори посетил Домбровский [18]. Тогда впервые было получено общее представление о тектоническом строении и стратиграфии Кахетинского и Гомборского хребтов, впоследствии, правда, значительно переработанное и дополненное другими авторами.

В годы Советской власти началось планомерное изучение Кавказского перешейка. В процессе поисков месторождений нефти в Грузии, геологи заинтересовались молодыми складчатыми структурами. В связи с проблемой Ширакской и Эльдарской нефти, были вновь пересмотрены старые представления о строении Гаре-Кахетинского плоскогорья и Кахетинского хребта. Признаки нефти обнаружались также в бассейне р. Иори и в Алазанской долине.

И. Э. Карстенс в 1932—33 г. в статье «Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани» обобщил свои работы по стратиграфии, тектонике, палеогеографии и геоморфологии изученного им района. Его работа лишь частично касается Иорского бассейна, но вопросы палеогеографии и геоморфологии, общие для всего Кахетинского хребта, имеют непосредственное отношение к нашим выводам.

По Карстенсу выходит, что формирование Кахетинского, Гомборского и Ялно-Сабадурского хребтов произошло в течение четвертичного времени. При этом он допускает наличие на гребне Гомборского хребта четвертичного пенеппена, выработанного непосредственно на толще плиоценовых конгломератов. По его мнению, на грани плиоцена и плейстоцена происходила пенеппенизация, а поднятие хребта произошло целиком в четвертичное время. Идеи Карстенса о столь молодом возрасте Гомборского хребта заимствованы у Варданянца [3], по мнению которого не только Гомборский хребет, но и Главный Кавказский хребет является позднечетвертичным образованием [5]. Карстенс и сам отмечает, что он принял взгляды Варданянца в качестве исходного положения для толкования геологической истории района [20].

Как показали последующие наблюдения геологов и геоморфологов, мнение о чрезмерной юности рельефа всего Кавказа в целом и Гомборского хребта в частности, в свете вновь полученных данных, следует считать неприемлемым.

Поверхности, принятые Карстенсом за реликты пенеппена не являются таковыми, а настоящие пенеппены имеют значительно более древнее происхождение и являются «откопанными» [33]. Эта точка зрения полностью гармонирует со стратиграфической схемой Кахетинского хребта и Алазанской долины, предложенной А. И. Джanelидзе [14].

Тектоническое строение Кахетинского хребта трактуется различными исследователями по разному.

Н. Б. Вассоевич, подробно изучивший в течении почти целого десятилетия (с 1928 по 1937 л.) территорию бассейна р. Иори между Тианетами и Сагареджо [6, 7, 8, 9, 10]; понимает тектонику мезозойских толщ, как серию покровных складок, надвинутых к югу на более молодые отложения (аллохтон и параавтохтон). При этом он, а впоследствии и В. Н. Крестников [23], предавали первостепенное значение разрывным дислокациям.

В. Я. Эдилашвили, изучивший впоследствии геологию Кахетинского и Гомборского хребтов, совместно с П. Д. Гамкрелидзе и Н. А. Кандзлаки, считает, что значение разрывных дислокаций сильно преувеличено,

а складки мезозойского субстрата в большинстве случаев не имеют характера покровных.

Интересные результаты в отношении генетического объяснения отдельных форм рельефа в долине р. Иори были получены в итоге инженерно-геологических исследований, проведенных в последние годы в связи с Самгорской проблемой. С. И. Элердашвили был собран богатый материал по району Сионской котловины на основе которого нами сделаны некоторые выводы, касающиеся молодых тектонических движений [1].

Полевые исследования, проведенные летом 1953 года, в сочетании с литературными данными [34, 35, 37, 40, 41], позволили сделать некоторые выводы по геоморфологической истории района.

• Предлагаемое нами геоморфологическое районирование несколько отличается от районирования принятого А. Н. Джавахишвили в его труде «Геоморфологические районы Грузинской ССР» [17], что обусловлено большей подробностью исследований и иной датировкой рельефа.

Особенности рельефа верхней части бассейна р. Иори обусловлены взаимодействием внешнединамических и эндогенных факторов на протяжении конца кайнозоя и четвертичного времени. Формирование крупных форм — хребтов и речных долин — связано с тектоникой и, в частности, с послетретичными колебательными движениями, различными по силе и амплитуде в разных частях территории. Тектонические силы направляли внешнединамические и, в первую очередь, эрозионные процессы.

Согласно данным геологических исследований [14, 15, 41], поднятие области современных Кахетинского и Каргалинского хребтов произошло не позднее савско-штирийской фазы (предмиоценовое время). Во всяком случае, с конца верхнего сармата эти хребты представляли собой области денудации.

Отсутствие на всем южном склоне Главного Кавказского хребта отложений моложе мела говорит за то, что это горное сооружение консолидировалось значительно раньше предгорной зоны и крупные формы рельефа его могли быть унаследованы с очень отдаленного геологического времени.

Тенденция непрерывного поднятия и превращение Большого Кавказа в горное сооружение началось позже, уже после олигоцена и обусловило эрозию, а также перестройку гидрографической сети в связи с чем его отроги обнаруживают обращенный рельеф. Меридиональное простирание гребневых линий Кахетинского и Каргалинского хребтов совершенно не соответствует СВ-ЮЗ простиранию сложнодислоцированных юрских и меловых структур, которыми образованы эти хребты.

Наиболее крупные основные речные долины — Арагви, Иори, Илто, Алазани и др. имеют поперечное заложение, так что происходит инверсия, как в продольном, так и в поперечном профилях.

Главный Кавказский водораздел, несущий на себе наибольшие абсолютные отметки (свыше 3000 м), ориентирован в общем согласно с простиранем юрской толщи песчаников и сланцев и расчленен продольно заложенными долинами на ряд параллельных отрогов, одним из которых является Тианетский хребет (ограничивающий с севера исследованную территорию). В этой полосе обращенный рельеф наблюдается лишь в поперечном профиле хребта.

Общий характер рельефа северной части исследованной территории определяется, кроме того, литологическими и климатическими особенностями. Последние обуславливают преобладание определенных внешнединамических факторов. Так, гребневая зона и верхняя часть склонов



Триалетского хребта и хребта Урхуб<sup>1</sup> является полосой развития скалистых гребней, крупнообломочных осыпей, крутых склонов, расчлененных неглубокими поперечными эрозионными бороздами со ступенчатыми руслами и V-образным профилем. Большая роль в скульптировании рельефа принадлежит физическому, в частности, морозному, выветриванию. Видимых следов древнего оледенения на южном склоне не сохранилось, что объясняется экспозицией. В скульптуре скалистых гребней выделяются отпрепарированные круто падающие пласты песчаников и сланцев с гладкими плоскостями напластования, зеркалами скольжения, окаймленные шепнистыми осыпями.

Высокогорные Тианетский и Урхубский хребты выделены в один геоморфологический район на основании общности происхождения, истории формирования литологии, гипсометрии, а также преобладающих деструктивных факторов.

Меридиональные отроги главного водораздела — Карталинский и Кахетинский хребты — разделяющие крупные долины рек Арагви и Иори, характеризуются общей морфологией, структурой, литологией, возрастом и преобладающими экзогенными процессами. Здесь, начиная, повидимому, еще с середины кайнозоя, в связи с тенденцией постоянного поднятия, создавался горный рельеф. Глубина эрозионного вреза основных долин в настоящее время достигает значительных размеров (порядка от 100 до 400 м). Постоянно действующая с отдаленного времени эрозия, частая перестройка гидрографической сети, при изменении темпов восходящих движений обусловила полную обращенность рельефа, как в продольном, так и в поперечном профиле.

Юрские и меловые породы, представленные в основном песчано-сланцевой толщей, переходящей к югу в карбонатно-песчаные отложения, сложены в изоклинальные складки, опрокинутые на юг и осложненные продольными разрывами. Глубокие речные долины Иори и Илто вкрест простирания вскрывают этот сложно дислоцированный комплекс мезозойских образований.

Физическое выветривание, как рельефообразующий фактор, локализуясь на отдельных участках наиболее высоких гребней и вершин (г. Гареджа, Лагаис-мта, Мухата и др.) и уступает место интенсивно развивающемуся в пригребных зонах плоскостному смыву. Скульптура хребтов характеризуется пологими, холмистыми очертаниями водоразделов, выпуклыми склонами с глубоко врезанными в них V-образными ущельями притоков главных рек. Такой рельеф развит в полосе между крутыми южными склонами Тианетского хребта на севере и Тианетской горной котловиной — на юге. Возраст рельефа всей области южного склона Главного Кавказского хребта (Кавкасион), считая от начала ее консолидации как горного сооружения с тенденцией постоянного поднятия, можно считать послеолигоценным.

К юго-востоку от вершин Тхилиа и Шахветили протягивается Гомборский хребет. С северо-востока он ограничивается глубоко лежащей плоской Алазанской равниной, а с юго-запада — долиной р. Иори. Правобережье р. Иори представляет собой холмистые отроги второстепенных по величине хребтов отходящих от Карталинского хребта, отделяющего ее бассейн от бассейна р. Куры.

Гомборский хребет, южные и юго-восточные отроги Карталинского хребта в геологическом отношении представляют собой одно целое. Здесь развита полоса верхнетретичных кластических образований, датируемая мио-плиоценом (начиная от верхнего сармата до акчагыла включительно).

<sup>1</sup> Местное название меридионального хребта между горным узлом Борбалэ и Лагаис-мта



но). Мощная толща конгломератов, глин, рыхлых песчаников и суглинков сложена в складки с общим простираем с СЗ на ЮВ. В структурном отношении резко выделяется Гомборское сводовое поднятие, представляющее собой единую сложнопостроенную складку, в ядре которой выходят на поверхность меловые и палеогеновые образования, а крылья слагают миоплиоценовая кластическая толща.

Континентальные отложения Алазанской серии [27] или, иначе, свиты Циви [19] последующими тектоническими движениями были подняты на высоту более 2000 м. В настоящее время они сохранились в районе вершины Циви, Бертке и других частей гребня в виде структурных поверностей [40, 41].

Начиная с миоцена, на месте Гомборского хребта и западнее, до прибалкисских возвышенностей, простиралась широкая равнина, где накапливались аллювиально-пролювиальные образования. Кластический материал сносился реками со склонов тогда уже высокоподнятого Главного Кавказского хребта (Кавкасион) и с отрогов Триалетского хребта [41]; отложения свиты Циви [19] накапливались на выравненной поверхности палеогенового пенеппена, занимающего большое пространство между двумя упомянутыми выше горными сооружениями и, начиная с середины миоцена, испытавшего погружение. В верхнем плиоцене произошло поднятие межгорной низины с выгибанием обломочной толщи громадной мощности в виде обширного антиклинального свода. Уже в ачкагыльском веке наместились черты крупных форм рельефа, в виде Гомборского свода, составлявшего единое целое с Ялно-Сабадурскими отрогами Карталинского хребта. Последний отделился от Гомборского хребта, повидимому, уже в плейстоцене.

Вышеизложенное обусловило некоторое различие между более древним образованием — Гомборским сводом и Ялно-Сабадурским хребтом, уже впоследствии, в начале четвертичного времени отчлененного от него оперечным интервалом Иорской долины.

Если Гомборский хребет является единой асимметричной антиклинальной складкой с юго-западным крылом редуцированным разломом и с обнажающейся в ядре сильно дислоцированной палеогеново-меловой толщей, то Ялно-Сабадурский хребет представляет несколько параллельных складок, в ядрах которых обнажаются породы не древнее олигоцен; так что Гомборский свод и древнее, и выше поднят, чем Ялно-Сабадурский хребет.

По мнению Л. И. Маруашвили, изучавшего морфологию этого района, эрозия «откопала» на сводовой части Гомборского хребта фрагменты палеогенового пенеппена. Такого рода пенеппены в гребневой области Ялно-Сабадурских отрогов не встречаются.

В южной части исследованной территории выделяется приподнятая денудационная равнина, сложенная аллювиальными галечниково-суглинистыми отложениями, лежащими на плиоценовых конгломератах и глинах. Своим плоским, лишь местами слабо всхолмленным рельефом, она резко отличается от окаймляющих ее с севера и северо-востока горных сооружений. Эта равнина является частью Гаре-Кахетинского плоскогорья. Ее формирование обязано, в основном, тектоническим движениям положительного знака, но небольшой, сравнительно с гомборским сводом, амплитуды.

Оформление рельефа Кахетии, как это было сказано выше, происходило на грани плиоцена и четвертичного времени. Предчетвертичные оротгенетические фазы обусловили поднятие Гомборского свода, причем, амплитуда движений была весьма значительной. Поскольку в этом районе движения положительного знака продолжались с различной интенсивно-



стью с конца третичного времени до голоцена включительно, учитывая денудационный снос материала, следует считать, что размах движений все-же достигал 2500—3000 м. Одновременно, в районе Алазанской долины происходило прогибание, достигавшее также значительной величины.

Несомненно, что в пределах одного какого-либо района, имеющего общую тенденцию к поднятию, одновременно происходили и частичные опускания. Анализируя четвертичные отложения Гомборского хребта и Алазанской долины, Д. В. Церетели [54] доказал, что погружение последней было не везде одинаково, а местами на протяжении некоторого времени наблюдались движения обратного знака.

Аналогичное явление происходило в пределах Гомборского, Кахетинского и Карталинского хребтов и на Гаре-Кахетинском плоскогорьи. С тектонической активностью связано формирование довольно крупных элементов рельефа:

- а) аккумулятивных котловин,
- б) антецедентных отрезков речных долин. Ниже приведены примеры, обусловленности характера рельефа молодыми тектоническими движениями.

1. Тианетская котловина — расположена в долине р. Иори и ограничена отрогами Карталинского и Кахетинского хребтов. На ее описании мы останавливаться не будем, учитывая, что подробная геоморфологическая характеристика и анализ морфогенеза Тианетской горной котловины даны автором совместно с Л. И. Маруашвили в недавно опубликованной работе [1]. Здесь мы лишь вкратце напомним, что история развития Тианетской котловины представляется следующим образом: Иорская долина, после принятия ею современного географического положения в верхнем и среднем течениях, в процессе эрозионной разработки испытала дифференциальные тектонические смещения с погружением одних и вздыманием других участков. В районе Тианетской котловины происходило опускание, а ниже по течению, на участке между с.с. Леловани и Джихо — поднятие, причем, общая амплитуда движений определяется несколькими сотнями метров (вероятно не менее 400—500 м). В результате сочетания тектонических движений с эрозионно-аккумуляционной деятельностью рек, имел место подпор Иори поднимавшимся горным валом с одновременным заполнением вышележащей части долины аллювием и пропиливанием антецедентного ущелья в заграждавшем вале. Процесс пропиливания, как об этом свидетельствует факт террасированности склонов антецедентного Лелованского ущелья, не был равномерным, а протекал скачкообразно, причем одновременно с поднятием террас на участках Лелованской и Мажалойанской теснин, происходило погружение их продолжений на участке Тианетской котловины. На этом последнем участке, в результате опускания, древнее днище долин р.р. Иори (Кусо, Сагами погребались под новейшими наносами и общая мощность аллювиального выполнения котловины постепенно увеличивалась.

2. Сионская горная котловина находится в долине р. Иори в нескольких км ниже Тианетской котловины. Она представляет собой расширение Иорской долины, вытянутое продольно между с.с. Сакарауло и Сиони. С юго-запада Сионская котловина отделяется от Эрцойской небольшим по высоте отрогом Карглийского хребта — хребтом Элеби. На северном ограничении котловины, в районе с.с. Джихо и Алоги круто спускаются склоны хребта Кохи. Восточным бортом котловины является крутой, выпуклый склон г. Бертке. На юге котловину замыкают отроги хребта Элеби и, между с.с. Орхеви и Кудро, — крутые склоны г. Сатибе.

На всем протяжении, по левому краю котловины, вдоль подножья Гемборского водораздела, прослеживаются отчетливо выраженные террасы р. Иори. Всего насчитывается четыре террасы:

1. Припойменная терраса относительной высотой 1,5—2 м, выраженная почти повсеместно. Слагается в основном галечниками.

2. Первая терраса высотой от 2 до 6 м, выраженная не везде. Местами она вовсе отсутствует и тогда русло р. Иори подрезает более высокие террасы. Терраса сложена галечно-суглинистыми образованиями.

3. Вторая терраса почти не выражена. Местами у северного замыкания котловины имеются ее фрагменты на высоте 15—17 м от уреза воды. Терраса так-же аллювиальная и под ней нигде не обнажается коренной цоколь.

4. Третья терраса прослеживается по всему левобережью, начиная от Чиоант-кари до с. Орхеви. Ее средняя относительная высота 50—55 м. В основании террасы, у северного и южного замыкания котловины обнажаются коренные породы. На севере — песчаники с прослоями туфобреквий с северным падением (меловая толща), а на юге — сарматские синевато-серые глины. Они падают так-же на север.

Таким образом, вдоль котловины между Чиоант-кари и Орхеви наблюдается прогиб, выполненный четвертичными речными и пролювиальными отложениями. Судя по данным буровых скважин, мощность четвертичных отложений в центральной части котловины весьма значительна. Раз это так, очевидно, что участок Иорской долины, между Чиоант-кари и Орхеви прогибался, почему в этом месте и образовалась столь мощная толща четвертичных образований.

Рассмотрение геологического строения участка Сионской котловины убеждает нас в ее тектоническом происхождении. Так называемый «Орхевский надвиг», отмеченный рядом геологов, начиная от Карстенса и Вассоевича и кончая исследователями, проводившими крупномасштабную геологическую съемку (Элердашвили), проходит диагонально через центральную часть котловины. Возраст тектонических структур — нижне-плиоценовый, а дизъюнктивных разломов — верхнеплиоценовый, а возможно и четвертичный. Следовательно и прогибание котловины вдоль разлома должно быть очень молодым (вероятно мезоплейстоцен).

3. Эрцойская горная котловина расположена между гребневой областью Карталинского хребта и его юго-восточным отрогом Элеби. Она представляет собой обширную межгорную впадину вытянутую в широтном направлении. Ширина котловины по малой оси так-же значительна.

Отроги Карталинского хребта окаймляют Эрцойскую котловину с трех сторон — с севера, запада и юга, а ее восточная сторона открыта к долине р. Иори. На севере и западе склоны котловины полого переходят в отроги холмистого водораздела, а на юге постепенно повышаются к крутому гребню Ялно-Сабадурского горного барьера. Вдоль северного ограничения Эрцойской котловины, а так-же в бортах речки Симониант-хеви, обнажаются конгломераты верхнего сармата с прослоями песчаников и глин. Гребень хребта Элеби сложен нижнесарматской глинисто-песчанистой серией, контактирующей с меловыми туфогенными песчаниками, сланцами и туфогенами по плоскости «орхевского надвига». Контакт проходит вдоль северо-восточного склона хребта Элеби и характеризуется интенсивным смятием пород, часто изменяющимся залеганием пластов и крутым падением слоев.

В структурном отношении Эрцойская котловина представляет собой пологую синклиналиную складку с разорванным северным крылом. Речка Адзедзи, являющаяся правым притоком р. Иори и стречневым дренаем



котловины, в районе сел. Ветзатхеви образует глубокий врез, обнажая в стенках крутого обрыва мощную толщу четвертичных галечников и суглинков. Береговые обрывы прослеживаются на расстоянии около 5 км. В северной краевой части котловины мощность четвертичных образований уменьшается и левые притоки р. Адзедзи вскрывают местный антиклинальный перегиб с ядром, сложенным миоплиоценовыми конгломератами и песчаниками. По данным бурения мощность четвертичных отложений в центральной части котловины достигает значительной величины.

Синклинальное строение котловины, при общем совпадении пологой структуры с современным рельефом, значительная мощность четвертичных отложений, убеждают нас в том, что образование этой формы рельефа обязано молодым тектоническим движениям. Прогиб происходил как по большой, так и о малой оси котловины.

Тектоническое опускание, повидимому, происходило не сразу, а отдельными этапами, которые чередовались с периодами относительной стабильности. Вначале происходил медленный прогиб по малой оси котловины, что обусловило накопление мощной толщи аллювиальных образований в ее центральной части. На следующем этапе, в связи с положительными движениями в области южного замыкания Сионской котловины, началось прогибание продольной оси котловины, причем максимум прогиба происходил в ее восточной части. При этом сильнее опустился базис эрозии р. Адзедзи (долина р. Иори у Сиони), благодаря чему активизировалась эрозия и образовался каньон в четвертичных галечниках. После этого, либо вновь поднялся базис эрозии, либо продолжалось опускание по продольной оси котловины и речка Адзедзи, потеряв эрозионную силу, стала аккумуляровать в приустьевой части, образовав обширный конус выноса, отжавший русло р. Иори к левобережной террасе.

4. Палдойская котловина. Ниже antecedентного ущелья р. Иори, образовавшего тектонический подпор при формировании Сионской и Эрцойской котловины, вновь наблюдается расширенный участок речной долины. Длина его, между с.с. Кочибани и Отараани, лишь на 0,5 км превышает ширину.

Выше этого участка, р. Иори прорывает скалистую теснину. На левом ее борту отвесные обрывы образованы падающими на север-северо-восток под углом  $60-65^\circ$  конгломератами мио-плиоцена. Непосредственно над береговым обрывом, слева, можно видеть отдельные пологие участки склона, очевидно являющиеся останцами пятидесятиметровой террасы.

Далее, между сел. Кочибани справа и сел. Палдо слева, наблюдается выглаженное аллювием значительное расширение долины. В береговом обрыве террасы между с.с. Палдо и Отараани видимая мощность суглинисто-галечных аллювиальных отложений превышает 20 м. Согласно данным бурения, выше створа Палдойский плотины мощность аллювия весьма значительна. Очевидно, что аккумуляция такого масштаба могла происходить только при медленном прогибании дна на сравнительно ограниченном участке речной долины. Ниже Палдойской плотины развитая терраса высотой 50 м, а у северного замыкания котловины наблюдается шестиметровая вторая терраса.

Ниже с. Отараани начинается ущелье с крутыми выпуклыми бортами, местами переходящее в скалистую теснину. Оно пересекает почти точно вкрест простирания антиклинальную складку, в ядре которой обнажаются верхнесарматские песчаники. Ширина дна долины в этих местах не превышает 30—35 м. Аллювиальные террасы совершенно отсутствуют, галечниковая пойма ограничена крутыми коренными бортами. Но у крепости Горгаслани обнаруживаются отдельные фрагменты скульптурных





террас, расположенных последовательно над урезом воды на 27 м, 38 м, 60 м. Ниже по течению, у поворота р. Иори, близ с. Уджарма, видны фрагменты скульптурных террас на высоте 18—20 и 6—10 м. Таким образом очевидно снижение относительных высот террас вниз по течению реки. Это свидетельствует о том, что интервал долины между с.с. Отарани и Уджарма обнаруживает признаки восходящих движений и последовавшего затем пропиливания антиклинальной складки рекой antecedентным способом. Такое поднятие естественно послужило тектонической подпрудой для вышележащего отрезка реки — Палдойской котловины.

Формирование горных котловин, как это явствует из вышеизложенного, является результатом тектонической активности этой части территории. Тектонические разрывы датируются, во всяком случае, постплиоценовым временем, так как «Орхевский надвиг» произошел уже после того, как сформировалась миоплиоценовая обломочная толща. Мощности слез четвертичных отложений выстилающих днища котловин, говорит о продолжавшихся в четвертичное время (по всей вероятности, на границе плейстоцена и голоцена) опускании.

Одновременно у замыкания котловин имели место движения обратного знака, и р. Иори пролагала себе путь antecedентным способом, пропиливая медленно поднимавшиеся участки, что обусловило образование Лелованского, Бочорма-Кочебанского и Отараант-Уджармского ущелий.

Движения положительного знака не везде имели одинаковую амплитуду и равные радиусы действия. На интервале между с. Уджарма и Муганло снижение относительных отметок террас вниз и вверх по течению указывает на то, что в районе между с. Хашми и Муганло также в период формирования второй террасы происходило поднятие и этот участок долины аналогично Лелованскому ущелью является antecedентным, хотя не представляет собой узкой и глубокой теснины.

Выше мы уже упоминали о том, что тектонические движения, благодаря которым в пределах Иорской долины образовались подпруды и местные прогибы, действовали в геологически недавнее время. Во всяком случае, начало оформления современной долины р. Иори может быть датировано не ранее как началом антропогена. Формирование котловин и antecedентных ущелий, очевидно, произошло еще позже. Кроме указанных выше фактов о несомненно продолжающейся тектонической жизни областей прогибов и участков поднятий, особенно-же вдоль надвиговых зон (Орхевский надвиг) говорит повышенная сейсмическая активность территории. В. Н. Крестников [24] приводит схему с нанесением эпицентров землетрясений, определенных, в основном по наблюдениям кавказских сейсмических станций за период с 1932 по 1951 г. Расположение эпицентров вообще согласуется с направлением описанных нами тектонических прогибов, выраженных в рельефе нагорными котловинами.

Анализ геологической истории района в сочетании с геоморфологическими методами исследований приводит к выводу, что активизация молодых горообразовательных движений в долине р. Иори обусловила формирование тектонических подпруд, впоследствии пропиленных рекой antecedентным способом. Участки преобладающих восходящих движений чередуются с участками погружений. Последние являлись ареной для аккумуляции аллювиальных и, частично, пролювиальных образований.

Таким образом, в долине р. Иори отчетливо обособились широкие аллювиальные котловины и узкие ущелья или теснины.

Исходя из того, что верхним возрастным пределом Цивской свиты, слагающей Гомборский и Ялно-Сабадурский хребты, является верхний плиоцен, тектонический импульс давший начало образованию современ-



ных форм рельефа — проявился к началу антропогена и продолжал бурно развиваться в течение всего четвертичного периода. Зарождение горных котловин и antecedentных ущелий в пределах Иорской долины повидимому произошло в мезоплейстоцене и обязано новохвалынским фазам горообразования. Развитие их завершилось, вероятно, к началу голоцена и к этому времени Иорская долина приобрела свой современный вид.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов Н. Е. и Маруашвили Л. И., Тианетская котловина р. Иори (Восточная Грузия), как пример морфогенеза при тектоническом подпрудживании речных долин, «Сообщ. АН ГССР», Т. 15, 1954, № 4.
2. Буш Н. А., По горам и ущельям Хевсурети и Тушетии, Труды СБ ботанич. сада, 23, т. 3, 1898.
3. Варданянц Л. А., О четвертичной истории Кавказа, «Изв. Гос. Географ. О-ва», т. XV, в. 6, 1933.
4. Варданянц Л. А., Материалы по геоморфологии Большого Кавказа, «Изв. Гос. географ. о-ва», т. XV, в. 2—3, 1933.
5. Варданянц Л. А., Постплиоценовая история Кавказско-Черноморской и Каспийской области, АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
6. Вассоевич Н. Б., Геологические условия залегания тешенита в Тианетском районе ГССР, «Изв. АН СССР», кн. 2, 259, 1931.
7. Вассоевич Н. Б., Проблемы тектоники Восточной Грузии, Азнефтиздат, Баку, 1936.
8. Вассоевич Н. Б., Геологические наблюдения в пределах планшета А-VI Кахетинской нефтеносной области, «Труды нефт. геол. разв. Ин-та», сер. А, вып. 2, 1931.
9. Вассоевич Н. Б., К геологии нефтяных м-ний Кахетинского хребта, Аз. нефт. хоз., 1930, № 11.
10. Гаврилов Ф., Симонович С., Геологические наблюдения в области речных долин Иори и Алазани, Мат. для Геол. Кавк., сер. 2, кн. 9, 1895.
11. Джанелидзе А. И., О свите позднеэретичных конгломератов Кахетинского хребта, «Сообщ. АН ГССР», т. X, 1949, № 3.
12. Джанелидзе А. И., О возрасте свиты циви, «Сообщ. АН ГССР», т. X, 1949, № 4.
13. Джанелидзе А. И., К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины, «Сообщ. АН ГССР», т. XI, 1950, № 8.
14. Джанелидзе А. И., О складчатости при тбилисской части Гары Кахетии, «Сообщ. АН ГССР», т. XI, 1950, № 9.
15. Динник Н. Я., Путешествие по Пшавии и Тушетии, Зап. Кавк. отд. РГО, т. XV, 1893.
16. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, Москва, 1947.
17. Домбровский, Некоторые геологические наблюдения в бассейнах рек Куры, Иори и Алазани, Труды XIII съезда русских естеств. и врачей, т. 6, Тифлис, 1916.
18. Карк И. М., О геологии долин Пшавской и Хевсурской Арагви, Геол. иссл. в обл. перев. ж. д. СПб, Управл. по сооруж. ж. д. 1—54, 1914.
19. Карстенс И. Е., Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани, Труды нефт. Г. р. И-та, Б, вып. 47, 1934.
20. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, АН ГССР, т. III—IV, 1948.
21. Крестников В. Н., Тектоническая характеристика Восточной части Центрального Кавказа, «Изв. АН СССР», 1947, № 6.
22. Крестников В. Н., К стратиграфии сланцев юры Восточного Кавказа, «Изв. АН СССР», 1944, № 6.
23. Крестников В. Н., О сопоставлении сейсмичности и структуры восточной части Центрального Кавказа, Доклады АН СССР, т. XXXV, 1952, № 5.
24. Кудрявцев, О возрасте конгломератов Кахетинского хребта, Аз. Нефт. хоз-во, 1933, № 10.

25. Кузнецов И. Г., Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении «Сланцев Главного хребта», Изв. Геол. Ком-та, 45, кн. 3, 1926.
26. Купцис Р. Д., Минеральные воды Пшавии, Хевсуретии и Хеви, Зак. краеведч. сборник, серия А, 1930.
27. Маруашвили Л. И., К геоморфологии и четвертичной истории Тушетии, Изв. гос. геогр. об-ва, вып. 7, 1939, № 71.
28. Маруашвили Л. И., Структура и рельеф Большого Кавказа, «Природа», АН СССР, 1937, № 4.
29. Маруашвили Л. И., Зональность рельефа Кавказского хребта, «Природа», 1936, № 3.
30. Маруашвили Л. И., Основные вопросы позднекайнозойской истории ландшафтов Кавказского перешейка, Сб. Географ. О-ва СССР, 1952, № 1.
31. Маруашвили Л. И., Палеогеография четвертичных образований Закавказья, Мат. по четв. периоду СССР, вып. 3, 1952.
32. Маруашвили Л. И., О поверхностях выравнивания Гомборского (Кახетинского) хребта в связи с его историей, «Сообщ. АН СССР», т. 5, в. XV, 1955.
33. Николаев Н. И., Новейшая тектоника СССР, «Изв. АН СССР», 1949.
34. Николаев, Н. И., О возрасте рельефа Центрального Кавказа, Труды МГРИ, 1947.
35. Пахомов В. Е., К геоморфологии Дзегви-Далярского участка долины р. Куры (Закавказье), Изв. Гос. Геогр. О-ва, т. 69, вып. 5, 1937.
36. Ростовцев Н. Н., О геологической истории юрского периода в Восточной части Большого Кавказа, «Изв. АН СССР», 1948, № 3.
37. Рябинин, К изучению геологического строения Кахетинского хребта, Труды Геол. Ком-та, вып. 69, нов. серия, 1911.
38. Ренгартен Н. П., Общий очерк тектоники Кавказа, Труды XVII геол. конгресса, т. II, 1939.
39. Хаин В. Е., Основные принципы геоморфологического районирования горных стран в связи с особенностями развития их рельефа, Доклады АН СССР, т. XX, 1950, № 3.
40. Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Геологическая история и строение Куринской впадины, Изв. АН Азерб. ССР, Баку, 1952.
41. Церетели Д. В., К палеогеографии и истории развития рельефа Алазанской долины в четвертичном периоде, «Сообщ. АН СССР», в. XV, 1954, № 7.

Б. А. КЛОПОТОВСКИЙ

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

(Боржомский район)

В печатаемой посмертной работе неутомимого исследователя природы Кавказа Бориса Алексеевича Клопотовского рассматривается ряд интересных вопросов геоморфологии и палеогеографии средней, наиболее сложной части Аджаро-Триалетской горной системы. Покойным выдвинуты идеи, иногда довольно смелые, которые должны стимулировать дальнейшие исследования рельефа и позднеледникового прошлого этого района, где развитие горно-эрозионного рельефа сопровождалось интенсивным тектогенезом, вулканической деятельностью, оледенением и пр. Особенный интерес представляют предположения Б. А. Клопотовского о преобразовании долинной сети района за неогеновое время — о происхождении долины прорыва р. Куры через Аджаро-Триалетский хребет, о направлении древних долин. Интересные сведения даются об оползнях и юнгах вулканических сооружениях. Наконец, автор уточняет палеогеографические представления о ледниковом времени Аджаро-Триалетии и в первую очередь вопрос о мощности ее древнего оледенения. Идеи Б. А. Клопотовского будут способствовать, следует полагать, дальнейшим углубленным исследованиям геоморфологических и палеогеографических черт данной части Грузинской ССР.

Рассматриваемый нами район охватывает центральную часть Аджаро-Триалетской складчатой горной системы, пересекаемую Боржомским ущельем р. Куры и совпадающую с большей частью территории Боржомского района Грузинской ССР. Это наиболее интересный участок всей системы, являющейся ключом к разгадке его истории.

Поскольку рассматриваемый район представляет территорию с преобладанием среднегорного долинного рельефа, характеризующегося развитием серии глубоких речных долин и разделяющих их горных хребтов, пересекающих местность в различных направлениях, естественно, что важнейшей проблемой геоморфологии района является изучение истории развития этих горных речных долин и хребтов.

Из этой проблемы выделяется самостоятельная и сложная проблема, способная подчинить себе все остальные, а именно — происхождение Боржомского ущелья — Аджаро-Триалетской части долины р. Куры, или, иначе говоря, причина пересечения Курой Аджаро-Триалетской горной цепи.

Значительный интерес представляет также проблема молодого вулканизма, проявившегося в значительном масштабе в южной части района и придающего природе района большую живописность.

Наконец, четвертичное оледенение Аджаро-Триалетии также является проблемой, т. к., оно остается до сих пор спорным.

Рассматриваемая территория расположена на абсолютной высоте от 710 м — с. Ташишари у северной границы района, до 2853 м — г. Каракая на южной его окраине.



Размах высот, превышающий 2000 м и расчленение местности густой сетью рек придали современному рельефу характер среднегорья; район заполнен средневысотными хребтами и разделяющими их глубокими горными долинами.

По исследованиям С. С. Кузнецова и П. Д. Гамкрелидзе, район расположен в пределах единой Аджаро-Триалетской складчатой системы, имеющей широтное простирание, совпадающее с направлением орографической оси хребта.

Река Кура, протекающая в пределах района с юго-запада на северо-восток, пересекает наискось Аджаро-Триалетский хребет. При этом, на запад от Куры возвышается Лихский или Сурамский хребет с главной вершиной г. Ломис-мта (2198 м), постепенно понижающийся к северо-востоку и отделяющий в сторону Куры ряд коротких отрогов с острыми гребнями и крутыми склонами. Между этими отрогами по дну глубоких долин устремляются в Куру ее левые притоки, — р.р. Зоврети (Зуарети), Квабисхеви, Читахеви, Ликани, Банисхеви и другие более мелкие.

На восток от Куры местность заполнена многочисленными горными отрогами, которые представляют собой разветвление западной части Триалетского хребта со своей сетью сильно ветвящихся глубоких горных долин. Главные из этих долин орошаются реками Гуджаретис-цхали, Боржомула, Черная речка, Двири, Недзвис-цкали, с целой серией многочисленных притоков.

Главная ветвь Триалетского хребта простирается по южной окраине исследованного района с востока на запад через вершины Кваджвара — 3281,1 м, Сабаткне — 2280 м, Кенчикаро — 2303 м, Саквелос-мта — 2808 м, Каракая — 2853 м, Санисло — 2750 м, Дамцвара — 2708 м, Орта-тави — 2485 м и Ошора — 2607 м и заканчивается в пределах восточной окраины Ахалцихской котловины.

На север от г. Дамцвара от главной ветви Триалетского хребта отчленяется высокий отрог — Кодианский хребет, увенчанный вершиной в 2669 м и заканчивающийся острой вершиной около южной окраины плато Дабадзвели.

Другая ветвь Триалетского хребта, начинаясь на крайнем востоке района вершиной Муркневи (Тароиани) — 2342 м, распространяется в северо-западном направлении. К западу от нее, в направлении гор Боржоми, вытягивается отрог с вершинами Виргвина — 2204 м и Тортиза — 1996 м, от которого к северо-западу — к месту выхода Куры из Боржомского ущелья на Карталинскую равнину, отчленяется другой отрог с вершинами Большая Карта — 2315 м, Малая Карта — 2089 м и Горис-Намкали — 1707 м.

Глубина расчленения, измеряемая разностью высот между гребнями высоких хребтов и руслами главных рек, составляет несколько сот метров, а для Куры достигает местами тысячи метров. Значительная часть горных склонов обладает большой крутизной, лесиста и трудно проходимы.

Рассмотрение рисунка гидрографической сети Боржомского района позволяет говорить о древнем заложении этой сети. Реки текут в самых различных направлениях, что, при характерной для Аджаро-Триалетии общей широтной ориентировке геологической структуры, говорит о сложной истории их развития.

Согласно детальным геологическим исследованиям П. Д. Гамкрелидзе, горы Боржомского района сложены несколькими основными крупными складками, имеющими в общем широтную ориентировку и образованными флишевыми и вулканогенными породами палеогенового возраста.

ста. Сопоставление направления этих складок с направлением главных речных долин показывает, что в основном речная сеть не совпадает с складчатостью: наряду с единичными участками долин, развитых в синклиналях, большинство долин сечет складки наискось; имеются и поперечные долины.

Благодаря большому распространению устойчивых против денудации свит туфобрекчий и туфопесчаников среднего эоцена, этими породами в основном сложены гребни главных гор и их вершин; последние при этом часто имеют синклиналиное строение.

Мощные вулканические проявления, характерные для неогена Южно-Грузинского нагорья, получили отголосок в Аджаро-Триалетии. По южной окраине зоны в плиоценово-четвертичное время возникло несколько вулканических очагов, образовавших андезитовые конусы и изливших лавовые потоки. Вулканическими продуктами образовано плато Дабадзвели, господствующее с юга над Боржоми, дно долины Гуджарети, часть Бакурианского плато и его северное продолжение, в виде длинного потока с платообразной поверхностью занимающее, под названием «плато 26 комиссаров», долину р. Куры около Боржоми.

### Время заложения главных речных долин

Главные речные долины Боржомского района имеют, несомненно, древний возраст.

Время заложения долин восходит к доплиоцену. Это отчасти становится понятным после суммирования обнаруженных в районе следующих своеобразных черт рельефа.

а) Сопоставление направления главных современных долин с структурными элементами показывает только незначительное их совпадение. Общий рисунок главных рек, к которым в первую очередь следует отнести Куру, Гуджаретис-цхали, Недзвис-цхали, Банис-хеви, Квабисхеви и Зуарети и Зуарети, носит неправильный характер: реки Квабисхеви и Зуарети текут на юг, Банисхеви — на восток, Кура — на северо-восток, Надзвисцкали — на северо-запад и Гуджаретис-цхали — на запад. В то же время общая ориентировка главных геологических структур в общем широтная. Такой большинство основных антиклиналей, пересекающих Боржомский район: Ахалдабская, Горисджварско-Хведуретская, Сацхенинская, Боржомско-Абастуманская, Либано-Ацкурская и Мцхетско-Сабадурская.

В результате такого соотношения, долина Куры между с.с. Ацкури и Ликани, долина Гуджарети в своей нижней части, а также Банисхеви являются тектонически продольными, долины Квабисхеви, Зуарети и частично — Куры (между с.с. Ликани и Ташискари) — поперечными, а долины Недзвис-цкали и верхней части Гуджарети — можно отнести к тектонически «косым» или диагональным долинам.

Все названные основные речные долины обладают большой глубиной достигающей, если считать от водораздельного гребня до русла реки, нескольких сот метров. Это обстоятельство, а также большой срок, прошедший после выхода из-под морских вод и вступления в фазу субэральную жизни, свидетельствует о том, что пропиливание реками геологических структур началось в весьма отдаленное время.

в) Наконец, нами обнаружен факт, прямо говорящий о большой древности здешних долин.

В Боржомском районе нами открыты остатки весьма древней долины, дно которой располагалось на большой высоте — от 2000 до 1600 м над ур. м. Эта долина, названная нами Арджевано-Ацкурской, начиналась в пяти километрах северо-западнее горы Арджевани на Тусре-



би-Гедзамском перевале, протягивалась на запад и заканчивалась в пяти километрах восточнее с. Ацкури. В настоящее время устьевая часть древней долины возвышается над руслом Куры на высоту около 750 м.

Восстанавливая общие контуры долины по ее реликтам, высоту ее расположения, форму склонов, ее ширину и глубину, и сопоставляя их с соответствующими ей по высоте контурами верхних частей современных крупных соседних с ней долин (Куры, Гуджарети и др.), удастся заметить между ними известное сходство, что позволяет считать всех их близкими в отношении возраста.

Время образования Арджевано-Ацкурской долины восходит к миоцену, ибо она располагалась на месте существовавшего в олигоцене Бакурианского морского пролива, связывавшего воедино Ахалцихский и Тбилисский остаточные морские палеогеновые бассейны Аджаро-Триалетской геосинклинали. Освобождение этого пролива от покрывавших его морских вод, как известно, произошло уже в миоцене и поэтому на его месте могла сразу же зародиться Арджевано-Ацкурская речная долина. В плиоцене она была уже хорошо разработана, достигала западнее Бакуриани около трех километров ширины и оказалась в плиоцене, в районе южнее с. Гомна, погребенной продуктами извержения вулкана Цители-Дабадзвели.

Таким образом, на основании всех вышеприведенных фактов, а особенно на основании факта существования реликтов древней Арджевано-Ацкурской долины, со значительной долей вероятности можно заключить, что главные долины Боржомского района уже существовали в плиоцене, а часть их, несомненно была заложена даже в миоцене.

### Проблема долины Аджаро-Триалетской Куры

Как бы ни были сложны вопросы происхождения и возраста речных долин Боржомского района, но проблема долины Аджаро-Триалетской Куры (Боржомского ущелья) — единственной долины Аджаро-Триалетского хребта, пересекающей его от южного конца до северного, является наиболее трудной.

Вопросом происхождения долины Куры занимались многие исследователи. Наибольшее внимание этому вопросу уделили В. В. Богачев и С. С. Кузнецов. Но, В. В. Богачев изучал долину Куры между Сурамом и Мингечауром и совершенно не коснулся верхнего течения Куры, вскользь отметив, что «это простая эрозионная долина».

С. С. Кузнецов более всего занимался историей верхней части долины р. Куры. Он разделил эту реку на три части: верхнюю — выше Сурама, среднюю — между Сурамом и Мцхета и нижнюю — ниже Мцхета. В представлениях С. С. Кузнецова наиболее древней является верхняя часть Куры, от Сурама и выше, по той причине, что она «была некогда самостоятельной рекой, впадающей в мио-плиоценовые водоемы, покрывавшие теперешнюю Куро-Рионскую депрессию». Он отмечает далее, что в этой древней долине, в свою очередь, можно уловить два разновозрастных отрезка: «наиболее молодой и мало выработанный — Боржомское ущелье<sup>1</sup> и более старый, с вполне законченными долинными формами, от изголовья названного ущелья и выше». «Такое своеобразное обращенное распределение молодых и старых участков долины» — пишет С. С. Кузнецов — «всцело обусловлено историей развития рельефа всей данной области, пережившей недавние поднятия; последние высоко подняли

<sup>1</sup> Изголовье Боржомского ущелья считаем в 2,5 км ниже сел. Ацкури.

древние выработанные формы рельефа и принудили речные воды пробиваться к новым базисам эрозии».

Как видно из приведенных цитат и других высказываний С. С. Кузнецова, имеющих в тексте его работы, он не ставил перед собой задачу выяснения причин первоначального формирования долины Куры на участке Аджаро-Триалетского хребта. Он рассуждает о возрасте отдельных отрезков верхней части Куры, имея дело с рекой хотя и ранних стадий развития, но уже прорезавшей Аджаро-Триалетские горы.

Представляют интерес наблюдения С. И. Лукашевича и В. А. Страхова, установившие присутствие аллювиальных накоплений на высоте 500—600 м над современным уровнем Куры на одном участке, расположенном между с.с. Аспиндза и Ацкури. Однако авторы воздержались от объяснения их генезиса, т. к. накопления «отдалены весьма большими расстоянием по вертикали от наиболее древней ясно выраженной Куринской террасы, находящейся на высоте около 200—240 м над современным уровнем реки».

В своих работах К. К. Фохт, Б. Ф. Мефферт и С. В. Обручев касаются строения долины р. Куры только на ее последней стадии развития и не затрагивают вопроса генезиса долины верхней Куры в целом. Поэтому работы названных авторов нами здесь не рассматриваются.

В монографии П. Д. Гамкрелидзе мы не находим прямых указаний о причинах пересечения Курой Аджаро-Триалетии. Автор лишь отмечает широкое развитие аллювиальных отложений в Ахалцихской депрессии и, дополняя свою схему данными С. И. Лукашевича и В. А. Страхова, выделяет десять террас, возвышающихся над Курой от 10 до 200 м.

Нами при исследовании природы Месхетии отмечалось большое количество «возвышающихся друг над другом террасовых ступеней древних речных долин», а также то, что «часть самых высоких (следовательно более древних) ступеней забронирована лавовыми покровами и потоками позднечетвертичного и четвертичного возраста (плато Персати, Звели, Гарта и др.)». Мы отмечаем далее, что в Месхетии имели место три крупных эрозионных цикла формирования долин, причем долины более молодого цикла оказались вложенными в долины более древнего цикла и запечатлены рядом террас, в результате чего «самой характерной особенностью геоморфологии дна Ахалцихской котловины является ее большая и многоярусная террасированность».

Следует также отметить, что нами при исследовании северо-западной части Джавахетии были обнаружены хорошо окатанные гальки, образованные верхне-эоценовыми сланцами. Гальки залегали северо-восточнее с. Хизабавра на высоте около 800 м над Курой, под плиоценовыми андезит-базальтовыми лавами, перекрывшими породы верхнего эоцена и «годердзской свиты».

Вышеприведенный обзор работ, связанных с проблемой Куры, показывает, что основная проблема геоморфологии верхней Куры, а именно, каким образом осуществилось пересечение Курой единого Аджаро-Триалетского хребта (как произошло соединение в один бассейн рек Ахалцихской депрессии с реками Карталинской депрессии), — эта проблема до настоящего времени не была поставлена ни одним из исследователей природы Закавказья.

В вопросе о происхождении Боржомского ущелья (Аджаро-Триалетской части долины р. Куры) мы исходим из геотектонических построений и фациальных схем Аджаро-Триалетии и смежных с ней областей, составленных П. Д. Гамкрелидзе, из факта существования уже в миоцене вышеотмеченной Арджевано-Ацкурской долины и из современного рисунка гидрографической сети Боржомского района и прилегающих к нему





участков Аджаро-Триалетии, а также былого отношения этой сети к миоценовым континентальным озерным бассейнам, существовавшим на большой площади по южной окраине Аджаро-Триалетии.

Имеются основания считать, что исчезновение Бакурианского морского пролива олигоценового времени связано с крупным поперечным поднятием участка Аджаро-Триалетского хребта, происшедши в пределах современного Арджевано-Муркиевского горного узла. После стока морских вод пролива в его западной половине должна была образоваться долина (названная нами Арджевано-Ацкурской), которая вливала свои воды в Ахалцихский остаточный озерно-морской бассейн. Очевидно при этом, что эта долина в своем низовье, приходящемся на западные окрестности с. Дгвари, использовала южный (Ацкури-Двирский) участок того ложа, по сильно углубленному дну которого в настоящее время в обратном, северо-восточном направлении протекает р. Кура.

Как известно из истории геологического строения Аджаро-Триалетии, в миоценовое время к югу от ее центральной, тектонически наиболее активной зоны, располагались озерные бассейны, связанные в районе Ахалцихе с остатками нижнемиоценового моря. Очевидно, что в это время с севера, со стороны гребневой зоны Аджаро-Триалетского хребта на юг в Ахалцихский бассейн стекали существовавшие уже тогда зачатки современных рек Месхетии — Оцхе, Чвинта-геле, Цинубнис-цкали и Абанос-геле. В том же направлении стекали зачатки рек Квabisхеви и Зуарети, расположенные восточнее, имеющие и сейчас довольно отчетливое южное направление течения. Возможно, что эти реки впадали в реку, несущую свои воды на юго-запад в Ахалцихский бассейн, в которую с другой (левой) стороны впадали реки Арджевано-Ацкурской долины и, повидимому, также р. Гуджаретис-цхали.

По нашим представлениям, эта ориентированная на юго-запад река миоценового времени, принимавшая воды названных рек, начиналась на южном склоне существовавшего в то время Боржомского антиклинального поднятия, и протягивалась почти от Боржоми до своего устья у с. Ацкури, то есть в направлении, противоположном современной Куре, за что и названа нами Палеоантикурой.

Подтверждает существование Палеоантикуры также то обстоятельство, что река Палеогуджарети и река Арджевано-Ацкурской долины впадали в нее под явным острым углом, что вообще характерно для речных бассейнов молодых горных областей, каковой и являлась миоценовая Аджаро-Триалетия.

В районе истоков Палеоантикуры и несколько севернее их еще со времени начала палеогена проходила осевая зона Аджаро-Триалетии, выделенная П. Д. Гамкрелидзе под именем «Центральной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы». С начала палеоцена до нижнего эоцена включительно в этой зоне существовали кордильеры и в числе их, одно поднятие в зоне Боржомско-Абастуманской антиклинали, в частности, на участке, соответствующем современной долине Куры около Боржоми.

В последующее время кордильеры были денудированы и погружены под море, на дне которого в среднеэоценовое время накопилась громадная толща вулканогенных образований. Уже в верхнем эоцене соответствующая кордильерам центральная зона вновь и уже окончательно обратилась в сушу и с тех пор, наряду с преобладающими пароксизмами поднятия, она по настоящее время испытывает непрерывную денудацию. Водораздельная линия вновь возникшего, но унаследованного от прошлых геологических эпох, антиклинального поднятия, в значительной сте-



гени совпадала с осью Боржомско-Абастуманской антиклинали и располагалась примерно на широте города Боржоми.

Приподнятый, в месте пересечения Курой у Боржоми, шарнир Боржомско-Абастуманской антиклинали свидетельствует о восходящих движениях, развитых в этой активной зоне Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Таким образом, в палеогене (вплоть до неогена) полоса местности Боржомско-Абастуманской антиклинали обладала большой тектонической активностью, с ярко выраженной тенденцией образовывать устойчивую сушу.

Следует предположить, что с северных склонов Боржомской суши стекали реки, впадавшие в существовавшее неподалеку, на месте Карталинской равнины, море. Одной и самой крупной рекой на этом участке видимо и была Палеокура, т. е. река, протекавшая в тектонически поперечной долине по линии современной долины Куры на ее отрезке между Боржоми и с. Ташикарни. Слева в Палеокуру впадала протекавшая в тектонически продольной долине река Палеобанисхеви, тогда как Палеогуджарети, как выяснено было выше, впадала в Палеоантикуру, уносившую свои воды на юго-запад в озерно-морской бассейн Месхетии.

Таким образом, Боржомско-Абастуманская антиклиналь в районе Боржоми являлась главным распределителем стока речных вод исследованной территории, делившим их между озерно-морским бассейном Месхетии и миоценовым морем Карталинии.

Проявившаяся в нижнемиоценовое время наиболее мощная для Аджаро-Триалетии штирийская орофаза способствовала врезанию рек в наиболее возвышенные части существовавшей суши и удлинению их истоков. Возможно, что с этой орофазой связано событие, предопределившее судьбу Аджаро-Триалетской Куры, а именно с этого времени могло начаться длительно протекавшее осуществление группы сложных перехватов Палеокурой рек Ахалцихского бассейна.

В первую очередь была перехвачена Палеокурой река Палеогуджарети, имевшая продольное заложение и защищенная в своем верхнем и среднем течении Гвиргвинским взбросом. Перехват осуществился в самом низовье р. Палеогуджарети. Дальнейшее действие регрессивной эрозии Палеокуры, осуществлявшееся в ее истоках, вскоре привело к перехвату Палеокурой реки Арджевано-Ацкурской долины.

Осуществление этого перехвата было облегчено тем, что Палеоантикура, лишенная в своих верховьях мощного левого притока в виде Палеогуджарети и, благодаря этому сильно обедненная водой, все более отступала на юго-запад перед растущими истоками Палеокуры, которая значительно усилила свою глубинную эрозию после включения в свой бассейн реки Гуджаретис-цхали.

Есть основания предполагать, что река Арджевано-Ацкурской долины могла быть перехвачена в бассейн Палеокуры не этой рекой, а древним левым притоком р. Гуджаретис-цхали, долина которой была позже залита андезитовыми лавами.

После того, как системой Палеокуры были перехвачены Палеогуджарети и река Арджевано-Ацкурской долины, естественно, произошло резкое уменьшение вод, стекавших в Ахалцихский бассейн в виде Палеоантикуры и последняя стала быстро отмирать. Поэтому Палеокуре надо было приложить минимум усилий, для того, чтобы окончательно вывести воды Ахалцихского бассейна в миоценовое море карталинии, что и было ею вскоре осуществлено.

Все вышеотмеченные сложные и долго происходившие перехваты облегчались неравномерными поднятиями Боржомского района Аджаро-



Триалетия, с перемещением максимума их к югу, благодаря все возрастающей роли дизъюнктивных дислокаций в южной зоне.

Перетеканию речных вод Ахалцихской депрессии в депрессию Карталинскую способствовало низкое положение базиса эрозии последней по сравнению с первой.

Следует отметить, что речные перехваты, благодаря которым создавалось сплошное течение Куры сквозь Аджаро-Триалетские горы, не являются единственными в Боржомском районе, за время роста гор в высоту, поскольку целый ряд перехватов выражен вдоль древней Арджевано-Ацкурской долины, являясь причиной потери последней своих вод.

Судя по схемам П. Д. Гамкрелидзе, исчезновение озерных вод из Ахалцихского бассейна (по нашим представлениям — перетекание их из Ахалцихского бассейна в Карталинский) произошло между верхним сарматом и плиоценом. Вероятнее всего, что оно произошло в меотисе.

Таким образом, в полосе пересечения современной Курой Аджаро-Триалетского хребта намечаются два резко отличающихся участка. Первый участок — между Боржомом и с. Ташис-кари оказывается наиболее древним участком всей Куры (возможно имеющим олигоценово-нижнемиоценовый возраст, соответствующий той стадии, когда вся Кура только им и ограничивалась). Второй участок — между Ацкури и Боржомом присоединен к первому участку (как и вся остальная выше расположенная часть современного бассейна Куры) после осуществления серии перехватов, что могло завершиться в самом конце миоцена.

#### Арджевано-Ацкурская неогеновая долина и ее современные реликты

В свете изложенной истории Аджаро-Триалетской части Куры и тяготеющей к ней территории, имеется возможность рассчитывать найти реликты наиболее древних форм рельефа только в верхних горизонтах гор.

Наиболее четкими чертами большой древности отличается территория открытой нами вышеупомянувшейся Арджевано-Ацкурской неогеновой долины, пересекавшей южную часть Боржомского района с запада на восток.

При обсуждении вопроса происхождения аджаро-триалетской части Куры, был установлен миоценовый возраст Арджевано-Ацкурской долины.

Совершенно естественно, что в такой весьма активной зоне, какой и до настоящего времени является пограничная с Артино-Сомхетской глыбой южная полоса Боржомского района, с мио-плиоцена произошли глубокие геоморфологические изменения, сильно затушевывавшие былые четкие формы расположенной в этой зоне Арджевано-Ацкурской долины.

Арджевано-Ацкурская долина начиналась на перевале, расположенном в пяти километрах к северо-западу от вершины г. Арджеван, и разделяющем истоки рек Тедзми и Тусреби (Кусретис-цхали). Она протягивалась в западном направлении через районы селений Верхнее — и Нижнее-Тусреби, Малое- и Большое Тонети, Большой Митарби, курорт Бакуриани, бывш. сел. Тори, продолжалась под лавами Дабадзельского плато и соединялась с долиной Палеоантикуры западнее сел. Дгвари, в районе хорошо сохранившейся с плоской поверхности с отметкой около 1600 м, возвышающейся между Тадзриской котловиной и Курой.

Арджевано-Ацкурская долина имела в длину около 60 км. Она развилась на месте олигоценового Бакурианского морского пролива, связывавшего Ахалцихский и Тбилисский морские бассейны. Арджевано-Ацкурская долина была заложена в полосе синклиналиных геологических

структур, осложненных с юга крупными Бакуриано-Тонетским и Арджеванским надвигами. Верховье долины заложено в Борцованско-Тусребской синклинали, средняя часть совпадает с Бакуриано-Ошорской синклиналью и низовье—с Торско-Тадзрисской синклиналью.

Образование Арджевано-Ацкурской долины, сток вод которой направлялся на запад, а также верхней части долины р. Тедзами, снижающейся на восток, произошло в результате оформившегося после олигоцена крупного поперечного для Триалетии поднятия в районе, связывающем горы Арджеван и Муркневи (Тарониани). Это Арджевано-Муркневское поднятие, оказавшееся устойчивым на все время неогена, служит до сих пор местом истока ряда крупных рек Триалетского хребта.

В настоящее время Арджевано-Ацкурская долина своим верховьем расположена на высоте в 2100—2200 м, а ее устьевая часть находится на высоте около 1600 м. При этом устье долины превышает высоту соседнего отрезка долины р. Куры на 750 м. Такой большой разрыв высот долин, ранее несомненно взаимосвязанных, ярко демонстрирует масштаб тех грандиозных изменений в рельефе Арджевано-Ацкурской долины, которые могли произойти после потери ею связи с долиной Палеоантикуры.

Арджевано-Ацкурская долина имела покатые боковые склоны, образованные невысокими хребтами, сложенными плотными, грубослоистыми и массивными порфиристыми туфобрекчиями и реже—порфиристыми покровами среднего эоцена. Дно долины в основном покоилось на мягких породах—глинистых песчаниках верхнего эоцена и песчаных отложениях олигоцена.

По правую сторону долины поднимался горный хребет, отдельные разобщенные и сильно видоизмененные фрагменты которого сохранились до настоящего времени в виде коротких кряжей, с постепенным общим понижением их высоты с востока на запад, а именно—кряж с вершиной «2362» (расположена между г. Муркневи и Арджеван), кряж с вершиной «2349», кряж, расположенный между с.с. М. и Б. Тонети с вершиной «2151» кряж между с. Б. Тонети и средней частью долины р. Митарба, с вершиной «2040», Бакурианский кряж с вершиной «1974» и Либанский—с вершиной в 1894 м.

Левобережье долины было устроено более сложно. Здесь простирался хребет, аналогичный правобережному по литологии и возрасту пород, но, повидимому, с самого же начала более высокий. Этот хребет восстанавливается в своих первоначальных формах труднее, чем правобережный по той причине, что значительная часть левобережного борта долины совпадает с фронтальной полосой крупных надвигов Тонето-Бакурианского и его восточного продолжения Арджеванского, активность которых охватывает время от миоплиоцена до наших дней. От с. Цихис-Джвари к востоку хребет протягивается в настоящее время через вершины Хохта—2156 м, Кенчикаро—2303 м, Сабаткне—2280 м, Кваджвара—2281 м, далее через ряд вершин с отметками в 2100—2300 м, вершину Такли-кум—2198 м, после чего на Тедзано-Тусребском перевале он вступает в связь с левобережным хребтом. Западнее с. Цихис-Джвари южный борт долины образован северными склонами Ошорского хребта, происхождение которых связано с проходящим здесь крупным Блордско-Кодианским взбросом.

Все же, повидимому, Арджевано-Ацкурская долина была неравнобортной: однообразный северный борт возвышался над ее дном на высоту не более 250—400 м, тогда как южный борт был более развит и весьма вероятно, что поднимался значительно выше правого, т. е. превышал дно долины на 500—600 м, а местами и более.



Дно долины было плоское, повидимому террасированное, шириной в низовьях долины около трех километров, с более слабым уклоном, чем у близких ей по размеру современных долин района.

Лучше всего дно долины сохранилось в ее низовье, на участке между с.с. Дгвари и Мокчеви; здесь оно имеет вид небольшого ровного плато, находящегося на абсолютной высоте около 1600 м и господствующего с востока над Курой, протекающей в глубокой горной долине на высоте в 890 м над ур. м.

Вся остальная часть дна долины почти не сохранилась, т. к. оказалась сильно размытой деятельностью соседних с ней рек, осуществивших перехваты долины и глубоко врезавшихся в ее дно.

Часть дна долины погребена под лавами плиоценового вулкана Цтели-Дабадзвели, которыми в настоящее время образовано Дабадзвельское холмисто-котловинное плато, занимающее господствующее в районе гипсометрическое положение. В окрестностях Бакуриани, на месте дна долины, возвышается четвертичный лавовый конус Мухери и залегает его лавовый поток.

Поиски остатков аллювиальных отложений, принадлежащих Арджевано-Ацкурской долине, к сожалению, пока не увенчались успехом. Весьма вероятно, что они в связи с очень большой древностью долины, пережившей последующее глубокое расчленение, не сохранились, или частично оказались погребенными под позднейшими отложениями в виде лав и делювия. Наиболее вероятно обнаружить аллювий древней долины под лавами Дабадзвельского плато и под делювиальным плащом, перекрывающим дно долины между с.с. Дгвари и Мокчеви.

Упомянутые Б. Ф. Меффертом для участка водораздела между Бакуриани и с. Б. Митарба, на отметке в 1.725,3 м (примерно соответствующей в этом месте высоте дна Арджевано-Ацкурской долины) «остатки песков и галечников, вероятно принадлежащих аллювию водоема восточнее Бакуриани, существовавшего пока не было разработано по северной гериферии лавового покрова ущелье р. Бакурианки ниже Бакуриани», по нашим наблюдениям принадлежит не четвертичному водоему, существование которого предполагал Б. Ф. Мефферт, а коренным осадкам олигоценового возраста.

Охарактеризованная миоценовая Арджевано-Ацкурская долина за длительный срок, прошедший со времени ее образования, подверглась значительной деструкции, приведшей к ее полному распаду. От прежней долины сохранились только отдельные фрагменты, представляющие собой типичные геоморфологические реликты.

Распад долины произошел благодаря воздействию сложных геоморфологических процессов, отличающих всю южную часть Боржомского района, находящуюся в миоплиоцена в геологически активной зоне контакта Аджаро-Триалетской складчатой системы с Артвино-Сомхетской глыбой (поднятия, движение по надвигам, вулканизм и др.).

Весьма существенные изменения были внесены в существовавшую первоначальную форму долины, (особенно в ее поперечный профиль) движениями, проявившимися по Тонетско-Бакурианскому и Арджеванскому надвигам. Эти движения были ориентированы с юга на север, как раз поперек широтному направлению долины. Они заключались в перемещении средне-эоценовых плотных вулканогенов левобережного (южного) склона долины по довольно крутой плоскости надвига на верхнеэоценовые и олигоценовые, значительно более мягкие глинисто-песчаные породы, слагавшие дно долины. В результате движения надвиговых толщ, Арджевано-Ацкурская долина испытала сужение со стороны юга, достигшее к настоящему времени своего максимума.

Вся восточная половина долины (восточнее г. Кохта) благодаря залеганию в зоне названных надвигов, оказалась ими значительно суженной, а на одном участке перекрыто надвигом даже ее дно. Все сказанное подтверждается, помимо приводимых выше общих геолого-геоморфологических соображений, также и современным видом остоков долины.

Своего максимума наступления на долину надвиг достиг в районе гор Сабаткне и Кваджвара, где породами южного борта долины перекрыто все ее дно и они, видимо, частично надвинуты на нижнюю часть ее правого борта. В рельефе этому тектоническому явлению соответствует имеющаяся в районе г. Кваджвара поперечная перемычка, сложенная суженной полосой мягких пород верхнего эоцена.

Окончательная «гибель» Арджевано-Ацкурской долины произошла в результате ряда речных перехватов, осуществленных реками соседних долин. В верхней и средней своих частях долина оказалась положительно «расхвтанной» на части этих рек: она была перехвачена в семи местах. Из них пять перехватов развились с севера, от левых притоков р. Гуджаретис-цхали и только два — с юга из Цалкинской котловины, благодаря регрессивной эрозии истоков р. Тусреби.

Все перехваты имеют древний возраст, т. к. образовавшие их отдельные реки успели врезаться в дно Арджевано-Ацкурской долины на глубину от 200 до 450 м. Исключение составляет только молодой западно-тусребский перехват, врезанный в дно древней долины всего лишь на 80 м. Сильнее всего — на 450 м — врезана в дно Арджевано-Ацкурской долины р. Митарбис-цхали.

Былое существование глубокого древнего вреза следует предположить и по палеореке, протекавшей в древней долине, залитой в четвертичное время Бакурианским лавовым потоком.

Следует обратить внимание на то, что по южной стороне древней долины речных перехватов, кроме двух тусребских, больше не наблюдается. Это можно объяснить тем, что развитые западнее бассейна р. Тусреби левые истоки р. Кци протекать по плотным базальтовым лавам миоцена, обладающим большей эрозионной устойчивостью, чем вулканогены среднего эоцена, в которых произошли все семь перехватов древней долины; имело значение также высокое положение частного базиса эрозии верховьев Кци, не благоприятствующее перехватам.

Глубокие речные перехваты, получившие развитие в районе Арджевано-Ацкурской долины, разделили ее плоское дно на несколько участков, в значительной мере изолированных друг от друга и в разной степени расчлененных. Каждый участок вошел в бассейн перехватившей его реки и отделен от соседнего участка плоской межгорной седловиной. Эти седловины, обычно имеющие вид широких перевалов, представляют собою по своим очертаниям в разной степени сниженное дно Арджевано-Ацкурской долины.

Такие перевальные седловины составляют одну из наиболее типичных реликтовых черт Арджевано-Ацкурской долины и отлично выражены между курортом Бакуриани и с. Б. Митарба, между истоками рек Сабаткнис-цкали и Вардованис-цкали и далее на восток по древней долине до ее начала.

### Тектогенно-эрозионный рельеф дочетвертичного возраста

Бышеописанная Арджевано-Ацкурская долина миоценового возраста может быть принята за исходную точку для отыскания соседних древних элементов рельефа.



Не рискуя впасть в большую ошибку, можно допустить, что общие контуры крупных форм рельефа, образованных породами палеогена и развитые, примерно, на уровне миоценовой Арджевано-Ацкурской долины, а тем более выше нее, могут быть одного с ней возраста или даже еще более древними.

#### а) Западное окаймление Цихис-Джвари-Бакурианской котловины

В поисках форм рельефа, генетически родственных Арджевано-Ацкурской долине, обращает на себя внимание западное окаймление Цихис-Джвари-Бакурианской котловины, расположенное между с. Цихис-Джвари и подошвой восточного склона Кодянского хребта. Здесь хорошо сохранились от эрозии два уровня денудационного типа, один на абсолютной высоте около 1800 м, а другой на 2000 м.

Нижний уровень хорошо выражен к западу от с. Цихис-Джвари. Он представляет собой плоский террасовидный увал длиной около трех километров, очень слабо (5—7°) наклоненный от подошвы Кодянского хребта в сторону села и сложенный глинистыми песчаниками олигоцена. С поверхности увал затянута мощным слоем глинистого делювия и покрыт буковым лесом, растущим на слабоподзолистых глинистых почвах.

По мере приближения к подошве Кодянского хребта, плоский гребень этого уровня расширяется более чем до 0,5 км, тогда как в сторону с. Цихис-Джвари он постепенно суживается и перед селом сразу круто спадает к современной долине р. Ошора. В самой верхней своей части описываемый уровень отчленен от склона Кодянского хребта молодой неглубоко врезанной речной долиной.

Аналогичные слабо наклоненные поверхности типа террасовидных увалов оказались и в других местах рассматриваемого участка, в частности, в междуречье рек Ошора и Кумиска, стекающих на северо-восток.

Верхний уровень сохранился здесь также вполне отчетливо. Лучшее всего он представлен гребнем гряды Схирмос-кеди, сложенного песчаниками палеогена. Гребень имеет в длину около трех километров, ровен и горизонтален, с местной волнистостью, развившейся в процессе денудации<sup>1</sup>. Склоны хребта Схирмос-кеди круты и сильно расчленены глубокими горными оврагами.

Остатки плоских уровней имеются также на лугах по восточному склону Кодянского хребта близ гряды Схирмос-кеди на соответствующей высоте.

Наконец, со стороны Ошорского перевала отходит горный кряж длиной в 2—3 км, с широким ровным гребнем высотой около 2000 м, на котором расположилась летняя ферма колхоза с. Цихис-Джвари.

Территория этой фермы, местности вокруг нее и к северо-востоку от нее представляет обширную волнистую поверхность с небольшими всхолмлениями. Выравнивание рельефа и здесь произошло в мягких глинисто-песчаных сланцах палеогена.

Образование описанных древних террасовидных поверхностей по западному окаймлению Цихис-Джвари-Бакурианской котловины, открытой в сторону Бакуриани, следует связать с миоценовой Арджевано-Ацкурской долиной. Они могут представлять собою остатки древних террас ее буковых долин, спускавшихся со стороны Ошорского перевала к Бакуриани.

<sup>1</sup> Характерно, что по гребню хребта во всю его длину проложена хорошая грунтовая дорога, связывающая с. Цихис-Джвари с плато Дабадзвели.

Допустимо частичное поднятие описанных террасовидных уровней сравнительно с дном Арджевано-Ацкурской долины, благодаря вертикальным перемещениям, происходившим по линии Блордзско-Кодианского взбросо-надвига.

#### б) Хребты, ограничивающие бассейн Арджевано-Ацкурской долины

Арджевано-Ацкурский бассейн сопровождается почти на всем протяжении горными хребтами, сложенными вулканогенами среднего эоцена. По левую сторону бассейна протягивается главная ветвь Триалетского хребта, в свою очередь состоящая из ряда коротких хребтов с крупными вершинами — Саквелос-мта (2808 м), Каракая — (2853 м), Ошора — (2607 м) и др. По правую сторону бассейна пограничный хребет разрезан на части несколькими речными перехватами, разрушившими долину и значительно снижен денудационными процессами.

Из истории геологического развития Аджаро-Триалетин известно, что Ошорский хребет, к которому по нашему мнению, надо присоединить генетически сходный с ним и отходящий от него к северу короткий Кодианский хребет, оба сложенные туфобрекчиевой и туфопесчаниковой среднеэоценовыми свитами, уже в олигоцене представляли собой остров суши. С этих пор Ошорско-Кодианский горный массив испытывал в основном восходящие движения, как одна из активных частей крупной Мцхетско-Сабадурской антиклинали. Эти движения, в конце концов, выдвинули его на современную большую высоту, с вершинами Ошора (2607 м), Орта-тави (2485 м) и «2669», еле возвышающимися над почти таким же высоким гребнем хребтов.

Таким образом, можно говорить о большой древности Ошорского и Кодианского хребтов и о наличии в их современных микроформах черт, унаследованных от далекого прошлого. Указанные периодические поднятия хребтов, очевидно, сопровождались фазами усиленной их денудации.

В интенсивном росте хребтов большую роль сыграл широко ориентированный Блордзско-Кодианский взбросо-надвиг, хорошо выраженный в рельефе и проходящий по подошве крутого северного склона Ошорского хребта и северного окончания Кодианского хребта.

Обнаруженный нами на восточном склоне высоты «2669 м» Кодианского хребта, почти у ее вершины, небольшой и совершенно изолированный выход красноватой андезитовой лавы дабадзельского типа, в сопоставлении с такими же лавами севернее расположенного вулкана Цители Дабадзели и южнее расположенными лавовыми останцами, отмеченными Б. Ф. Меффертом в районе Ошорского перевала, говорит о молодых дизъюнктивных нарушениях меридионального направления, существующих в Ошора-Кодианском горном массиве.

Древние черты рельефа рассматриваемого горного массива усматриваются только в общей продолговато-куполовидной первоначальной его форме.

В настоящее время северные склоны Ошорского хребта и сочлененные с ними западные склоны Кодианского массива расчленены глубокими, скалистыми, труднодоступными ущельями, образованными потоками рек Гуджрисхеви и Храмисхеви, врезавшихся в осевую зону хребта. Весьма вероятно, что в образовании крутых скалистых склонов верхней части ущелий, принимали некоторое участие четвертичные ледники.

Общий облик другого высокогорного хребта, расположенного восточнее Ошорского и увенчанного вершинами Санисло (2750 м) и Каракая





(2853 м) и отделенного от него высоким Ошорским перевалом, имеет с ним значительное морфологическое и генетическое сходство. Это тоже высокий хребет, сложенный плотными вулканогенами среднего эоцена, отличающийся также сравнительно слабо расчлененным гребнем, который увенчан пазванными вершинами, имеющими пирамидальную форму. На север от гребня хребта круто спускается несколько глубоких горных долин, образованных реками Черули-хеви, Санисло, Абанос-геле, входящих в бассейн р. Боржомула. Долины разделены отрогами с довольно острыми и круто снижающимися гребнями. Возможно, что и здесь, аналогично долинам Ошорского хребта, четвертичные ледники приняли некоторое участие в углублении самих верховий долин.

Ошорский перевал, расположенный на стыке описанных хребтов и связывающий курорт Бакуриани с с. Аспиндза, представляет широкую горную седловину, сложенную верхнеэоценовыми глинистыми песчаниками.

Наибольшей деструкции подвергся тот отрезок хребта, гребень которого в настоящее время сложен плотными долеритовыми лавами миоценового возраста и, начинаясь несколько восточнее г. Каракая, заканчивается восточнее г. Саквелос-мта.

Если рассматривать северные склоны этого хребта, то обращает на себя внимание следующее интересное обстоятельство, указывающее на грандиозную денудацию, пережитую этим хребтом.

Как известно, значительная нижняя часть склона этого хребта сложена типичными вулканогенами среднего эоцена, прекрасно обнаженными, например, почти на всем пути вдоль шоссе Бакуриани — перевал Цхрацкаро. На эти породы с резким угловым несогласием налегает толща долеритовых лав средне- и верхнемиоценового возраста. Этими лавами сложены перевал Цхрацкаро (2464 м), вершины — Цхрацкаро (около 2700 м) и Саквелос-мта — (2808 м). Лавами же образован очень крутой северный склон, обращенный в сторону Арджевано-Ацкурской долины, достигающий между вершинами Цхрацкаро и Саквелос-мта амплитуды в 300 м. Иными словами, верхняя поверхность миоценовых лав превышает здесь поверхность перекрытых ими вулканогенов среднего эоцена на 300 м.

Совершенно очевидно, что во время своего излияния жидкие базальты хребта Цхрацкаро—Саквелос-мта не могли образовать такой крутой стены высотой в 300 м. К тому же, во время их излияния уже существовала молодая Арджевано-Ацкурская долина, сформировавшаяся на месте Бакурианского пролива олигоценового времени. Так как эта долина расположена гипсометрически значительно ниже подошвы базальтовых лав, то казалось бы лавы, достигнув южной окраины бассейна реки Арджевано-Ацкурской долины, должны были бы спуститься в ее сторону. Однако этого не произошло, и по нашему мнению потому, что в миоцене, во время излияния базальтов Цхрацкаро—Саквелос-мта к северу от них существовал высокий хребет, сложенный вулканогенным эоценом и сдержавший распространение лавы в сторону Арджевано-Ацкурской долины. Этот хребет соединял воедино ныне разобщенную лавами Цхрацкаро—Саквелос-мта часть Триалетского хребта, расположенную между горами Каракая и Кенчикаро.

Разрушение и полное исчезновение указанного хребта было связано с процессами денудации и, особенно, — с оползневыми процессами, имеющими и в настоящее время развитие в высокогорной зоне северного склона Триалетского хребта.

Некоторую, хотя, по видимому, и незначительную роль в деструкции

хребта могло сыграть четвертичное оледенение, усилившее разрушение его северных склонов.

В итоге можно сказать, что реликтовые черты рельефа северного склона Триалетского хребта на участке миоценовых лав Цхрацкаро—Саквелос-мта выражены слабо; господствуют эрозионные формы молодого возраста.

Более четкие формы древнего рельефа имеются в сравнительно слабо расчлененной высокогорной части Триалетского хребта, сложенной вулканогенами эоцена и расположенной на юг от вершины Кенчикаро — 2303 м, Сабаткне — 2280 м и Кваджвара до долины р. Кци. На этом участке сглаженные старческие формы гор сохранились более в его южной части, тяготеющей к высокому частному базису эрозии — к долине Кци. Наоборот, северная часть этих гор, особенно же склоны Кенчикаро и Сабаткне, питающие водами правые истоки р. Митарбис-цхали, сильно преобразованы развитыми здесь грандиозными оползнями.

Восточнее горы Кваджвара, вплоть до Кусреби-Тедзамского перевала, сильно суженный здесь бассейн Арджевано-Ацкурской долины с обеих сторон ограничен скалистыми луговыми кряжами из вулканогенных пород среднего эоцена, разрезанными на короткие отрезки реками, вторгнувшимися в пределы Арджевано-Ацкурской долины извне и осуществивших древние перехваты.

Не остается сомнений в том, что когда то эти кряжи были сплошными. Испытывая постепенную денудацию, они в общем мало изменили свою общую форму за время, прошедшее после упразднения третичной долины. Произошла только значительная деформация восточной части южного хребта в связи с движением его по надвигу на север, в сторону северо-восточной части долины.

К тому же типу относятся древние кряжи, ограничивающие Арджевано-Ацкурскую долину по средней части ее правобережья, а именно Либанский и Бакурианский кряжи и еще один, восточнее расположенный кряж, отделенный долиной р. Митарбис-цхали от Бакурианского кряжа.

Названные кряжи не достигают такой высоты, как более восточные, не превышая 2000 м. Западнее Либанского кряжа по правобережью Арджевано-Ацкурской долины, ввиду близости глубоко врезанной Куры, вызвавшей усиленную эрозию, ограничивающего долину возвышения почти незаметно.

Все описанные горные хребты и кряжи, ограничивающие Арджевано-Ацкурскую долину и ее бассейн, по возрасту своему должны быть древнее самой долины.

#### в) Хребты остальной части исследованного района

К рельефу древнего происхождения относятся также верхние части хребтов, ограничивающих Боржомский район на севере — Гвиргвинского отрога и Лихского (Сурамского) хребта.

Характерной особенностью северо-западной (Гвиргвинской) ветви Триалетского хребта является проявившаяся на всех его главных вершинах инверсия рельефа.

Главные вершины — Муркневи (2342 м), Берзонд-дзуар (Абухало, 2249 м), Большая Карта — (2315 м), Гвиргвина — (2251 м) и некоторые другие сложены плотными грубослоистыми вулканогенами среднего эоцена (туфобрекчии, туфопесчаники, лавовые покровы) и реже вулканогенным флишем того же возраста, дислоцированными в пологие синклинальные складки. Благодаря преобладанию крепких пород, трудно поддающихся выветриванию и денудации, названные вершины скалисты и труд-



недоступны. На подступах к вершинам развиты крутые, местами отвесные склоны, а вершины Большая Карта и Муркневи (Тароиани) увенчаны скалистыми останцами.

В гребневой зоне хребта значительно более низкое гипсометрическое положение занимают седловины, образованные сводовой частью антиклиналей и приуроченные к отрезкам хребта, располагающимся между синклинальными вершинами. В отличие от вершин, эти седловины образованы дислоцированным флишем палеоцена и нижнего эоцена, подвергающимися быстрому выветриванию и денудации.

В результате такого чередования крупных скалистых синклинальных вершин с низкими сглаженными антиклинальными седловинами, гребень этой части Триалетского хребта имеет неровный профиль.

Лихский хребет в основном образован палеогеновым флишем и поэтому отличается более сглаженными очертаниями гребня. Преобладают покатые и крутые, слабо скалистые склоны.

Горы рассматриваемого района бедны горизонтальными поверхностями: рельеф сильно расчленен. Небольшие ступенчатые поверхности обнаружены нами на восточных склонах г. Ломис-мта (2198 м) близ ее вершины.

Посещение нами многих вершин Боржомского района (г.г. Ломис-мта, Гвиргвина, Торгица и др.) позволило установить, что вместо горизонтальных поверхностей здесь довольно часто встречаются горизонтально ориентированные гребни крупных горных отрогов, расположенные на высоте от 1600 до 1800 м.

Так, например, с горы Ломис-мта видно, что на боковом водораздельном хребте речных долин Зуарети и Квабис-хеви развит гребень длиной в 2—3 км на высоте около 1650 м.

Квабисхевский склон этого хребта в верхней своей части имеет излом, в виде плоских гребней отрогов, отходящих к реке. Плоский гребень имеет также отрог, разделяющий два главных истока р. Квабисхеви.

На левом водоразделе долины Квабисхеви уплощенных гребней не видно.

В бассейне р. Зуарети наблюдаются очень хорошо выраженные плоские гребни отрогов, отходящих к реке со стороны правого бокового водораздела долины. Длина плоской части гребней—0,5—0,8 км; подходя к реке, гребни снижаются к ней круто.

Верховье бассейна р. Ликани ограничено сильно волнистым, местами расширенным гребнем. В сильно облесенной и глубокой долине р. Банисхеви не удалось заметить каких-либо горизонтальных уступов.

Несомненно, что еще найдутся неотмеченные нами плоские формы рельефа, особенно в северо-восточной части Лихского или Сурамского хребта, которую нам не удалось посетить.

По северо-западной (Гвиргвинской) ветви Триалетского хребта и ее отрогам также были отмечены плоские гребни.

Так, например, острый и равновысотный гребень длиной около трех километров протягивается между горой Гвиргвина (западная) и высотой «1882»; высота гребня достигает здесь 1800 м. От высоты «1882» на северо-запад, в направлении с. Кортанети идет крупный облесенный отрог с плоским гребнем длиной в 3—3,5 км, находящимся на высоте 1720—1750 м.

С вершины «1882» видно, что на севере, в долине р. Недзвис-цкали ступенчатость в рельефе выражена слабо. Все же в глубине долины кое-где наблюдаются отроги с плоским гребнем.

В широко раскрытой и сильно эродированной долине р. Гуджаретис-

дхали в верхней части ее склонов наблюдались сохранившиеся местами остатки плоских поверхностей, слабо наклоненных в сторону реки. Они отмечены по правобережью долины на южных склонах горы Тортиза и высоты «1882», а также по левую сторону долины — против с.с. Гвердисубани и Одети.

К северу от с. Гвердисубани наблюдаются два террасовидных уровня на высоте около 1750—1800 м и 1900 м, выработанные в дислоцированном палеогеновом флише. Соответствующие выравненные участки хорошо намечены также на противоположной левой стороне Гуджаретской долины, например, на высоте в 1700 м, наличие этих плоскостей делает весьма правдоподобным предположение о существовании в прошлом двух, а быть может и трех крупных этапов жизни Гуджаретской долины, отмеченных развитием древних уровней денудации.

Очень характерный слабо волнистый гребень хребта протягивается от курорта Боржоми на юг к бывшему сел. Гомиа. Он расположен на высоте около 1600 м и превышает в длину один километр. Замечательно совпадение высоты этого гребня с высотой дна Арджевано-Ацкурской неогеновой долины в ее части, находящейся ниже курорта Бакуриани.

Возможно, что этот гребень представляет собой останец дна долины Палеогуджарети, одновозрастной с Арджевано-Ацкурской долиной и откывавшейся своими водами в сторону Ахалцихской котловины.

При общем взгляде с горы Ломис-мта на юг, в сторону Месхетии и далее к востоку через плато Дабадзвели и до долины р. Гуджаретских, включая и всю обозримую часть долины Куры, создается полное впечатление, что на всем этом обширном пространстве Аджаро-Триалетии, на уровне перечисленных выше гребней (т. е. на высоте в 1600—1800 м) существовала сеть широких, но значительно менее глубоких, чем теперь долин, над которыми возвышались и служили им водоразделами горные массивы с гребнями, по ориентировке примерно соответствующими гребням современных главных хребтов, особенно Лихского, Ошорского, Гвиргвинского хребтов с вершинами Санисло, Каракая и Саквелос-мта.

Приведенные факты о распространении в Боржомском районе уплощенных гребней и горизонтальных поверхностей высоких гор, свидетельствуют о том, что до образования современного глубоко расчлененного рельефа, в районе господствовали иные формы рельефа, а именно широкие речные долины, заложенные невысоко над уровнем моря и разделяющие их водоразделы в виде хребтов, не превышающих в 600—1200 м.

Кроме того, господство обращенного рельефа в высоких горах северо-западной ветви Триалетского хребта свидетельствует об отличиях истории рельефа этой местности от истории южной части Боржомского района, занятой древней синклинальной Арджевано-Ацкурской долиной.

Принимая во внимание, что устьевая часть дна широкой неогеновой Арджевано-Ацкурской долины расположена на высоте около 1600 м, и что основная часть сохранившихся горизонтальных элементов горного рельефа зарегистрирована на высотах от 1600 до 1800 м, можно прийти к заключению, что уровень в 1600—1800 м разделяет в Боржомском районе рельеф, сохранивший явные черты палеотипности и занимающий высокую часть гор, от рельефа кайнотипного, представленного глубоко врезынными современными речными долинами, во главе с долиной р. Куры, дно которой находится на высоте от 900 до 700 м над ур. моря.

### Вулканическое плато Дабадзвели

Одним из наиболее интересных геоморфологических объектов рассматриваемого района является вулканическое плато Дабадзвели.



Плато Дабадзвели расположено в основании круглого северного склона Кодианского хребта на высоте в среднем около 1900 м. Оно занимает господствующее гипсометрическое положение, возвышаясь на сотни метров над глубокой долиной р. Куры и Цихис-Джвари-Бакурианской котловиной. Мощная толща вулканических пород, слагающих плато, перекрыла Арджевано-Ацкурскую миоценовую долину на участке, расположенном невдалеке перед былым выходом ее к долине Палеоантикуры.

Границы плато во многих местах неясны, т. к. оно после своего образования подверглось усиленной деструкции и рыхлые продукты выветривания слагающих его пород как-бы расползлись по окружающим плато склонам гор, расположенным гипсометрически ниже.

На южной окраине плато, около самой подошвы Кодианского хребта, возвышается сохранившийся от окончательного разрушения останец вулкана в виде холма, носящего название Цители-Дабадзвели, образовавшего Дабадзвельское плато.

Этот останец, высотой около 75 м, явственно вырисовывается при взгляде на него с востока, имея вид куполообразного холма с широким основанием. Холм располагается на заметно наклонном пьедестале, образованном сниженным окончанием Кодианского хребта, сложенного здесь глинисто-песчанистыми сланцами олигоцена (южное крыло Торско-Тадзрисской синклинали). Он вытянут в меридиональном направлении, имеет острый каменистый гребень, ниже которого развиты обрывистые склоны, но на север, — к приподнятой южной окраине плато Дабадзвели гребень спускается некруто. Холм сложен красноцветной андезитовой лавой; можно предполагать, что он представляет собой восточную стенку вулкана, тогда как остальная его часть отсутствует, будучи разрушена в результате взрывной деятельности вулкана и при последующей денудации.

Невдалеке к северу от северного основания вулкана имеется весьма интересное, единственное в своем роде естественное обнажение (называемое местными жителями — Цители-плате)<sup>1</sup>, рисующее строение верхней части плато Дабадзвели. Оно является, повидимому, единственным и для всего плато, которое отличается отсутствием обрывов.

В этом обнажении, вышина которого достигает 15 м, можно видеть своеобразные вулканические продукты, оказавшиеся весьма характерными для Дабадзвели в целом и исключительно редко встречающимися в других частях Кавказа.

В обнажении ясно видно частое переслаивание тонких (0,8—2,0 м) андезитовых потоков с рыхлыми слоями лапилли примерно той же толщины.

Дабадзвельские лапилли представляют собой яркокрасные губчатопоздраватые плотные обломки неправильной формы, размером от 0,5 куб. см до 0,5 куб. дец., совершенно между собой не сцементированные.

На основании осмотра этого обнажения можно сделать следующие выводы:

1. Вулкан Цители-Дабадзвели, образовавший плато Дабадзвели, является типичным стратовулканом, у которого излияния тонких потоков лав чередовались с эксплозионными выбросами лапилли.

2. Излияния тонких лавовых потоков и выбросы лапилли, чередуясь, следовали друг за другом быстро, т. к. слои на своем контакте не включают горизонтов литомарге, аллювия или погребенных почв.

<sup>1</sup> В переводе с грузинского «Красный обрыв».

В настоящее время для плато Дабадзвели характерны следующие основные элементарные формы рельефа:

а) плоские горизонтальные или пологие лесо-луговые участки, каждый площадью не более нескольких га;

б) холмы высотой до нескольких десятков метров, усыпанные обломками лавы и заросшие еловым лесом;

в) гряды той же высоты, представляющие собой несколько холмов, слившихся своими основаниями и покрытые хвойным лесом;

г) округлые и овальные котловины, площадью дна от 0,2 до 0,6 кв. км и глубиной в 2—3 десятка метров, занятые озерами — Кахисис-тба, Церос-тба, Гомнис-тба, Дабадзвели, или послеозерными болотами — Датуас-тба, Миминошвили и др.

д) удлиненные пологие ложбины лоткообразной формы длиной в несколько сот метров и меньше, частично заболоченные и занятые влажными лугами.

Названные частные формы рельефа Дабадзвельского плато разнообразно сочетаются между собою и придают ему в общем вид холмисто-котловинной, сильно расчлененной местности.

По вопросу о происхождении холмисто-котловинного рельефа Дабадзвельского плато впервые высказал свое мнение Б. Ф. Мефферт. Он отметил, что плато образовано «значительным лавовым покровом», а также «отличается весьма холмистой поверхностью своего рельефа и рядом первичных (подчеркнуто нами, Б. К.) неровностей лавовой поверхности, среди которой в небольших замкнутых котловинах имеются три озера...». Таким образом, среди геологов, изучавших Дабадзвельское плато существует взгляд на первичное происхождение его неровностей, образовавшихся в результате излияния лавового андезитового покрова.

Происхождение холмисто-котловинного рельефа Дабадзвельского плато нам представляется в совершенно ином свете.

Ряд прямых и косвенных свидетельств подсказывает нам, что первоначальный рельеф плато был более сглаженный, что современная холмисто-котловинная его поверхность имеет вторичное происхождение и образовалась при длительной экзогенной эволюции плато.

По нашим представлениям, плато Дабадзвели сложено не андезитовым покровом, как это считают Б. Ф. Мефферт и другие, а мощной своеобразной вулканогенной толщей, по своему строению тождественной продуктам, описанным выше для обнажения Цители-плате. В этом нас убеждают следующие факты:

а) По пути от озера Дабадзвели к озеру Кахисис-тба в еловом лесу наблюдаются выходы красноцветного хрящеватого грунта, представляющего собой продукты выветривания выбросов липилли из вулкана Цители-Дабадзвели. Это доказывает, что липилли выбрасывались не только вблизи вулкана, но достигали по крайней мере центральной части плато, в которой находится оз. Кахисис-тба.

б) Несмотря на довольно значительную расчлененность плато, на нем полностью отсутствуют крупные естественные обнажения лавового покрова, более того — на нем нет выходов коренных пород. Все это не говорит в пользу того, что плато Дабадзвели построено «значительным лавовым покровом» (Б. Ф. Мефферт).

в) На крутых склонах холмов и на более пологих элементах рельефа плато наблюдаются только отдельные глыбы лав, объемом не более нескольких кубометров, тогда как здесь же разбросаны мелкие обломки лав. Изредка последние собраны в «каменные потоки», спускающиеся



с плато вниз по его краевым ложбинам. Всюду видно в торичное легание обломков лавы, в результате их небольшого сползания вниз по склону. Все это доказывает очень малую толщину отдельных лавовых потоков, слагающих, в чередовании с горизонтами лапилли, плато Дабадзвели.

г) В доказательство тонкослоистого лаво-лапиллевого сложения Дабадзвельского плато можно привести еще тот факт, что грандиозный четвертичный обвало-оползень, происшедший около с. Чобисхеви и разившийся со стороны Дабадзвельского плато к Куре, весь состоит из землисто-мелкокаменистых продуктов выветривания дабадзвельских лав и лапилли. Общая мощность оползневых масс достигает здесь нескольких десятков метров.

Такое большое количество землистых продуктов выветривания не могло бы накопиться, если бы плато было сложено прочным лавовым покровом, без большого участия горизонтов легко выветривающихся горизонтов лапилли.

д) Наконец, следует отметить исключительное обилие родников, которые выбивают широким фронтом сейчас же за северной окраиной плато, особенно около бывш. с.с. Гомна и Лареби. Родники, образующие множество крупных ручьев, сосредоточены на абсолютной высоте в 1500—1600 м, немного уступающей основанию дабадзвельской вулканогенной толщ, которым здесь несомненно является дно Арджевано-Ацкурской долины.

Приведенные факты позволяют нам отказаться от существующего мнения о первичности форм рельефа плато, якобы образовавшихся при застывании излившейся лавы и наметить иной путь развития его рельефа.

Тонкослоистая толща дабадзвельских вулканогенов должна иметь большую мощность, достигающую, по нашим подсчетам, около 300 м. Это доказывается тем что она перекрыла Арджевано-Ацкурскую неогеновую долину, дно которой в месте перекрытия находится в настоящее время на высоте около 1600 м. Принимая во внимание, что современная поверхность плато расположена на высоте около 1900 м, мощность дабадзвельской толщ определится по разности между высотой плато и дном погребенной долины, что составит 300 м.

Таким образом, перед нами налицо мощная вулканогенная толща с тонкослоистым сложением, состоящая из многократно чередующихся лавовых потоков и горизонтов лапилли и образующая нагорное плато, окруженное почти со всех сторон глубокими долинами, начинающимися от его окраин и спускающимися в низкие горизонты гор.

По нашему мнению, рыхло насыпанные лапилли, образующие горизонты между тонкими лавовыми потоками, с давних пор подвергались слеживанию и механическому уплотнению. Это явление происходило под сильным давлением вышележащих отложений, в результате чего переслаивающие горизонты лапилли тонкие лавовые покровы могли, под влиянием собственной тяжести, легко раскисляться на части. В результате описанного процесса, на поверхности плато могли появиться неровности и просадочные котловины.

Одновременно с этим, горизонты лапилли должны были подвергаться интенсивному физико-химическому выветриванию, происходившему под действием обильных и легко циркулирующих подземных вод атмосферного происхождения, раздробляться в песок и глин, и значительно усилить процесс просадки в вулканогенной толще.

Просадочный процесс должен был проявиться на плато очень ин-

тенсивно, т. к. происходил в масштабе длительного геологического времени и под влиянием обильного увлажнения атмосферными водами.

Достаточно отметить, что в настоящее время в Бакуриани выпадает в год 740—790 мм осадков; при этом мощность снегового покрова здесь достигает 0,5 м. На плато же, находящемся на 300 м выше Бакуриани, общая сумма атмосферных осадков и мощность снегового покрова должны заметно превышать величину их для Бакуриани.

Благодаря воздействию описанных процессов, произошла значительная деформация первоначально более ровной поверхности плато, которая выразилась в образовании вышеперечисленных основных элементарных форм сильно расчлененного платообразного рельефа, в том числе и наиболее интересных среди них — крупных озерных и болотных котловин и окружающих их холмов.

Сложно обстоит дело с вопросом о времени эффузивной деятельности образовавшего Дабадзвельское плато вулкана Цители-Дабадзвели.

Несомненно, что деятельность вулкана была длительной, т. к. он отложил большое количество тонких лавовых потоков и чередующихся с ними многочисленных горизонтов лапилли. Общая максимальная мощность вулканогенной толщи Дабадзвели составляет около 300 м.

Б. Ф. Мефферт считал, что Дабадзвельское плато образовалось в четвертичное время. П. Д. Гамкрелидзе, считая дабадзвельский эффузив за лавовый покров, отнес время его образования к верхнему плиоцену на основании того, что покров этот по своим петрографическим признакам и геоморфологическим данным является аналогом верхнеплиоценовых лав адезито-дацитов типа Персати».

Наши данные о геологическом строении и рельефе плато Дабадзвели, а также и о ранее изученном нами плато Персати противоречат выводам П. Д. Гамкрелидзе: тонкослоистая лаво-лапилловая вулканогенная толща Дабадзвели резко отличается от лавовой толщи Персати; сугубо различен и их рельеф. Следовательно эти признаки в таком сопоставлении не могут быть положены для определения возраста эффузивов, слагающих плато Дабадзвели.

Мы должны прийти к заключению, что пока у нас нет достаточных критериев для определения точного возраста дабадзвельских эффузивов. Поскольку они залегают в Арджевано-Ацкурской долине, существовавшей в миоцене, возможно допустить, что они были отложены уже в конце миоцена или в плиоцене.

Большая древность Дабадзвельского плато хорошо согласуется с его сильно расчлененным рельефом просядочного типа, требовавшим большого времени для своего образования.

Дабадзвельские эффузии не могут быть четвертичными еще потому, что тогда бы они заполнили разработанные уже к тому времени, благодаря интенсивным молодым поднятиям, но находящиеся гипсометрически ниже, крупные отрицательные формы рельефа, чего на самом деле не наблюдается<sup>1</sup>.

На основании всего вышеизложенного мы приходим к выводу, что Дабадзвельское плато, сейчас же по окончании деятельности породившего его вулкана Цители-Дабадзвели, имело по сравнению с современным рельефом, значительно более сглаженные формы. Современный резко расчлененный холмисто-котловинный рельеф плато имеет вторичное происхождение и образовался в результате развития крупных просядков,

<sup>1</sup> Высокое расположение лавового плато Дабадзвели, первоначально несомненно залегавшего на дне отрицательной формы рельефа, свидетельствует о далеко зашедшей инверсии рельефа в послевулканическое время, говоря тем самым в пользу древности этих лав. Ред.





формировавшихся под влиянием длительного воздействия экзогенных факторов на вулканогенную толщу.

В рельефе Дабадзвельского плато мы имеем интересный и редко встречающийся в природе случай образования крупных просадок в вулканогенных отложениях.

В связи с большими поднятиями, происшедшими в четвертичное время и вознесшими Дабадзвельское плато на большую высоту относительно долины Куры и ее притоков, оно стало по своим краям усиленно разрушаться. К настоящему времени деструкция плато продвинулась очень далеко; края плато дают в этом отношении интересные примеры (Чобисхевский обвало-оползень, Дабадзвельский оползень, глыбы дабадзвельских лав на гребнях отрогов, сложенных палеогеном, грандиозное накопление обломков тех же лав кольцом вокруг плато наподобие руин и др.), разобранные в последующем изложении.

В заключении о плато Дабадзвели следует сказать, что, по нашему мнению, основной причиной, вызвавшей образование дабадзвельского вулканического очага в северной подошве хребта Кодияни, является сильная раздробленность Ошорского хребта (включая и Кодиянский отрог) серией дизъюнктивных трещин. Серия дизъюнктивных трещин послужила путями не только для выходов дабадзвельских лав и лапилли, но и для лав аналогичного андезитового состава, образующих отдельные выходы и в других местах этого хребта.

#### Речные долины и разделяющие их хребты четвертичного возраста

Образование значительной части долин ныне имеющих рек Боржомского района и разделяющих их хребтов произошло, повидимому, в четвертичное время. К четвертичному возрасту мы условно относим ту часть эрозионно-тектонического горно-долинного рельефа, которая расположена гипсометрически ниже дна неогеновой Арджевано-Ацкурской долины, т. е. ниже 1600—1800 м абсолютной высоты в среднем.

Четвертичный возраст значительной части этого рельефа, вертикальная амплитуда которого достигает 700 м, доказывается тем, что формирование его не могло начаться раньше окончания вулканической деятельности Дабадзвельского очага, что повидимому произошло в плиоцене. Действительно, в это время еще не могли, например, существовать возвышающиеся прямо на юг от Боржоми и весьма типичные для рассматриваемого рельефа глубокие эрозионные долины и разделяющие их острогорбные хребты. В противном случае лавы Дабадзвели спустились бы в сторону Куры по этим долинам, чего в действительности не наблюдается. Дабадзвельские рыхлые вулканогенно-обломочные материалы, нагроможденные по склонам гор, прилегающим к Дабадзвельскому плато и в особенном изобилии накопившиеся к северо-западу от плато в сторону с. Лареби и ниже, по прилегающему к селу склону, имеют явно вторичное происхождение, образовавшись при деструкции плато и переотложении его материала силой тяжести и проточными водами.

К четвертичному возрасту мы причисляем значительную часть речных долин Боржомского района. По левобережью Куры это будут долины следующих рек: Зуарети, Квабисхеви, Читахеви, Ликани, Банисхеви, Рвели, Саванелихеви, а по правобережью—Двири, Базатхеви, Чобисхеви, Лареби, Хемочварис-цкали, Боржомула, Черная речка, Квибиссцкали, Кортанетисхеви, Недзвис-цкали, Сарманишвилисхеви и долины всех их притоков. Этот же возраст имеет значительная часть долины р. Гуджаретис-цхали с долинами ее притоков.

Наконец четвертичной является сама долина Куры в той части ее бортов, которая находится на высоте не более 1600 м.

Все названные долины, за исключением, повидимому, долины р. Гуджаретис-цхали, представляют собой острые врезы, глубиной до нескольких сот метров. Склоны долин крутые (20—40°) и длинные, а разделяющие их гребни острые. Следует подчеркнуть, что глубина речных долин, открывающихся к Куре, крутизна их склонов и наклон гребней отрогов хребтов, разделяющих долины, увеличивается в общем по мере приближения к Куре.

Эти общие особенности строения долин убедительно говорят в пользу их молодого возраста. Не надо однако забывать, что основное направление главных речных долин унаследовано ими по крайней мере с миоценового времени.

Рассматриваемые долины Боржомского района по характеру строения можно подразделить на четыре следующие группы:

а) Долина р. Куры, отличающаяся наиболее сложным строением в связи с ее местонахождением между с.с. Ацкури и Ликани в синклинали, а далее вниз, до выхода из гор на Карталинскую равнину — пересечения ею вкрест простирания нескольких основных складок Аджаро-Триалетии.

б) Долина р. Гуджаретис-цхали (с разнообразно устроенными долинами ее притоков), широтно ориентированная (согласно с орографической осью Аджаро-Триалетского хребта), но пересекающая геологические структуры наискось и осложненная Гвиргвинским взбросом крупного размаха.

в) Долины рек Квабисхеви, Зуарети и отчасти Читахеви и Двири, разработанные вкрест простирания плотных вулканогенных эоценовых свит, наложивших своеобразный отпечаток на морфологию этих долин.

г) Долины Банисхеви, Ликани, Сарманишвилис-хеви, Квибисис-цкали, отчасти Недзвис-цкали и ряд других более мелких, разработанные в значительной степени во флишевых породах палеогена и пересекающие геологические структуры в различных направлениях.

В дальнейшем коротко коснемся основных морфологических особенностей долин, по выделенным выше четырем группам.

а) Долина р. Куры. Унаследовавши с мио-плиоценового времени свое общее северо-восточное направление, долина р. Куры, продолжая развиваться, успела углубиться за четвертичное время на несколько сот метров. Выше отмечалось, что, например, около с. Мокцеви, врезание Куры относительно дна Арджевано-Ацкурской долины достигло до 700 м.

Такое сильное углубление долины Куры за сравнительно короткое (четвертичное) время придало ей черты глубокого горного ущелья, чему способствовало также в одних случаях — большая прочность размываемых пород (выше с. Ликани), а в других — пересечение рекой хотя и более мягких других свит, но зато вкрест их простирания (ниже с. Ликани).

Значительное влияние на оформление долины Куры оказали также впадающие в нее притоки. Наконец, известное воздействие проявилось со стороны вулканических форм, образовавшихся в плиоценово-четвертичное время на месте бывшей Арджевано-Ацкурской долины.

В двух километрах ниже с. Ацкури долина Куры принимает вид глубокого ущелья, которое почти до с. Ликани выработано в крупной синклинали, образованной стойкими породами среднего эоцена, представленными грубослоистыми и массивными порфиристыми покровами.

Крутые крылья синклинали принимают вертикальное положение уже в пределах верхней и средней частей склонов долины. Особенно нагляд-



но это видно в окрестностях с. Квабисхеви. Здесь долина Куры имеет весьма живописный вид, высокие склоны ее скалисты, местами обрывисты, увенчаны крупными шатрообразными вершинами, сложенными среднеэоценовыми порфиритами, отпрепарированными из вмещающих их туфобрекчий.

По левобережным склонам долины Куры много оголенных от растительности крупных обнажений массивных и грубослоистых туфобрекчий и туфопесчаников, местами близко подступающих к руслу реки.

Несмотря на общую скалистость и суженность долины Куры на участке выше с. Ликани, в ней местами остаются расширения, в которых размещаются группы низких террас; присутствуют также очень небольшие остатки более высоких террас.

В отношении террас наиболее типична часть долины, расположенная между с.с. Мокцеви и Чобисхеви. Левобережная сторона долины террасирована в общем больше, чем правобережная. Наблюдается целая серия речных террас, из них низкие сложены галечниками, а верхние имеют под тонким покровом галечников коренной цоколь.

Террасы Куры сливаются с террасами боковых долин, а поверхность их обычно прикрыта делювием, снесенным с прилегающего склона долины и наклонена к Куре под углом от  $3^\circ$  до  $10-12^\circ$ .

Подсчет числа террас, особенно высоких, затруднен их прерывистым распространением.

Против с. Двири по левобережью Куры наблюдаются ее четыре террасы на следующих высотах над Курой.

1-я терраса галечная	—	на высоте	2—3 м.
2-я	»	»	» 5—8 м.
3-я	»	»	» 20—25 м.
4-я	»	эрозионная	» 40—50 м.

Первая терраса не прикрыта делювием; вторая и третья — прикрыты мощным слоем делювия; с четвертой террасы галечный покров видимо был смыт и после этого она также покрылась делювием.

Против этих террас, на правой стороне долины Куры, развита обширная наклонная терраса, на которой расположено с. Двири. Это, по видимому третья терраса Куры, совмещенная с соответствующей древней террасой р. Двири и прикрытая делювиальным плащом. Нижний (северный) край ее возвышается над Курой на 33 м; по западному краю террасы обнажены валунно-галечные древне-аллювиальные наносы Куры.

Прикрытые делювием, останцы второй и третьей террас Куры сопровождают шоссе по левобережью реки, между с.с. Двири и Чобисхеви и в других местах.

Фрагменты четвертой террасы наблюдаются около нижнего конца боковых отрогов, ограничивающих долину р. Квабисхеви, при выходе ее к Куре. Около водонапорной башни, на уплощенном окончании левобережного отрога, наблюдаются галечники Куры, залегающие над ней на высоте около 46 м. Терраса этой же высоты имеется также на окончании противоположного правобережного отрога.

Прекрасная древнетеррасовая площадка грушевидного очертания возвышается над домами с. Зуарети; она образована галечниками Куры, лежащими на массивных туфобрекчиях. Высота ее над Курой около 90 м; площадка представляет собой несомненный террасовый останец Куры.

Встречались галечниковые отложения Куры и на промежуточных уровнях.

Наконец, обращает на себя внимание горизонтально ориентированный узкий гребень отрога, разделяющий низовье долины Зуарети и Квабисхеви. Он протягивается поперек долины Куры на расстоянии около 0,5 км, возвышается над Курой на 250—270 м и образован дислоцированными массивными туфобрекчиями среднего эоцена. Гребень лишен галечникового покрова, но, благодаря своей горизонтальности, может быть признан за одну из наиболее высоких эрозионных террас Куры.

Ниже с. Чобисхеви долина Куры на протяжении нескольких километров сужена в тесное ущелье, образованное подступившими слева к реке плотными туфобрекчиями и туфопесчанниками среднего эоцена; справа господствуют грандиозные накопления полусцементированного глинисто-обломочного материала яркочерного цвета, поступившего в долину Куры в процессе обвало-оползней западной окраины Дабадзельского плато, нависающего над правой стороной долины Куры.

Следует отметить, что здесь в верхнечетвертичное время произошел крупный обвало-оползень с западного края Дабадзельского плато — из урочища Чамдруа-цкаро, с движением глинисто-обломочных масс к Куре по долине р. Чобисхеви. Переместившийся материал перегородил русло Куры и вызвал выше запруды кратковременное существование в самой долине Куры проточного озерного водоема. Это подтверждается присутствием совершенно неотсортированных мелкоземнообломочных материалов обвало-оползня в обнажениях противоположного ему левого берега Куры, а также — наличием озерных песчано-пылеватых тонкослоистых осадков мощностью до 10 метров в обнажениях вдоль Куры вверх до с. Двири.

Между с.с. Ликани и Ташискарри р. Кура протекает в палеогеновой флишевой толще вкрест ее простирания. На этом участке долина имеет не вполне ясно выраженное четковидное строение, местами несколько суживаясь, местами расширяясь.

Флишевая толща (особенно палеогеновый «боржомский флиш») представлена тонкосланцеватыми глинисто-песчанистыми сланцами, интенсивно дислоцированными и разбитыми многочисленными микросбросами (20). Флиш быстро подвергается выветриванию, с образованием мелко щеленчато-глинистой коры, накапливающейся на склонах гор в виде мощного делювиального плаща.

На рассматриваемом нижнем участке Аджаро-Триалетского пересечения, долина Куры за малыми исключениями лишена таких резких скалистых очертаний, какие она имеет местами на своем верхнем участке. Горные склоны, образующие долину, хотя и круты, но в общем более сглажены. Местами, на высоких склонах долины, получают развитие крупные оползни, как например над с. Бешети.

Здесь также наблюдаются участки расширений с террасами Куры, но большая часть последних прикрита делювием в еще большей степени, чем это наблюдалось выше по течению реки. Классический пример мощного делювиального заноса террас можно видеть в с. Папа (в 2 км юго-западнее Боржом); само село расположено на покатом делювиальном плаще, накрывающем вторую террасу Куры.

Три низких террасы встречаются часто на рассматриваемом отрезке долины Куры, на тех же отметках, на каких они были отмечены в долине Куры выше с. Ликани. Они хорошо представлены, например, в Ликанском парке около Боржом, имеются и в самом Боржоме. Вторая терраса занимает большую площадь по левобережью Куры ниже с. Ахалдаба.

Террасовые галечники обнаружены кое-где и выше на склонах долины р. Куры. Так, например, галечники Куры залегают на отложениях флиша в



пределах старого русского кладбища в Боржоме на высоте 48 м над Курой. В сел. Квибиси около Куры имеется крупный холм, сложенный песчаниками палеогена, возвышающийся над рекой на 105 м. Холм полуизолирован низкой перемычкой от прилегающего коренного склона долины и несомненно представляет собой несколько денудированный террасовый останец с галечниками, смытыми с вершины холма на его склоны. Необходимо отметить также галечники и пески, найденные С. В. Обручевым в Боржоме на так называемой Торской площадке на высоте в 100—115 м над Курой [15].

Наконец, нами обнаружены галечники на высоте 190 м над Курой, лежащие на небольшой ступени, образовавшейся на гребне высокого отрога, отделяющего с. Квибиси от с. Верхн. Бешети.

Всех имеющихся материалов об уровнях высоких террас Куры однако еще недостаточно, чтобы определить их точное число и высоту.

Притоки р. Куры, благодаря периодическим ливневым подтоплениям, выносят в нее из своих ущелий, сложенных легко выветривающимся флишем, большое количество мелкообломочного материала. Классическим примером таких выносов является территория Башенной балки, устье которой расположено по левобережью Куры в северной части Боржоме.

Для предотвращения заноса шоссе продуктами выноса, в устье балки построен специальный ливнеспуск.

Между ж. д. станциями Боржом-парк и Боржоме строение правого склона долины Куры осложнено лавовым потоком, спустившимся в нее по древней долине с Бакурианского плато. Благодаря этому, правый склон долины Куры протяжением вдоль реки в 2—2,5 км, имеет между названными пунктами вид почти отвесной стены, высотой около 100 м. В основании и в нижней части этой стены залегает дислоцированный боржомский флиш, а остальная большая часть ее сложена темносерой андезитовой лавой, растрескавшейся на отдельные разной величины. Долина Куры в месте выхода в нее лавового потока заметно сужена. По вопросу о влиянии лавового потока на долину Куры—на образование им подпруды и озерного водоема выше Боржоме, в литературе высказывались различные мнения.

По нашим наблюдениям, лавовый поток, дойдя до Куры, не подпрудил ее долины полностью и река обошла поток слева. В противном случае, если бы Кура была подпружена, выше подпруды должны были бы в большом количестве накопиться озерные осадки, и часть их должна была бы несомненно сохраниться до нашего времени, чего не наблюдается.

#### б) Долины р. Гуджаретис-цхали и ее притоков

В геоморфологическом отношении Гуджаретская долина представляет большой интерес и заслуживает специального исследования. В настоящем очерке имеется возможность только кратко осветить главные геоморфологические черты долины.

Гуджаретская долина—одна из крупных речных долин Боржомского района и, как было отмечено выше, имеет весьма древний возраст, восходящий к миоцену. Последнее доказывается присутствием на ее высоких склонах плоских гребней и фрагментов поверхностей, даже превышающих южнее расположенное дно Арджевано-Ацкурской долины.

Гуджаретская долина начинается на северо-западной окраине Арджевано-Муркневского поперечного поднятия, ориентирована в широтном направлении на запад и в настоящее время заканчивается около с. Цавери.

Положение долины по отношению к геологической структуре отличается сложностью. В значительной средней своей части долина наискось

пересекает две крупные антиклинали Аджаро-Триалетии, а именно Либа-но-Ацкурскую и Мцхета-Сабадурскую.

Широтная ориентировка Гуджаретской долины (как и параллельной с ней миоценовой Арджевано-Ацкурской долины) обусловлена общими причинами, заключающимися в тектонических процессах конца палеогена. Она обязана поднятию Арджевано-Муркневского горного узла, происшедшему уже в раннем неогене и создавшему общий слабый продольный наклон местности на запад, в сторону уже существовавшего тогда относительного понижения в области миоценового Ахалцихского бассейна.

Необходимо учитывать при этом, что образовавшаяся таким образом река Палеогуджарети выносила свои воды в Ахалцихский озерно-морской бассейн.

В общей ориентировке западной половины долины большое значение принадлежало также крупному Гвиргвинскому взбросу, который на этом участке проходит севернее долины и примерно параллельно к ней.

В своей западной половине Гуджаретская долина оказалась защищена Гвиргвинским взбросом от перехватов ее истоками р. Недзвискали, расположенными севернее.

Среди остальных горных долин Боржомского района Гуджаретская долина имеет вид долины, наиболее раскрытой.

Строение ее правого склона существенно отличается от левого. В строении правого склона значительное участие принимают мягкие породы в виде палеогенового литокластического флиша, в то время как на левом склоне преобладают вулканогенный флиш и туфобрекчиевая свита среднего эоцена. Благодаря этому, на правом склоне лучше сохранилась крупная террасовидная ступенчатость, хотя и она сильно замаскирована последующей денудацией. Здесь же получили развитие оползневые явления значительного масштаба.

Левобережный склон долины, сложенный вулканогенным палеогеном, представлен крутыми, но не скалистыми склонами, переходящими в дно долины без ясно заметных древних террасовых уровней.

Дно Гуджаретской долины занято четвертичным андезитовым потоком, излившимся из вулканического центра, расположенного около с. Б. Тонети. Река Гуджаретис-цхали успела врезаться в лавовый поток и создать в нем каньонообразное ущелье, местами с отвесными стенами высотой до 50 м.

Поверхность потока разобрана притоками р. Гуджарети на отдельные платообразные части, служащие местоположением для крупных сел — Зетамзе, Гвердисубани и др.

Аккумулятивные террасы в долине Гуджаретис-цхали выражены слабо. Выше того места, где лавовый поток выходит из Тонетской долины в Гуджаретскую, в последней получила развитие широкая, местами заблоченная пойменная терраса; имеются следы низких террас на высоте в 3 и 10 метров.

Правобережные долины Гуджаретского бассейна построены в общем разнообразнее левобережных.

Долина Цинубнис-цхали имеет широкое дно и довольно крутые борта, разработана в крупной антиклинали палеогенового литокластического флиша. Соседняя к западу долина Абанос-теле разработана в значительной степени в зоне Гвиргвинского взброса, приведшего в соприкосновение плотные вулканогены среднего эоцена со значительно более мягкими породами палеогенового флиша. Благодаря этому правый, поднятый взбросом склон долины, сложенный вулканогенами, отличается



большой скалистостью и крутизной, тогда как левый, флишевый скалист, более сглажен, хотя и остается значительно крутым.

Долины Тимотисубнис-цхали и Цагверис-цхали имеют вид типичных горных поперечных эрозионных ущелий.

Левобережные долины Гуджаретского бассейна — Большая и Малая Тонетская, Вардовнис-цхали и Митарбская, в сравнении с правобережными устроены значительно проще: все они являются долинами поперечными и разработанными в основном в туфобрекчиевой и туфопесчаниковой свитах среднего эоцена. Эти долины (кроме Вардовнис-цхали) объединяет одна существенная черта развития, а именно: каждая долина сильно увеличила свою длину благодаря тому, что она перехватила расположенный выше ее бывших истоков и находившийся южнее участок продольной Арджевано-Ацкурской долины.

До осуществления перехватов левобережные долины Гуджаретского бассейна были устроены очень просто: они были значительно короче, чем теперь и начинались на сравнительно невысокой гряде, отделявшей Гуджаретский бассейн от Арджевано-Ацкурского.

Участок, перехваченный каждой долиной, принадлежал в основном левой части Арджевано-Ацкурского бассейна. Он имеет вид довольно широкой горной долины со своей разветвленной сетью второстепенных долин, разработанных истоками рек северного склона главной ветви Триалетского хребта.

Поэтому в настоящее время левобережные долины Гуджаретского бассейна состоят как бы из двух разнородных частей. Верхняя, большая часть долины имеет вид крупного раскрытого амфитеатра, образованного северными склонами водораздельной части Триалетского хребта и его крупных поперечных отрогов. Стекающие отсюда речные воды собираются в довольно большой речной поток. Этот поток прорезает боковой водораздел, существовавший прежде между Арджевано-Ацкурской и Гуджаретской долинами и образует нижнюю меньшую часть долины, имеющую вид короткого, но глубокого и узкого ущелья.

В средней части Большой Тонетской долины рельеф в четвертичное время был осложнен образованием вулканического конуса Саргави и излившегося из него лавового потока. Вулканический очаг сыграл роль подпруды, благодаря чему в этом участке долины — около с. Б. Тонети — сформировалась небольшая плоскодонная котловина.

#### в) Долины рек Квабисхеви и Зуарети

Долина реки Квабисхеви, к которой можно присоединить отчасти долины рек Зуарети, Читахеви и Двири, представляют собой группу долин, в нижней части которых резко выражено четковидное строение с чередованием участков резко суженных и расширенных.

Южное направление долин Квабисхеви и Зуарети вполне согласуется с таким же направлением большинства западнее расположенных долин южного склона Аджаро-Имеретинского хребта, обращенного к Ахалцихской котловине. Оно связано с поперечным врезом рек в основные структурные формы поднимавшейся центральной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Четковидное строение наиболее типичной в этом отношении долины р. Квабисхеви, наблюдающееся на протяжении 3—4 км нижнего течения реки, обязано пересечению рекой вкрест простирания поставленной «на голову» средне-эоценовой вулканогенной толщи, состоящей из пород разной денудационной устойчивости.

Следуя от устья реки вверх по ее течению, можно наблюдать, на первых трех-четыре километрах пути, около восьми котлообразных расширений долины («Кваби»<sup>1</sup>), отделенных друг от друга короткими скалистыми сужениями-горловинами, напоминающие гигантские «каменные ворота».

«Ворота» образованы поставленными «на голову» стойкими против деструкции порфиристыми покровами мощностью от 10 до 70 м. Котлообразные расширения долины разработаны в денудационно менее стойких туфобрекчиях и туфопесчаниках, согласно пластующихся с покровами, образующими «ворота».

Порфиристые покровы стоят вертикально в виде гигантских гладких стен высотой от нескольких десятков до 100—150 м и совершенно недоступны. Они пересекают оба склона долины поперек, понижаясь до высоты в 10—30 м у самой реки и почти наглухо отраживают одно «кваби» от другого.

В зависимости от общей мощности песчаников и туфобрекчий, заключенных между двумя смежными порфиристыми покровами, «кваби» в плане принимают очертание котловин то округлых, то эллиптических или сильно удлиненных вдоль реки.

Отдельные «кваби» имеют в длину от 150 до 900 м, а разделяющие их «ворота», при длине пролета в 6—40 м, не превышают ширины 10—15 м.

Представляет интерес увеличение высоты стен, разделяющих «кваби», по мере передвижения вниз по реке от одних «кваби» к другим. Верхние «кваби» расположенные в 3—4 км выше устья реки, отгорожены порфиристыми покровами, поднимающимися отвесными стенами на высоту 30—50 м над прилегающими к ним крутыми склонами долины. В «Кваби», расположенных в средней части, стены достигают высоты около 100 м, а во втором «кваби» считая от устья реки, высота стен — около 120—160 м.

Это явление — увеличение высоты стен «кваби» к устью реки, может находиться в связи с очень молодым и интенсивным врезанием реки Квабисхеви на участке ее нижнего течения, врезания, за которым не поспевает процесс деструкции лавовых покровов, протекающий значительно медленнее, чем денудации пород, заключенных между ними.

По дну «кваби», прилегающему к руслу реки, развита наклонная терраса высотой в несколько метров, достигающая местами 300 м ширины. Она заметно наклонена к реке, сложена грубыми щебневато-каменистыми наносами, прикрытыми 0,5—1 м слоем почвы. Терраса в большей своей части обезлесена и используется под сельскохозяйственные культуры.

На поверхности террасы, в нижних «кваби», лежат крупные глыбы порфирита, каждая объемом в 12—15 м<sup>3</sup>, оторвавшиеся от «стен» и упавшие на дно долины.

Значительная верхняя часть долины Квабисхеви сложена палеогеновым флишем и характеризуется более мягкими эрозионными формами рельефа. Склоны долины здесь крутые и длинные, но прямые и почти не скалистые, более типичные для ниже рассматриваемой четвертой группы долин Боржомского района.

Долины Зуарети и Читахеви отличаются от Квабисхеви только менее четкой выраженностью и меньшим числом «кваби» и разделяющих их «стен».

<sup>1</sup> Квабисхеви с грузинского дословно означает — котлообразное ущелье.





### г) Долины рек Банисхеви, Надзвисцкали, Ликани и некоторые другие

Рассматриваемые горные долины объединяет образование всех их в основном в сильно дислоцированном палеогеновом, литокластическом и вулканогенном флише. Благодаря тонкослоистости флиша, способного к быстрому выветриванию, с накоплением обильного мелкоземно-щебнистого материала, склоны горных долин, образованные флишем, почти лишены скалистых форм. При значительной глубине долин, достигающей нескольких сот метров, склоны их имеют большое протяжение и круто (20—35°) наклонены в сторону русла реки. Подъем со дна таких долин на боковые склоны очень крутой и утомительно длинный.

По дну более крупных долин протягивается низкая аккумулятивная терраса, тогда как фрагменты более древних эрозийных террас едва прослеживаются только в низкой части некоторых долин.

Охарактеризованные долины и ряд других, аналогичного строения своим видом подтверждают молодость своего происхождения, обусловленную сильным врезанием рек в участок земной коры, интенсивно поднимавшийся в продолжение четвертичного времени.

### Четвертичные вулканы и их лавовые потоки

Особенностью Боржомского района является присутствие в его пределах молодого вулканогенного рельефа, представляющего собой как бы отрог тех мощных вулканических форм, которые получили широкое распространение в южнее находящейся Джавахетии.

Связь четвертичного вулканизма Боржомского района с вулканизмом Джавахетии несомненна.

Вулканические очаги образовались в южной, прилегающей к Джавахетии части района и представлены тремя вулканами: Саргави, Мухери и Андезит<sup>1</sup>, расположившимися в широтном направлении по прямой линии и в полосе сильно видоизмененной древней Арджевано-Ацкурской долины.

Вулкан Саргави находится около с. Большое Тонети, в долине левого притока р. Гуджарети, Мухери — в окрестностях курорта Бакуриани и Андезит — в 3—4 км севернее с. Цихис-Джвари, на восточном окончании хребта Схирмос-кеди.

Все вулканы и излившиеся из них потоки построены из лавы типа плотного андезита, распадающегося на столбчатые, глыбоватые и плитчатые отдельности. Рыхлых продуктов извержения почти не встречается, если не считать переотложенных водой пепловидных песчано-хрящеватых отложений окрестностей Бакуриани и почти белых пеплов, встречающихся по дороге между Цагвери и Цеми.

Боржомские вулканы возвышаются над своим основанием на высоту около 75—100 м и имеют довольно хорошо сохранившуюся конусовидную форму с ровнопокатыми склонами. Площадь основания вулкана не превышает одного квадратного километра.

Вулкан Мухери сохранил крупный кратер, открытый к северо-западу, откуда и вылились в том же направлении его лавы. В форме вулкана Саргави сохранились только слабые следы неглубокого кратера, юго-восточный край которого снижен и указывает на то, что лавы переливались через кратер в том же направлении. Вершина вулкана Андезит плоская и ясных следов кратера на ней незаметно.

<sup>1</sup> Название «Андезит», данное этому вулкану автором, представляется нам не совсем удачным. Ред.



Из вулканов излились лавовые потоки, заполнявшие дно речных долин, расположенных гипсометрически ниже.

Вулканом Саргави образован наиболее длинный лавовый поток, спустившийся от с. Б. Тонети на север через с. Гинтури в долину Гуджаретис-цхали. Повернув здесь под прямым углом на запад, Гуджаретский поток спустился по дну долины Гуджаретис-цхали до курорта Цагвери. Общая длина потока составляет около 20 км. Ширина потока колеблется от 0,2—0,3 км до 1 км, а мощность не превышает 59—60 м. Поток имеет ряд интересных морфологических особенностей, из которых мы отметим только главные.

В верхнюю часть лавового потока, на его отрезке в пределах Тонетской долины, врезана небольшая горная молодая долина—балка. Около с. Гинтури она достигает 25—30 м глубины и имеет крутопадающие склоны. При этом правая часть потока представлена узкой грядой меридионального направления с заостренным гребнем, покрытым крупными обломками красной брекчиевидной лавы. Левая часть потока более уплощена.

Гуджаретский поток от места вступления в Гуджаретскую долину до устья р. Кердзнис-цхали прорезывается р. Гуджаретис-цхали, которая образовала неглубокий каньон, достигающий около с. Гвердисубани глубины 30—35 м. До этого села лавовый поток узок и не превышает ширины 0,2—0,5 км; далее на запад он расширяется и в местах, где захватывает низовья боковых долин, достигает в ширину около одного километра.

Ниже устья р. Абанос-геле и почти до своего окончания у Цагвери, лавовый поток простирается только по левой стороне р. Гуджаретис-цхали. На этом участке потока река успела врезаться ниже его подошвы в подстилающие породы и в обнажениях видно, что он подстилается сильно дислоцированными осадками палеогена. Только в пределах курорта Цагвери река отрезает по правую сторону часть потока в виде останца, причем в этом месте русло реки еще не прорезало полностью всего потока.

Залегание Гуджаретского потока при втекании его в боковые долины хорошо видно в месте пересечения потока рекой Митарбис-цхали между с. М. Митарба и устьем реки. В узком каньоне р. Митарбис-цхали обнажена лавовая толща мощностью в 10 м, распавшаяся на крупные глыбы и погребаящая слабометаморфизованную темноокрашенную почву, в свою очередь залегающую на сильно скелетном и цементированном горном делювии, мощностью около восьми метров. В основании делювия залегают дислоцированные мергелистые сланцы палеогена.

Поверхность сохранившихся от деструкции отдельных частей потока имеет платообразный вид, с наклоном вниз по Гуджаретис-цхали и от гор к руслу реки. Намечаются четыре таких наиболее крупных столбчатых участка, названных нами по имени близлежащих сел — плато Гинтури, Гвердисубани, Митарби и Зетамзе.

Эти плато являются лучшими участками землепользования колхозов Гуджаретской долины, т. к. покрыты мощными черноземовидными глинистыми почвами.

Гуджаретский лавовый поток затормозил эрозийное развитие почти всех долин Гуджаретского бассейна. Это хорошо видно на флеше образования расширенных участков этих долин при подходе их к лавовому потоку. Так, р. Гуджаретис-цхали на своем участке между сел. Гуджарети и лавовым потоком образует широкую долину, в основном занятую поймой, местами сильно заболоченной. Расширенное низовье отмечается для долины р. Цинубнис-цхали. Наиболее сильно подпруженной оказа-



лась Тонетская долина, перегороженная вулканом Саргави, в тылу которого сформировалась довольно крупная аккумулятивная котловина.

Значительно более сложно строение андезитовых потоков вулканов Мухери и Андезит, а также их взаимоотношение в местах контакта.

Дополним имеющиеся в литературе довольно противоречивые данные о лавовых потоках Мухери следующими соображениями:

1. Развитый около Бакуриани плоский равнинно-волнистый рельеф, образованный поверхностью лавового потока Мухери, мог сформироваться при наличии ровной поверхности в подоше потока. Последняя несомненно могла там существовать и являться древней террасовидной поверхностью, быть может гипсометрически связанной с уровнем Арджевано-Ацкурской миоценовой долины.

2. Высокое положение вулкана Мухери, находящегося своим основанием примерно на уровне дна Арджевано-Ацкурской долины, говорит о том, что лавы Мухери покрыли древнюю поверхность тонким слоем. Это подтверждается также близким по высоте положением Бакуриано-Мигарбского перевала, который можно рассматривать как слабо сниженное дно Арджевано-Ацкурской долины.

3. Резкий спуск Бакурианского лавового потока от Либани к Цеми возможно объяснить существованием аналогичной подлавовой поверхности, т. е. наличием крутого спуска от погребенных лавами древних террас района Бакуриани—Сакочави—Либани к значительно более молодым, но также погребенным лавами террасам района Цеми-Цагвери.

Линейное расположение рассмотренных выше четвертичных вулканов, вытянутых широтно и почти параллельно фронту единого крупного Бакурианско-Тонетско-Арджеванского надвига, свидетельствует о тесной связи образования вулканов с жизнью надвига. Это тем более вероятно, что названный надвиг, зародившись на грани палеогена и неогена и непрерывно развиваясь, должен считаться действующим и в настоящее время. Следовательно, следует предположить существование в четвертичное время ослабленной зоны, проходящей по линии четвертичных вулканов и параллельно надвигу, которая и послужила в это время путем для образования рассмотренных трех вулканов и их лавовых потоков.

### Горные аккумулятивные котловины

Благодаря тому обстоятельству, что четвертичные вулканы Боржомского района выросли на дне или близ горных долин, они совместно со своими лавовыми потоками осуществили речные запруды, выше которых образовались плоскодонные аккумулятивные котловины.

Дно этих котловин, выполненное рыхлыми наносами, принесенными с окружающих гор, успело, благодаря своей молодости, подвергнуться пока только слабому размыву.

Наиболее крупной котловиной является сложная Цихис-Джвари-Бакурианская котловина, которая в свою очередь может быть подразделена на три участка, достаточно изолированные друг от друга лавами: два крупных участка—Цихис-Джварский и Бакурианский и третий меньший, залегающий между ними—участок с поселком Андезит.

Котловина образована благодаря запрудной деятельности вулканов Мухери и Андезит.

Небольшая горная котловина, также запрудного происхождения, имеется около с. Б. Тонети, в долине левого притока р. Гуджаретисхали; запруда осуществлена вулканом Саргави и начальной частью образованного им потока.



Цихис-Джвари-Бакурианская котловина расположена на высоте 1550—1700 м над ур. моря около восточной подошвы Кодзианского хребта и с северной стороны гребневой зоны главной ветви Триалетских гор. Площадь котловины достигает около 15—20 км<sup>2</sup>, при неправильной форме котловины, наибольшей вытянутостью в восточно-северо-восточном направлении.

С поверхности котловина в основном сложена глинистыми аллювиальными и делювиальными наносами. Наиболее низкие три части котловины, на которые она распадается, представляют собою плоскую луговую пойму протекающих здесь горных речек, которая местами значительно заболочена.

Ближе к окраинам местность приобретает заметную волнистость, наклонена к центру котловины, затянута делювиальными наносами и пересечена неглубокими ложбинами.

Возвышения, разделяющие отдельные части котловины, образованы лавовым потоком вулкана Андезит (около поселка Андезит), или отрогами хребтов, сложенными палеогеном (между Бакуриани и поселком Андезит).

Тонетская котловина представляет собою просторную плоскодонную котловину, расположенную на высоте около 1750—1800 м. Котловина хорошо закрыта почти со всех сторон—с запада, востока и юга—главной ветвью Триалетских гор и его северных отрогов, с северо-запада вулканов Саргави и с северо-востока—горным отрогом, составлявшим ранее правый борт древней Арджевано-Ацкурской долины.

Только узкая долина, начинающаяся на северной окраине котловины на ее участке между вулканом и с. Б. Тонети, и снижающаяся к долине Гуджаретис-цхали, связывает Тонетскую котловину с остальной частью Гуджаретского бассейна.

Созданный лавовой подпрудой для протекавших здесь ранее горных речек новый местный базис эрозии обусловил аккумуляцию наносов, сформировавших плоское дно котловины.

К окраинам плоского дна котловины, особенно с южной, более гористой стороны, подступают мощные наклонные делювиальные плащи, образующие как бы крупный амфитеатр и занятые прекрасными сенокосами.

Следует отметить, что Тонетская котловина и Бакурианский участок котловины расположены в зоне неогеновой Арджевано-Ацкурской долины. При этом первая котловина располагается гипсометрически значительно ниже былого дна этой долины, а вторая—почти вровень с ним. На последнее указывает малое превышение дна Бакурианской котловины над Бакуриани-Митарбским перевалом, который представляет собою слабо сниженное дно древней Арджевано-Ацкурской долины.

### Оползневой рельеф

В Боржомском районе значительным распространением пользуется оползневой рельеф. Развитию рельефа оползней благоприятствовали четвертичные поднятия Аджаро-Триалетских гор, сопровождавшиеся глубоким врезанием рек. Благодаря этому, значительно повысилась гравитационная неустойчивость некоторых из слагающих территорию свит, повлекшая за собой крупные оползневые перемещения каменно-земляных масс. В пределах исследованного района развиты отдельные крупные оползневые комплексы, каждый площадью в несколько квадратных километров и имеющие все черты микрорельефа, присущие оползням.



Процессу оползания подвергаются все свиты палеогена, но особенно подвержены оползанию глинистые и глинисто-песчаные сланцы олигоцена и верхнего эоцена.

Исследованием зарегистрировано большое число оползней разного размера. Среди них выделяются три особенно крупных оползневых участка: один в районе с. Бешети, другой около с. Б. Митарби и третий — к востоку от вулкана Цители-Дабадзвели.

Крупный Бешетский оползневой амфитеатр, разработанный в палеогеновом вулканогенном флише, открывается в сторону долины Куры, нависая над руслом реки.

Оползневой комплекс окрестностей с Б. Митарби, хорошо обозреваемый с Бакуриано-Митарбского перевала, охватывает значительную верхнюю часть долины и всего бассейна р. Митарбис-цхали. Оползни развиваются в песчано-глинистых сланцах верхнего эоцена и олигоцена, но частично захватывают и туфобрекчии среднего эоцена. Величественную картину представляют оползневые склоны, спускающиеся к селу справа, со стороны седловины между вершинами Кенчикаро и Сабаткне, расположенными на главном гребне Триалетского хребта. Оползание проявляется здесь даже в привершинной зоне гор выше леса.

Полоса оползней вначале, в районе перевала между названными вершинами узкая, не превышая одну-две сотни метров. Ниже, в поясе леса, она значительно расширяется, достигая двух-трех километров и захватывает весь горный склон высотой в 600—700 м, спускающийся к с. Б. Митарба.

На оползневой территории наблюдается множество ручьев, мочек и мелких болот. В верхней подзоне леса обнаружено большое осоковое болото округлой формы, диаметром в 150—200 м, ранее несомненно представлявшее озеро оползневого происхождения.

Очень крупный оползневой комплекс развит восточнее вулкана Цители-Дабадзвели. Он начинается на участке между этим вулканом и северной острой вершиной Кодянского хребта, на высоте около 2300 м и спускается отсюда вниз на северо-восток (из пояса горных лугов в пояс леса).

Дабадзвельский оползневой комплекс развился на северном крыле оборванной сбросом Мцхетско-Сабадурской антиклинали (южное крыло Тори-Тадзрисской синклинали). В составе оползня господствуют глинистые и глинисто-песчаные сланцы олигоцена и верхнего эоцена. Значительное участие в оползневом материале принимают также обломки Дабадзвельской лавы. Они перемещаются по оползнию, так-сказать, пассивно, влекаемые оползающими сланцами, на которых они залегают.

Дабадзвельский оползневой комплекс обладает ясно отграниченной задернованной стенкой отрыва полудунной формы. На дне оползня, в верхней и средней его части, в поясе горных лугов хорошо видно большое количество оползневых ступеней, бугров, мочек и других типично оползневых микроформ.

Уместно здесь же отметить, что именно этот крупный оползень, имеющий псевдокарбовидную форму, Л. И. Маруашвили ошибочно принял за типичный ледниковый кар нижнего яруса, в устье которого, по его мнению, «имеются уже совершенно задерненные «бараньи лбы».

Помимо охарактеризованных трех крупных оползневых массивов, в Боржомском районе имеется еще большое число более мелких оползней и небольших оползневых подвижек.

Так, например, несколько довольно крупных оползней распространяются от гребня хребта, разделяющего речки Цинубнис-цхали и Одетис-цхали (бассейн р. Гуджаретис-цхали) вниз к их долинам. Оползанию,



в той или иной мере, подвержены все окраины плато Дабадзвели, сложенные вулканогенной толщей. Оползни имеются также в окрестностях бывшего с. Гомна. Заметные оползневые подвижки сопровождают северный склон главной ветви Триалетского хребта в той его части, где он сложен вулканогенами среднего эоцена. Оползни несомненно имеются и во многих других местах.

Присутствие в Боржомском районе большого числа оползней неблагоприятно сказывается на его народном хозяйстве, и в первую очередь — сельском хозяйстве.

### О следах древнего оледенения

Вопрос о древнем оледенении Аджаро-Триалетского хребта и в частности его центральной части до настоящего времени остается дискуссионным.

Одни исследователи полностью отрицают наличие следов древнего оледенения в Аджаро-Триалетских горах. В то же время другие авторы признают наличие здесь этих следов.

Л. И. Маруашвили, подробнее всех описавший древне-ледниковый рельеф высокогорий Триалетии, относит его образование к верхнечетвертичному времени. Он выделяет два яруса карового оледенения, но в то же время отмечает, что древнегляциальные формы рельефа «выражены весьма слабо и нерезко, и сильно изменены послеледниковой денудацией».

Наши исследования высокогорий Боржомского района показали, что Л. И. Маруашвили значительно преувеличил масштаб былого оледенения в горах Триалетии.

Так, вопреки мнению Л. И. Маруашвили, предполагающего наличие кара на северном склоне г. Санисло, оказалось, что на этой горе, обладающей конусовидной формой, замечен с севера (где только и можно предполагать существование кара), только сравнительно небольшой оползень, в виде подвижек, слабо разъедающих ровный склон.

Так же нет кара, указываемого Л. И. Маруашвили, на склонах скалистой горы Гвиргвина.

Нами также установлено, что приведенный Л. И. Маруашвили в качестве примера «кар, врезанный в андезитовых лавах Даба-дзвели, на северо-восточном склоне мощного массива Кодяни», на самом деле оказался не каром, а крупным оползнем. Его аргументация, что «сравнительно хорошая сохранность этого кара должна быть приписана прочности андезитов потока Дабадзвели, в которых выработан кар», должна быть также отвергнута, так как выше было выяснено, что плато Дабадзвели образовано не прочным лавовым потоком, а сложено из своеобразной тонкослоистой вулканогенной свиты, в которой метровые слои лавы часто чередуются со слоями лапилли, примерно той же толщины.

Пример смешения Л. И. Маруашвили крупного оползня с каром показывает наличие конвергентности в формах рельефа т. е. присутствие внешне вполне сходных форм при сугубо различном их генезисе. В горах же, подобных Триалетским, где древнее оледенение проявилось слабо, а существовавшие следы его уже сильно замаскированы последующей денудацией, разграничение мощно проявляющихся оползневых явлений от слабо уцелевших следов ледниковых каров представляется местами практически почти неосуществимым.



При установлении следов древнего карового оледенения в Триалетских горах необходимо помнить, что горные долины северного склона главной ветви этого хребта, в верховьях которых только и можно предполагать бывшее развитие каров, имеют древний возраст и существовали еще задолго до четвертичного времени, входя в южную часть Арджевано-Ацкурского бассейна. Верховья этих долин были издавна сильно разработаны процессами денудации, в числе которых, по нашим представлениям, значительная роль принадлежала оползням.

В этом отношении особенно типичен крупный горно-долинный амфитеатр, расположенный к северо-западу от перевала Цхрацкаро, который Л. И. Маруашвили признает за типичный крупный кар нижнего яруса.

Обширный горнодолинный амфитеатр Цхрацкаро имеет сложное происхождение. Он обладает крутыми склонами, сложенными среднеэценовыми туфобрекчиями, обладающими слабым цементом. Крутые склоны довольно ясно переходят в полого наклоненное дно, сложенное скелетно-мелкоземным делювиальным материалом. На склонах амфитеатра несомненно накапливались большие снежные массы, но вряд ли весь амфитеатр выработан ледником. Это тем более вероятно, что в случае признания амфитеатра за кар, дно последнего придется на очень низком уровне, соответствующем дну Цихис-Джвари-Бакурианской котловины, т. е. высоте в 1700 м, что мало вероятно, в то время как признаков другого более высокого дна кара не видно.

Слабая обнаженность коренных пород амфитеатра, наличие большого числа оползневых подвижек, обилие горного делювия — все это говорит также в пользу того, что амфитеатр существовал уже в доледниковое время, развивался под влиянием оползневых процессов и мог быть только несколько расширен снежно-ледниковыми массами, залегающими на его склонах.

Повидимому, такого же происхождения верховье долины Абаносгеле, расположенное западнее амфитеатра Цхрацкаро и верховья еще двух долин, расположенных далее к западу, близ вершины Каракая.

Наиболее вероятно предположение о былом существовании небольших каровых ледников в истоках рек северного склона Ошорского хребта.

Однако и здесь, как это можно было легко заключить из вышеизложенной истории геологического развития этого хребта, существовали глубокие горные долины еще в доледниковое время.

Снежно-ледниковые массы только немного видоизменили самые верховья долин, придав их склонам большую крутизну и скалистость, при которых верховья долин получили форму кара, лишенного дна.

Вещественное доказательство древнего оледенения северного склона Ошорского хребта мы находим в валунно-хрящеватых отложениях, слагающих высоту «1260,7», расположенную в 1,5 км к востоку от с. Ацкури. Эти отложения признаются нами за флювиогляциальные наносы ледника, существовавшего на северо-западном склоне г. Ошора.

Таким образом, говоря о верховьях высоких долин северного склона Триалетского хребта, мы приходим к заключению, что они каровидны и что нет оснований приписывать им чисто древнеледниковое происхождение.

Накопление в древнеледниковое время в верховьях долин обильных снежных масс являлось только дополнительным фактором их развития и придало им более четкую каровидную форму.

Кроме того, если бы в верховьях долин Триалетии действительно существовали настоящие кары, то от них могло бы сохраниться их дно.

Но ни в одной долине нет высокой ступени, которая могла бы соответствовать дну кара. Это еще раз подтверждает наше мнение о том, что существовали не типичные кары, а скорее кароиды со снежно-фирновыми массами, заваливавшими уже существовавшие крутые склоны верховий древних речных долин.

Характерно, что северные склоны горных вершин главной ветви Триалетского хребта, расположенные восточнее г. Саквелос-мта и сложенные вулканогенами среднего эоцена, имеют значительные оползневые вогнутости псевдо-каровидной формы, образовавшиеся не без участия мощного снежного покрова. Здесь о присутствии каров (каровых ледников) не может быть и речи, а псевдо-каровидный рельеф вершин создан оползневыми процессами, усиленными действием тающего снега, в изобилии залегающего на северном склоне гор.

Небольшой, но довольно четкий кар, отмеченный также и Л. И. Маруашвили имеется на крутом, сложенном лавами, северном склоне г. Саквелос-мта.

В итоге мы приходим к заключению, что в Триалетских горах Боржомского района процессы древнего оледенения только слегка, путем образования кароидов, моделировали его высокогорно-долинный рельеф. Значительная часть форм, приписываемая действию древнего оледенения, образовалась при длительном действии комплекса данудационных процессов, среди которых горнодолинной эрозии и оползням принадлежит решающая роль.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абиш Г. В., Геология Армянского нагорья, Восточная часть, Зап. КОРГО, кн. XXIII, 1902.
2. Богачев В. В., Проблема долины реки Куры, «Изв. Кав. муз.», т. VIII, в. 1—2, Тб., 1914.
3. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, М.—Л., 1947.
4. Захаров С. А., К характеристике высокогорных почв Кавказа, М., 1914.
5. Карапетян О. Т., Геологическое описание Ахалкалакского уезда, Тб., 1929.
6. Клопотовский Б. А., Ахалцихская котловина — узел основных ландшафтов Закавказья, Труды 2-го Всес. Съезда, I, М.—Л., 1948.
7. Клопотовский Б. А., Персати (из геоморфологических наблюдений в Месхети), Ж., «Сообщ. АН ГССР», Тб., 1949, № 5.
8. Клопотовский Б. А., К геоморфологии Месхети, Труды ИГ АН ГССР, т. V, в. I, Тб., 1950.
9. Коншин А., Отчет об исследовании Боржомских и Абастуманских минеральных вод, Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 7, 1893.
10. Кузнецов С. С., Аджаро-Триалетская складчатая система, М.—Л., 1937.
11. Кузнецов С. С., Вопросы геоморфологии Закавказья, сб. Геол. СССР, т. X, Закавказье, ч. I, 1941.
12. Лукашевич С. И. и Страхов В. А., Гидрогеологический очерк долины Верхней Куры, Мат. Кур.-Ар. басс., в. 5, Тб., 1933.
13. Маруашвили Л. И., О древнем оледенении Малого Кавказа, «Природа», 1938, № 7—8.
14. Мефферт Б. Ф., Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем, Труды ВГРО, в. 303, 1932.





15. Обручев С. В., Геологический очерк Боржоми, Труды Инст. Пр. Мин. и Петр., В. I, М., 1923.
16. Овчинников А. М., Геологическое строение долин рек-близнецов Боржоми и Черной (Гуджаретис-цхали) в Триалетском хребте (Грузия), Бюлл. ком. по изуч. четв. пер., АН СССР, 1947, № 10.
17. Освальд Ф. Ф., К истории тектонического развития Армянского нагорья, Зап. КОРГО, кн. XXIX, в. 2, Тб., 1916.
18. Рейнгард А. Д., Геоморфологическое расчленение Закавказья, Сб. Геол. СССР, т. X, Закавказье, ч. I, 1941.
19. Фохт К. К., Отчет о деятельности Геологического комитета, Изв. Геол. Ком., т. XXXV, 1916, № 1.

Н. Е. АСТАХОВ

## О ПОВЕРХНОСТЯХ ВЫРАВНИВАНИЯ НА ТРИАЛЕТСКИХ ГОРАХ (ВОСТОЧНАЯ ГРУЗИЯ) И ИХ СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ Р. КУРЫ

Вопрос о поверхностях выравнивания в горных странах является одним из кординальных в геоморфологии. В данной статье мы коснемся этого вопроса только лишь в связи с изложением истории рельефа пространственно ограниченной территории—Триалетских гор в Восточной Грузии.

В течение ряда лет нами изучалась геоморфология правобережья р. Куры, в ее среднем течении. Северной границей исследованного района является долина р. Куры, между ст. Скра и Мцхета. Южная граница протягивается вдоль водораздельного гребня между бассейном р. Куры и рек Храми-Алгети до отрогов хр. Дидгори оборванных ущельем р. Куры у Мцхета. Западной границей условно принимается водораздел между правыми притоками Куры—реками Тана и Дзама.

Начиная с грузинского географа XVIII века—Вахушты, в литературе встречаются описания данной территории. Сведения о геологическом строении впервые встречаются у Абиха, затем у Бадевича, Сорокина и Симоновича. Первая попытка объяснения рельефа и геологической истории этой области была сделана В. В. Богачевым. В труде «Проблема долины Куры» (2), этот автор свел накопленный фактический материал и на основе личных наблюдений дал довольно стройную картину истории развития Куринской впадины. Его тектонические концепции в настоящее время уже не находят последователей, но в целом работа до наших дней не утратила интереса, поскольку в ней впервые сделана попытка анализа истории развития рельефа долины р. Куры, примыкающих к ней южных предгорий Большого Кавказа и северных отрогов Триалетских гор.

В период реконструкции Народного хозяйства при Советской власти началось оживленное и планомерное изучение страны. Появился ряд работ, посвященных вопросам стратиграфии, тектоники, литологии и палеогеографии данного района. Однако, из этих работ можно было извлечь лишь отрывочные сведения по геоморфологии, не связанные единой концепцией и потому представляющие собой лишь «сырой» материал к геоморфологии Триалетских гор.

Первые работы, в которых большое место было уделено вопросам геоморфологии правобережной части р. Куры и Триалетских гор, появились в период от 1932 по 1937 г. Исследования группы геологов Академии Наук СССР, под руководством С. С. Кузнецова охватили значительную площадь, к югу от долины рек Куры и Риони до Южно-Грузинского вулканического нагорья, Арсианского и Шавшетского хребтов. В частности, в «Материалах по геологии и петрографии Грузии» было опубликовано несколько работ [8, 14] по району восточной оконечности Триалетских гор, в которых на ряду с геологическим описанием терри-



тории юго-восточной части Внутренней Карталинии уделялось достаточно внимания и вопросам геоморфологии.

Труд С. С. Кузнецова «Аджаро-Триалетская складчатая система» (7) явился завершением этих исследований и большой сводной работой по геологии и геоморфологии Южно-Грузинского нагорья. В нем автор подробно рассматривает стратиграфию, тектонику и палеогеографию района, выделяет фазы горообразования и впервые дает более или менее стройное описание рельефа с анализом истории его развития. Труд С. С. Кузнецова представляет большой интерес, так как является первой попыткой обобщения разрозненных сведений по геоморфологии данной области и генетического истолкования рельефа.

Ключом к пониманию геоморфологии Триалетских гор С. С. Кузнецов совершенно справедливо считает наблюдающуюся здесь ярусность рельефа — расположение выровненных поверхностей на различных уровнях. Основываясь на этом, он различает в Триалетских горах палеотипный или «алломорфный» и кайнотипный или «автоморфный» типы рельефа.

Уточнение стратиграфической схемы, а главное, иное понимание тектонического строения данной территории, полученное при дальнейших более подробных и планомерных исследованиях, внесли существенные коррективы в тектонические схемы и геоморфологические представления С. С. Кузнецова. Выводы этого автора, базирующиеся на неверных предположениях, были законно поставлены под сомнение. В частности, с определением природы поверхностей выравнивания Триалетских гор, как реликтов единого пенеplена, мы не можем согласиться. Здесь же следует отметить, что на прилагаемой к работе С. С. Кузнецова морфогенетической карте (кстати говоря, крайне схематичной) площадь распространения «алломорфного» рельефа чрезвычайно преувеличена.

Другой существенной ошибкой в представлениях С. С. Кузнецова, вытекающей из неправильного понимания тектонического строения региона, следует считать утверждение о глыбовом характере восходящих движений при формировании Триалетской горной системы. Изученные нами взаимоотношения уровней террас в поперечных речных долинах и взаиморасположение денудационных поверхностей, сделанное М. Н. Варенцовым и П. Д. Гамкрелидзе, дают основание рассматривать поднятие Триалетских гор как сводовое, а не глыбовое. П. Д. Гамкрелидзе и М. Н. Варенцов стерли с тектонических карт разрывы между поверхностями выравнивания, которые были проведены Кузнецовым, повидимому, для объяснения дифференциального глыбового поднятия олигоценового пенеplена. Да и вообще, вряд ли можно допустить чтобы при интенсивных восходящих движениях горной страны, в ее пределах мог бы сохраниться олигоценовый пенеplен.

Согласно геотектонической схеме В. П. Ренгартена, уточненной и дополненной впоследствии М. И. Варенцовым, В. Е. Хайном и грузинскими геологами, Триалетские горы воздымаются на рубеже двух крупных геотектонических зон Альпийского орогена — Аджаро-Триалетской складчатой системы и Карталинской подзоны Закавказской полого-складчатой зоны. Последняя в пределах данной территории занимает узкую полосу правобережья р. Куры, а к Аджаро-Триалетской зоне относится вся южная часть рассматриваемой области.

Карталинская подзона в мезозое и палеогене находилась в стадии поднятия, о чем свидетельствует характер отложений на ее северных и южных границах. Начиная с миоцена, подзона эта наоборот, прогибалась, образуя депрессию, в которой накапливались осадки, снесенные с

поднятых по ее краям горных сооружений Большого Кавказа и Аджаро-Тriaлетского хребта.

Аджаро-Тriaлетская складчатая зона в течение всего мезозоя представляла собой геосинклинальную область. Мощность отложений в ней достигает 6 км. Эрозией обнажены осадки не старше мелового времени. В начале неогена зона стала подниматься, но лишь с середины миоцена окончательно освободилась от моря. С этого момента она испытывает непрерывное поднятие и образует горную систему.

В пределах Аджаро-Тriaлетской складчатой системы обнажаются разновозрастные породы; самые древние из них — среднемиеловые туфогены, представленные туфобрекчиями, туфопесчаниками и туфами с прослоями мергелей и известняков. Выше залегают сенонские тонкослоистые известняки литографского типа. Верхнемиеловый комплекс заканчивается пестроцветной свитой датского яруса.

Палеоценовые и нижнеэоценовые образования представлены наиболее мощной и распространенной на Тriaлетских горах флишевой толщей, с чередованием слоистых песчаников, глин, мергелей, известняков и туфопесчаников. В центральной части территории и у границы с Карталинской подзоной большое распространение имеют среднеэоценовые вулканогены, представленные туфобрекчиями, туффитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, с мощными межформационными порфиригвыми покровами и дайками диабазов. Верхнеэоценовые слои представлены глинисто-песчанистой нуммулитовой свитой.

В Карталинской подзоне развиты олигоценовые и нижнемиеловые породы, в которых преобладают гипсоносные глины и песчаники типа майкопских слоев.

Четвертичные образования представлены речными галечниками и лёссовидными суглинками. Они развиты, главным образом, по долине р. Куры, где покрывают глинисто-песчанисто-неогеновую толщу, а также в поймах рек, дренирующих северные склоны Тriaлетских гор.

Аджаро-Тriaлетский хребет представляет собой единую орографическую, стратиграфическую, фаціальную и, наконец, геоморфологическую, сложно дислоцированную и поднятую область. Орогенические фазы, в результате которых весь комплекс геосинклинальных отложений был смят в складки и поднят в виде крупной горной страны датируются промежуток времени между палеогеном и плиоценом. В настоящее время складчатость обязана последним фазам кайнозоя — верхнеэоценовой (пиринейской), предчокракской (штирийской), предакчагыльской (новороданской) и верхнеплиоценовой (древнехвалынской) и предбакинской.

Основными тектоническими единицами являются антиклинальные и синклинальные складки, осложненные разрывами и надвигами, имеющие направление в общем с юго-запада на северо-восток и затухающие в северо-восточной части территории.

Все складки, слагающие Тriaлетские горы, имеют основные общие черты; а) погружение и преклиналное замыкание в северо-восточном направлении, б) господствующее северо-восточное простирание, меняющееся при приближении к Карталинской подзоне на широтное, в) сравнительно слабое сжатие складок (сундучные формы).

Начиная с конца миоцена до последнего времени, Тriaлетская складчатая система представляла собой сушу и испытывала перманентное поднятие. Поднимающаяся горная страна подвергалась разрушению, сила воздействия которого стояла в прямой зависимости от темпа воздымания гор. Свидетелями замедления темпов поднятия являются ярусно расположенные выровненные поверхности. Эрозионный фактор в разное



время действовал с различной силой, видоизменяя горные склоны и неоднократно перестраивая гидрографическую сеть.

Началом формирования Тriaлетских гор С. С. Кузнецов считал олигоценовое время (пиринейская и савская фазы) [7]. По мнению Варенцова [4] и Гамкрелидзе [5], превращение Тriaлетской геосинклинали в сушу произошло (штирийская и аттическая фазы) в миоцен. В это время Куринская подзона испытала кратковременное поднятие. В чокраке произошла трансгрессия и Куринская подзона превратилась в узкий бассейн геосинклинального типа, оставшийся в таком виде до миоплиоцена. В этом бассейне, до среднего сармата включительно происходила седиментация. Накоплению морских осадков мощностью до 3 км способствовало, с одной стороны, прогибание дна, а с другой — наличие по краям двух горных хребтов — Кавкасион (Большой Кавказ) на севере и Тriaлети — на юге, которые интенсивно разрушаясь, поставляли обломочный материал в молласовую зону.

После чокрака Тriaлетская складчатая зона непрерывно поднималась. Лишь в сармате ее небольшая северная часть (район между Дзегви и Цителикалаки) испытала погужение. М миоплиоцене и эта часть превратилась в сушу. До предакчагыльского времени темп восходящих движений времени замедлялся. В предакчагыльское время орогенические движения дали крупные дизъюнктивные разрывы в Тriaлетской зоне и, продолжаясь в дальнейшем, достигли максимума своего развития уже на грани третичного и четвертичного периодов — в бакинскую фазу.

Восходящие движения обусловившие поднятие Тriaлетских гор, имели характер сводовых движений. Расположение более древних пород ближе к центральной, осевой области поднятия, а также постепенное увеличение относительной разности высот террас к верховьям поперечных речных долин, что легко можно наблюдать в долинах правых притоков Тедзами и Тана, по рр. Кавтура, Ничбисис-цкали и Хекордула и др. подтверждают правильность взглядов М. Н. Варенцова и П. Д. Гамкрелидзе на характер восходящих движений. Лишь в ограниченных районах, имели место разрывы сплошности и надвиги крупных блоков по границам древних и более молодых толщ (напр. Кавтисхевский надвиг). Эти тектонические смещения в процессе общего сводового поднятия Аджаро-Тriaлетской горной системы все же играли подчиненную роль.

Даже при беглом взгляде, брошенном с севера на отроги Тriaлетских гор, обращает на себя внимание ярусное расположение плоских поверхностей, которые являются, как-бы ступенями, поднимающихся к гребневой области. Эти ступени особенно отчетливо выражены в центральной и восточной части территории. Уплощенные гребни отдельных водоразделов, вытянутые в широтном направлении и широкие горные ступени имеют специфический микрорельеф. Поперечные ущелья своими верховьями разрезают краевые части денудационных поверхностей и плоских водоразделов, стремясь к их уничтожению.

По гипсометрическому положению денудационные поверхности легко сопоставляются между собой. Наблюдается их общее пологое снижение от горного узла Размети к востоку. При общем сводовом характере восходящих движений, поверхности выравнивания, лежащие на близких гипсометрических уровнях, должны быть синхроничны и по времени образования. От гребневой зоны Тriaлетских гор до верхних аллювиальных террас р. Куры насчитывается шесть денудационных поверхностей.

1. Пригребневая поверхность денудации
2. Черети Данахвисская поверхность денудации
3. Гостибе-Кибурская поверхность денудации
4. Цхавери-Сакаврская поверхность денудации

## 5. Эртацминда-Зенадрисская поверхность денудации

## 6. Эртацминда-Эзатская поверхность денудации

Разность высот между этими поверхностями денудации возрастает снизу вверх от 100 до 400 м. Ниже приводим краткое описание указанных поверхностей с попыткой объяснения генезиса и время образования каждой из них.

1. В пригребневой зоне Триалетского и Арджеванского хребта и их высоких отрогов можно различить несколько денудационных поверхностей. Они представляют собой отдельные разобщенные плоскости на главном водоразделе и его отрогах.

Все же они синхронизируются между собой по своим гипсометрическим уровням. Поверхности денудации пригребневой зоны имеют плоский рельеф, резко отличный от рельефа крутых эрозионных склонов глубоких ущелий рек Тана и Тедзами. Такие участки можно наблюдать к востоку от вершины Арджевани и вдоль кромки западной оконечности хребта Тетамисклде. Они представляют собой пространства площадью всего в несколько квадратных километров с увалистой, слабо всхолмленной или почти ровной поверхностью, местами, у подножья гребней покрытые крупноглыбовым делювием. Высота их от местных базисов эрозии порядка 1350—1600 м. Ресчлененность обычно слабая; развиты преимущественно небольшие ложбины, бессточные промоины, по бортам и вдоль днищ которых скопляется крупноглыбовый делювий водораздельных гребней. К нижерасположенным склонам глубоких речных долин эти поверхности обрываются крутыми уступами, разьедаемыми верховьями мелких ущелий.

Крутые скалистые гребни, возвышающиеся над плоскими поверхностями на 200—300 м, сложены мощной толщей палеогенового флиша, залегающего в ядре крупной синклиальной складки. На размытом северном крыле ее обнажаются меловые туфопесчаники. Таким образом, рельеф этой зоны преимущественно обращенный. Вдоль осевой зоны Главного водораздела обнажается ядро синклинали.

2. Время формирования наиболее крупных орографических единиц и рельефа пригребневых областей, повидимому должно было совпадать с периодом максимального воздымания Триалетских гор и укладываться в пределах времени между предчокракской и предбакинской орогенетическими фазами. Следы пенеппенизации, происходившей в промежутках между фазами поднятия, свидетельствуют о замедлении темпов воздымания гор. Очевидно, были периоды больших или меньших по интенсивности темпов поднятия. В результате временного ослабления восходящих движений, а быть может даже кратковременного опускания, формировались широкие субсеквентные речные долины, остатки которых сохранились до настоящего времени на высоких гипсометрических уровнях. В пригребневой области денудационные поверхности, свидетельствующие о замедлении темпа восходящих движений, законсервировались лишь на небольших участках, но ниже они вырисовываются более явственно в виде Данахвисской и Церетской поверхностей денудации, лежащих на 1150—1300 м выше современного базиса эрозии. По характеру рельефа они аналогичны описанным выше пригребневым денудационным реликтам, с той лишь разницей, что на Церетский и Данахвисской поверхности лучше сохранились следы речной деятельности (наличие сглаженных уступов — вероятных остатков террас и односторонний уклон, объясняющийся сохранностью лишь одного из бортов палеореки). Кроме того, они и по площади значительно больше.

Имеющиеся в рельефе Триалетских гор поверхности денудации совершенно очевидно связать с этапами временного затухания восходя-



щих движений. Чем древнее поверхность и выше, чем ближе она к водоразделу, тем меньше ее сохранность и площадное распространение. Кроме того, в отдельных случаях обособленность денудационных поверхностей зависит от тектонических условий. Наличие тектонических разрывов на восточных отрогах Триаletских гор создавало благоприятные условия для консервации рельефа древних речных долин, примером чему могут служить расположенные ниже Гостибская котловина, Цхаверская и Эртацминдская ступени.

3. Хорошо сохранившимся реликтом древней речной долины является Гостибская поверхность выравнивания. Ее гипсометрическим и генетическим аналогом, повидимому, служит плоская поверхность хребта Кибури. Четкая выраженность этой поверхности, вероятно, обуславливается глыбовым поднятием территориально ограниченного блока в районе максимального воздымания Зенадри-Мцхетской антиклинальной складки.

Гостибская денудационная поверхность — единственная из всех в этой части Триаletского хребта имеет полностью оба склона древней долины. Она представляет собой широкую котловину, лежащую между двумя хребтами, по дну которой с востока на запад протекает незначительная речка. В своем нижнем течении эта речка резко меняет свой характер и глубоким эрозионным ущельем соединяется с крупным правым притоком р. Тедзами — р. Самочалос-геле. В пределах Гостибской котловины водоток имеет незначительный уклон, русло его меандрирует, размывающее действие его невелико. Пологие склоны, расчлененные небольшими безводным балками имеют мягкий увалистый рельеф. Продолжением правого борта Гостибской котловины на западе служат остатки выравненных поверхностей, на которых расположены сел. Мериа и Кобери. Очевидно, что молодая эрозия размывла весь левый борт котловины и отодвинула к югу гребень ограничивающего хребта. То же самое произошло и с правой стороны, в результате чего образовался выдвинутый к западу хребет с плоским водораздельным гребнем. Поверхность этого гребня имеет едва уловимый наклон к западу.

Аналогичная по абсолютным высотам, но несколько более низкая чем Гостибская, Кибурская поверхность выравнивания является небольшим по площади останцом, с трех сторон обрывающимся крутыми и отвесными уступами к глубоко врезанным верховьям рек Вицха и Тубунисхеви. На юго-востоке она сравнительно пологим склоном связана с Сакаврской денудационной поверхностью. Характер рельефа определяется слабой покатостью к юго-востоку редкой расчлененностью мелкими балками, переходящими на уступе к р. Вицха в крутые поперечные ущелья. Слагающие породы — флишевая серия с преобладанием грубозернистых туфогенных песчаников, чередующихся с тонкозернистыми слюдистыми песчаниками и песчанистыми мергелями. Залегание пород сравнительно пологое. Падение пластов почти совпадает с уклоном поверхности что очевидно способствовало ее консервации.

4. Цхаверская денудационная поверхность также, как и аналогичная с ней по высотному расположению Сакаврская, представляет собой ровное безлесное пространство. Поверхность эта по своему рельефу напоминает обычную речную террасу, местами расчлененную верховьями небольших оврагов, для которых местным базисом эрозии служит нижележащая Эртацминдская поверхность выравнивания. В крутых бортах оврагов вскрыты меловые известняки с прослоями мергелей и песчаников. Вдоль уступа, разделяющего Цхаверскую и Эртацминдскую поверхности проходит разрыв, по плоскости которого толща сеноманских мергелей надвинута на известняки верхнего мела. Резкая отчетливость Цха-

верской ступени обязана небольшому по амплитуде надвигу, проходящему вдоль ее северного подножья.

Сакаврисккая денудационная поверхность расположена севоро-западнее Цхаверской ступени на склонах хребта Калоубнис-вакис-сери и по гипсометрическому положению увязывается с Цхаверской поверхностью. Она также представляет собой безлесное пространство со слабо всхолмленным рельефом, кое-где расчлененное небольшими по длине, в большинстве случаев безводными балками, тальвеги которых имеют южное и юго-восточное направление. Общий уклон поверхности направлен к юго-востоку, т. е. противоположно Цхаверской ступени. Сакаврисккая поверхность между с. Лули и Ркони крутым склоном обрывается к долине р. Вииха.

По всей вероятности обе денудационные поверхности в недалеком геологическом прошлом составляли одну широкую и пологую продольную речную долину северо-восточного направления. Оба берега—левый Сакаврискский и правый Цхаверский, впоследствии были разобщены глубоким врезом современной р. Тедзами, происшедшим в связи с общим понижением базиса эрозии и перестройкой гидрографической сети. Вероятнее всего, что Сакаврисккая и Цхаверская поверхности выравнивания являются остатками долины Палеотедзами.

5. Ниже Цхаверской ступени расположена верхняя Эртацминдская ступень, увязывающаяся с широким выровненным участком на гребне хребта Калоубнис-вакис-сери, в районе с. Зенадриси. Обе поверхности возвышаются на 400—500 м над местным базисом эрозии—тальвегом р. Тедзами.

Окрестности с. В. Эртацминда представляют собой слабопересеченную, слегка наклоненную к северо-востоку равнину, сложенную верхнемеловыми известняками, перекрытыми мощной толщей лёссовидных, сильно известковистых суглинков, с прослоями слабо измененного щебня.

Зенадрисккая выровненная поверхность по характеру микрорельефа аналогична Сакаврискской. Это — плоский, слабо всхолмленный водораздельный участок с уклоном в сторону р. Тедзами. Лежащая на верхнемеловых известняках толща лёссовидных суглинков достигает 30 м мощности и изобилует прослоями погребенных почв, отчетливо выделяющихся на плоскости отрыва оползня, на юго-восточном крае поверхности выравнивания.

По всей вероятности обе денудационные поверхности—Верхне-Эртацминдская и Зенадрискская представляли собой единую продольную речную долину с широкой террасированной поймой и пологими берегами. Как по гипсометрии, так и по взаиморасположению они легко увязываются между собой. Мощная толща лёссовидных суглинков с погребенными почвами указывает на длительный период денудации в условиях речной равнины.

6. Приблизительно на 100—120 м ниже Верхне-Эртацминдской ступени расположена широкая ровная местность, пересеченная редкой сетью неглубоких, но крутосклонных оврагов. Эта местность занимает значительную площадь выше с. Цителикалаки и примыкает с юга к Верхне-Эртацминдской поверхности, отделяясь от нее довольно отчетливо выраженным уступом. Она лежит на 100—150 м выше местного базиса эрозии—тальвега р. Тедзами и, очевидно, представляет собой высокую террасу последней. Она сложена лёссовидными суглинками, перемежающимися с тонкослойными аллювиальными гелечниками. В бортах дренирующих ее неглубоких оврагов и вдоль уступа, над аллювиальными отложениями обнажаются туфы, аналогичные породам слагающим восточ-





ную оконечность хр. Калоубнис-вакис-сери (тедзамские строительные туфы).

Вдоль северного и восточного края этой террасы проходит разрыв, по которому верхне-меловые известняки надвинуты на олигоценовые глины и песчаники. Таким образом, эрозионный уступ хорошо увязывается с тектоническим. Микрорельеф Эртацминда-Эзатской поверхности аналогичен микрорельефу вышележащей Эртацминда-Зендрисской поверхности. Вся поверхность в целом слабо наклонена на север-северо-запад.

Резюмируя наши наблюдения, можно заключить, что денудационные поверхности Триалетского хребта говорят не только о восходящем характере движений, но и о смене темпов горообразования. В статье Н. В. Думитрашко «О пенепах Малого Кавказа» [7] автор, справедливо критикуя точку зрения С. С. Кузнецова в отношении допущения возможности существования в олигоцене единого пенепа, говорит о «различном происхождении поверхностей денудации»; со сожалению, этой общей фразой и ограничивается критика взглядов С. С. Кузнецова. Автор не приводит сколько нибудь убедительных доводов и не расшифровывает, что же следует конкретно понимать под «различным происхождением».

С нашей точки зрения, единый пенепа, да еще сохранившийся в олигоцене, при преобладании восходящих движений не реален. Ярусно расположенные денудационные поверхности Триалетского хребта могут быть объяснены только как реликты древней гидрографической сети.

В периоды временного замедления темпов горообразовательных движений, на протяжении некоторого времени, происходило одряхление рельефа со значительным его снижением. При последующем оживлении орогенеза выровненные поверхности вновь разъедались возникающими поперечными притоками. С середины миоцена, восходящие движения действовали лишь с небольшими перерывами, что не дало большого размаха процессам пенепализации.

Естественно предполагать, что останцами наиболее древней миоценовой гидрографической сети являются пригребневая и Церети-Данахвисская поверхности выравнивания. Гребни главного водораздела и наиболее высокие их отроги также являются остатками миоценового рельефа. Предакчагыльская фаза горообразования изменила соотношение гипсометрических уровней и, обновив эрозию, перестроила гидрографическую сеть. Образовались новые, все еще продольные долины на различных уровнях. Реликтами этих долин являются Гостибе-Кибурская, Цхавери-Сакаврискская и Эртацминдская поверхности. Время образования первой из них приходится, по видимому, на начало плиоцена, а Цхавери-Сакаврискская и Эртацминдская ступени относятся к концу плиоцена — началу плейстоцена.

Предбакинская фаза горообразования (одна из самых напряженных и длительных на Кавказе) вновь высоко подняла Триалетские горы и омолодила их рельеф, успевший достигнуть зрелости. Общее сводовое поднятие местами было осложнено глыбовыми движениями по плоскостям дизъюнктивных разрывов (Кавтисхевский надвиг), чем было обусловлено резкое обособление денудационных уровней на отдельных блоках. К началу четвертичного времени Триалетская складчатая система превратилась в высокоподнятую горную страну со следами недоконченной пенепализации на различных гипсометрических уровнях, относительные превышения которых с достаточной ясностью указывают на сводовый характер поднятия Триалетских гор.

Формирование рельефа Тriaлетских гор естественно должно было быть тесно связано с геоморфологической эволюцией долины р. Куры, в особенности ее участка, между Хашури и Мцхета.

В верхне-миоценовое время на этом отрезке существовал узкий морской водоем, соединившийся с Черноморским бассейном. К концу плицена он превратился в депрессию, к которой устремились воды палеорек, дренированных поднимающихся горы. За весь период своего существования, сначала в виде морского залива, а впоследствии в виде речной долины, эта впадина служила базисом эрозии для рек, расчленявшихся поднимающиеся с юга Тriaлетские горы. Новая перестройка гидрографической сети в начале четвертичного времени, видоизменила также конфигурацию основной долины Палеокуры, одновременно переместив ее к югу.

При сводовом воздымании Тriaлетских гор, тальвеги продольных долин были подняты по отношению к общему базису эрозии; уклоны увеличились и реки стали усиленно углублять свои русла. Одновременно активизировалась и боковая эрозия, в связи с чем поперечные притоки стали разъедать сравнительно низкие водоразделы. Образовался ряд речных перехватов, один из которых (наиболее молодой) отчетливо выражен в рельефе приустьевой части р. Тедзами. Перехват произошел в результате усиленной попятной эрозии одного из незначительных поперечных притоков р. Куры, быстро прорезавшего своим верховьем мало устойчивые олигоценые сланцевые глины и песчаные сланцы; передвинув линию водораздела к продольной части долины р. Тедзами, он перехватил ее воды. Оставшуюся «мертвую долину» можно наблюдать северо-восточнее с. Цители-калаки, между Эртацминдской ступенью и хребтом Сачите.

В настоящее время долина эта представляет собой широкий плоскостной лог, по своим размерам совершенно не соответствующий небольшому ручью Ксоврис-хеви, дренирующему его восточную часть. В крутых берегах последнего вскрыты аллювиальные галечники и суглинки, отложенные р. Тедзами. Ксоврисская ложбина в настоящее время служит базисом эрозии для оврагов, разъедающих уступ Эртацминда-Эзатской ступени. Гипсометрическое положение «мертвой долины» по отношению к современному тальвегу р. Тедзами позволяет предполагать, что перехват произошел сравнительно недавно. Разница высот между тальвегами современной р. Тедзами и центральной частью «мертвой долины» составляет всего 70—80 м.

Перехват на р. Тедзами является одним из весьма характерных признаков перестройки гидрографической сети при сводовом поднятии Тriaлетских гор.

В конце плицена долина Палеокуры имела значительную ширину. Тальвег ее перемещался от отрогов Большого Кавказа до широтных передсвых хребтов Тriaлетских гор. Эти последние, повидимому, существовали до начала четвертичного времени и оси совпадали с широтно ориентированными осями складок. Они разделяли бассейны Палеокуры и Палеотедзами. Последняя в начале четвертичного времени имела широкую хорошо разработанную продольную долину, на этом интервале в общем параллельную Куринскому понижению.

Ось раннечетвертичного водораздела между Палеокурой и Палеотедзами протягивалась от г. Бурети, через с. Джебири, хр. Саниорис-кеди, Сачите и Охерос-сери до ст. Дзегви Зак. ж. д., а дальше переходила через современную долину р. Куры. В мезоплейстоцене северный склон этого водораздела подвергся усиленной эрозии поперечных притоков Палеокуры, в результате чего его гребневая линия была значительно ото-



двинута к югу, а в центральной части полностью сnivelлирована. Исчезновение хребта было связано также со слабой эрозионной устойчивостью слагающих его пород.

Таким образом, к концу плейстоцена долина р. Куры в главных чертах приобрела современный вид. Начался процесс аккумуляции. Ко времени проявления среднечетвертичных горообразовательных движений, гальвег Палеокуры совпал с третьей террасой. В это же время на севере начал подниматься хребет Квернаки и долина Куры переместилась к югу. Вероятно, этим же временем датируется и описанный выше перехват в нижнем течении р. Тедзами. Впоследствии изменение темпов поднятия горной системы на юге от долины р. Куры и колебание уровня Каспия, обусловили смену периодов аккумуляции и эрозионного врезания реки, а в связи с этим — формирование ее террас.

Можно предполагать, что террасы р. Куры на данном интервале долины в общем должны увязываться с стратиграфической схемой антропогена. Так, например, формирование четвертичной террасы, остатки аллювия которой сохранились на высоте 80—100 м от современной долины, видимо датируется периодом затишья горнообразовательных движений в неоплейстоцене (Хвальское время).

Наиболее обширной третьей террасе (Метехская) с относительной высотой 25—30 м соответствует долина Куры кемруджской стадии; вторую террасу высотой 10—12 м, видимо, следует увязывать с джорджанской стадией и, наконец, первая терраса должна соответствовать соринской стадии (поздний голоцен).

Однако, следует оговориться, что сопоставление террас р. Куры со стадиями голоцена пока что является лишь первой попыткой, не имеющей достаточно веского фактического обоснования. Дальнейшее более детальное изучение четвертичных отложений, вероятно сможет внести ряд поправок и уточнений в предлагаемую схему, которая базируется, в основном, только на геоморфологическом материале.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов Н. Е., Геоморфология долины среднего течения р. Куры (между Гори и Дзевги), Авторский реферат диссертации, 1948.
2. Богачев В. В., Проблема долины р. Куры, «Изв. Кавк. Музея», т. VIII, 1914.
3. Варданянц Л. А., Постплиоценовая история Кавказско-Черноморской—Каспийской области, АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
4. Варенцов М. Н., Геологическое строение Западной части Куринской депрессии.
5. Гамкрелидзе П. Д., О геологическом строении Аджаро-Триалетской складчатой системы, Тезисы доклада на Научной сессии Тбилисского Политехнического Института, 1948.
6. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, М., 1947.
7. Думитрашко Н. В., О пенепах Малого Кавказа, «Изв. АН СССР», 1950, № 2.
8. Кузнецов С. С., Аджаро-Триалетская складчатая система, АН СССР, М.—Л., 1937.
9. Личков Б. Л., О горных денудационных поверхностях и их происхождении, «Изв. Всес. Географ. О-ва», 77, вып. 4, 1945.
10. Левченко С. В., Геологическое строение сев.-вост. склонов Триалетского хребта, Мат. по геол. и петрогр. ССР Грузии, т. II, 1935.

11. Пахомов В. Е., К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка р. Куры (Закавказье), Сов. Гос. Геогр. О-ва, вып. 5, 1937, № 69.
12. Хаин В. Е., К истории тектонических движений Восточного Закавказья, Новости нефт. геологии, т. IV, 1936, № 4/226-25.
13. Хаин В. Е., О постплиоценовом орогенезе Восточного Закавказья, Новости нефт. геологии, т. 5, 1936, № 5/27-25.
14. Хаин В. Е. и Шарданов А. Н., Геологическая история и строение Куринской депрессии, АН СССР, М.—Л., 1952.
15. Х а р а т и ш в и л и Г. Д., Геология долины р. Куры между Гори и Мцхета, Мат. по Геол. и петрог. ГССР, т. III, 1936.

Л. И. МАРУАШВИЛИ

## ПСЕВДОМОРЕНА У ЦЕБЕЛЬДЫ

### 1. К истории представлений о цебельдинской «морене»

На определенной начальной стадии изучения страны в каком-либо отношении бывает такое положение, когда выводы регионального значения основываются на разрозненных, зачастую случайно добытых аргументах; упразднение одного из последних или изменение его трактовки может оказать существенное влияние на общее понимание вопроса в его региональном объеме.

Для понимания четвертичной истории Кавказа одним из таких руководящих аргументов является, между прочим, цебельдинская морена. Моренные отложения эти, описанные А. Л. Рейнгардом, представляют собой одну из основных вех в современных палеогляциологических знаниях о Большом Кавказе. Существованием их, равно как и несколькими другими аналогичными находками «ледниковых отложений», обосновывается представление о весьма мощном оледенении геологического прошлого, во время которого отдельные крупные долинные ледники спускались до высот порядка 400—800 м над уровнем моря.

«Моренные наносы» Цебельды, дважды (в 1925 и 1941 гг.) описывавшиеся А. Л. Рейнгардом, залегают в южных предгорьях Западного Кавказа, в низовьях р. Кодор, на территории Гульрипшского района Абхазской АССР.

Обнаружив в 1924 г. в окрестностях Цебельды валуны гранита, порфирита и других пород из состава слагающих высокогорную полосу Б. Кавказа геологических формаций и признав в них ледниковые отложения, А. Л. Рейнгард вначале относил их к древнему леднику, спускавшемуся с Главного хребта по долине р. Кодор. Впоследствии он переменил свое мнение и отнес предполагаемые морены к леднику, спускавшемуся в эпоху максимального оледенения по долинам правых притоков Кодора — р.р. Амткел и Джанпал. В обоих случаях «цебельдинской морене» соответствует депрессия древней снеговой границы значительно более 1000 м.

В работе 1925 г. А. Л. Рейнгард, констатируя отсутствие следов ледникового воздействия в долине Кодора «на всем протяжении от устья р. Зима и до выхода Военно-Сухумской дороги из долины Кодора у Багады», пишет далее: «...тем неожиданнее оказывается их (следов оледенения, Л. М.) появление, когда, обогнув отвесную Багадскую скалу... и вступив на слабо покатое к западу карстовое плато Багада, мы встречаем здесь на высоте 380 м над уровнем моря сначала только отдельные валуны пород Главного хребта, а дальше и довольно обильный валунный нанос, который по другую сторону каньонообразного ущелья р. Амткела, на восточном склоне Цебельдинской возвышенности, становится еще обильнее и принимает характер настоящей морены. Слой желтой гли-



ны от 1 до 2 м толщины с крупными валунами одевает все неровности и балки Цебельдинской возвышенности со стороны Кодора и Амтхела до высоты 430 м. Попадают нередко совершенно неокатанные валуны от 1 до 1½ м длины. Много валунов тех же пород (гранит, диабазы, мелафиры, авгитовые порфиры, хлоритовые, роговообманковые и слюдяные сланцы) лежат в русле р. Амтхела у железного моста. Часть их происходит из долины Кодора. Это безусловно относится к валунам кристаллических сланцев и к крупным валунам других пород. Мелкие же валуны, граниты, диабазы, мелафиры могут происходить и из долины Амтхела, большая часть течения которой проходит в их пределах, частью (кроме гранитов) из долины р. Джанпал, впадающей в Амтхел у моста. Возможно, что часть валунов проникла в долину Амтхела из верховьев р. Чхалты, где, судя по одноверстной карте, происходило перетекание льда из долины Аданге в верховья Амтхела через перевал высотой в 1941 м» (стр. 16—17). На основании всего этого А. Л. Рейнгард заключает, что «древний Кодорский ледник оканчивался у Цебельды на высоте 350 м (длина 77 км)» (там же, стр. 18).

Вернувшись еще раз к вопросу о цебельдинской морене в 1941 г. (в результате повторного посещения местности в 1930 г.), тот же исследователь пришел к несколько иным выводам. «Моренный нанос занимает значительно меньшую площадь, чем я предполагал на основании наблюдений 1924 г.», — пишет А. Л. Рейнгард, — «Он начинается, если идти из Сухума, лишь за Верхне-Цебельдинским в том месте, где шоссе делает большое колено у седловинки в гребне перед Захаровским, направляясь на юго-восток в обход гребня. Холмик на гребне, на котором стоит Захаровское, сложен древней мореной, покрывающей и весь склон горы, обращенный на северо-восток в долину Амтхела. Пройдя за Захаровское на юго-восток, мы этой морены уже не находим. Она появляется только у стоящих у дороги больших каменных домов, в которых в 1930 г. помещались табачные склады, и отсюда идет вниз по склону почти до самой реки. Склон, обращенный на юго-запад к небольшой речке Шакуран, моренного покрова не имеет. Здесь попадают только отдельные валуны, несомненно скатившиеся с вершины холма, на котором лежит упомянутая выше древняя морена». В самом Верхне-Цебельдинском А. Л. Рейнгард с А. Л. Козловым встретили один валун диабазового туфа свыше 1 м в диаметре.<sup>1</sup> «Автор не нашел морену ни на северном склоне г. Апианча, обращенном к с. Цебельдинскому, ни в районе с. Юрьевское». А. Л. Рейнгард подразделяет встречающиеся в данном районе моренные наносы на два типа. Морена, венчающая холм Захаровского, представляет небольшой, но довольно широкий вал, вытянутый в направлении с севера на юг. Она сильно выветрилась. Граниты в ней часто совершенно рассыпались, превратившись в дресву, хотя попадают и довольно крепкие. Сильно выветрились и рассыпались диабазовые породы. Основная масса морены — краснобурая глина, напоминающая красноцветные глины шестой террасы Абхазии, условно относимой О. Н. Михайловской к миנדельской эпохе.

«Ниже по склону, — продолжает А. Л. Рейнгард, — морена почти исчезает. На обнажающихся здесь мергелях эоцена лежат только отдельные весьма крупные валуны. Еще ниже моренный нанос появляется снова и становится весьма мощным, при чем имеет более свежий вид. Цвета глины этой морены палево-желтый до желтого». Бурых оттенков, свой-

<sup>1</sup> Валун этот, лежащий за цебельдинской гостинницей, видели и мы. Поблизости рассыпана и более мелкая галька чуждых местности горных пород. Л. М.

ственных «морене» гребня, автор здесь не наблюдал. Граница между этими двумя типами «морен» проходит на высоте около 300—320 м. Высшая точка «моренного холма» в Захаровском лежит, по А. Л. Рейнгарду, на выс. 440 м над ур. м. «Форма верхней морены производит впечатление морены береговой. Но приписать эту береговую морену древнему оледенению Кодора трудно. Если бы это была морена последнего, втиснутая им в боковую долину (Амтхела), то следы ледниковых наносов следовало бы отыскать и дальше в направлении к Цебельде, куда ледниковые воды несомненно проникали». ...«Все говорит за то, — заключает А. Л. Рейнгард, — что область питания ледника, отложившего древнюю морену, надо искать в верховьях р. Амтхел или р. Джанпал. Но эти долины в своей большей части совершенно не имеют ясных гляциальных форм. В вюрмскую ледниковую эпоху в верховьях р. Амтхел и ее левых притоков ледники имелись на хребте Шахпизга—Ахсырхва и, кроме того, повидимому, сюда перетекал лед из верховьев р. Аданге, но Амтхельский ледник вюрмского времени далеко по долине не спускался. Тоже самое имело место и в долине р. Джанпал. Следовательно, если описанная морена происходит действительно отсюда, то это говорит за очень большую древность оледенения, к которому она относится (миндель?)».

За исключением А. Л. Рейнгарда, исследованием предполагаемых ледниковых отложений Цебельды непосредственно не занимался никто и поэтому сомнения, возникавшие на этот счет у исследователей четвертичной истории Кавказа, не могли быть разрешены. Учитывая важность занимаемого «цебельдинской мореной» в палеогляциологических представлениях с Кавказе места, кафедра географии Сухумского педагогического института весной 1952 г. предприняла специальные исследования окрестностей сел. Цебельды с целью выяснения характера описанных А. Л. Рейнгардом валунных наносов. Исследования привели нас к определенным выводам, изложению и интерпретации коих с точки зрения общих проблем четвертичной истории Кавказа посвящена настоящая статья.

## 2. Морена, или же аллювий?

Правый приток Кодора, впадающий в него ниже Багадской теснины на высоте 185 м над уровнем моря и называемый то Амтхелом, то Джанпалом (путаница вызвана своеобразием р. Амтхел, дважды исчезающей под землей и снова возвращающейся на дневную поверхность), в своем нижнем течении протекает по известняковому каньонообразному ущелью, протяжение которого равно около 3 км при ширине в 0,3 км и глубине в 150—250 м, и которое по своим морфологическим особенностям должно быть отнесено к типу «долин прорыва». Предполагаемые А. Л. Рейнгардом моренные образования приурочены в основном как раз к району этой долины, пересекаемому автомобильной (так наз. «Военно-Сухумской») дорогой на участке, находящемся между с.с. Цебельда и Латы.

Для правильного подхода к вопросу происхождения рассматриваемых валунных образований важное значение имеет выяснение геологической и геоморфологической обстановки их залегания и в частности история формирования долины прорыва нижнего течения р. Амтхел—Джанпал. Поэтому, до того как приступить к описанию предполагаемых морен Цебельды, необходимо вкратце охарактеризовать упомянутую долину с точки зрения ее происхождения, развития и морфологии.

При пересечении р. Амтхел—Джанпал шоссейным мостом обращает на себя внимание северный вход в теснину долины прорыва. Здесь обратный уклон прилегающих к мосту склонов повторяется пластами меловых



известняков, имеющими падение в  $18^\circ$  по азимуту  $340^\circ$  (почти на север). Далее к югу, в пределах теснины, известняковые слои выполачиваются и принимают горизонтальное положение. Таким образом, теснина пересекает складчатую структуру, являющуюся либо антиклиналью, либо флексуroidным усложнением северного крыла таковой. Следует отметить, что участку горизонтального залегания пластов соответствует в рельефе ровное дно обширного седлообразного понижения в гряде, образующей правобережье Кодора и увенчанной вершинами Апианча, Адагуа, Пал и др. Эта широкая седловина представляет собой древнюю долину р. Амткел—Джанпал, омоложенную путем вреза современного каньонообразного ущелья.

В отношении способа образования долины прорыва р. Амткел—Джанпал могут быть выдвинуты два варианта: а) antecedentный (пропиливание поднимающейся преграды рекой, стремящейся удержать свой профиль) и б) эпигенетический (образование долины прорыва в процессе наложения эрозионных форм на подстилающую неоднородную геологическую среду, с удалением относительно податливых толщ). По нашим наблюдениям, вопрос решается в пользу первого (antecedentного) варианта, т. е. долина должна была образоваться по мере поднятия пересекаемого ею хребта (Апианча—Пал), в процессе формирования антиклинальной структуры. Такой способ формирования долины прорыва нижнего течения р. Амткел—Джанпал доказывается: а) дифференциальными вертикальными смещениями речных террас, которые в долине прорыва подняты на большую высоту (см. ниже), а выше по течению, на синклинальном отрезке долины, низки и местами даже погружены под современную пойму; б) сильным наклоном и равномерным аллювиальным покровом участков древнего дна долины, совпадающих с северным крылом антиклиналя, — ясно, что широкое плоское дно, покрытое нетолстым покровом речных наносов, могло выработаться только в близком к горизонтальному положению и его современная крутизна представляет собой результат вторичного тектонического воздействия; в) крутизной бортов долины прорыва (теснины) по сравнению с вышеописанной синклинальной частью долины Амткела (поскольку крутизна склонов показывает неуравновешенность, молодость соответствующей эрозионной формы) и т. д.

Геоморфологическое строение рассматриваемой долины прорыва характеризуется наличием второстепенных деталей рельефа, свидетельствующих о сложной истории ее развития. Прежде всего, имеются морфологические признаки скачкообразности процесса формирования антиклинальной структуры Пал—Апианча и пересекающей ее antecedentной долины р. Амткел—Джанпал. Признаки эти выражены высокоподнятыми террасами, усложняющими морфологический характер склонов долины прорыва и особенно хорошо представленными на ее левой стороне — на склонах г. Пал (1336 м). Отчетливо выделяются два уступа, из коих нижний, названный нами «Чинской террасой» по имени расположенного на нем селения, имеет в сводовой части антиклиналя (на участке горизонтального залегания известняковых слоев) около 450 м абсолютной и 250—280 м относительной высоты над тальвегом р. Амткел—Джанпал. В северной части долины прорыва плоскость данной террасы образует выпуклый перегиб, соответствующий изгибу пластов в северном крыле складчатой структуры и под углом в  $18^\circ$  спускается к району шоссе моста через названную реку. Вторая терраса расположена метров на 200—300 выше первой и названа нами «Пальской террасой» (по имени соответствующего населенного пункта). Склон, разделяющий вышеописанные террасы, обнаруживает изломы своего про-



филя и тем самым наводит на мысль о наличии промежуточного террасового уровня, но вопрос этот не может быть окончательно решен без дополнительных детальных исследований. Таким образом, геоморфологическое строение долины прорыва нижнего течения р. Амткел—Джанпал отражает 3—4 фазы поднятия антиклинальной зоны Апианча—Пал, разделенные фазами тектонического покоя и выработки плоских дниц.

Помимо указанных террас, имеются также и другие морфологические свидетельства истории формирования antecedентной долины. Один из советских исследователей геологии Абхазии погибший в Великую отечественную войну Г. Чхотуа отмечал наличие в рассматриваемом районе реликтовых (лишившихся своих водотоков) долин древней речной сети. Наши собственные наблюдения, частично подтверждающая соображения названного исследователя о конфигурации угасшей гидрографической системы Амткельского бассейна, позволяют выяснить одну подробность в развитии antecedентной долины, имевшую место в промежутке между выработкой Чинской террасы и образованием каньонообразного ущелья (теснины). Подробность эта заключается в том, что вслед за последней фазой поднятия имело место запруживание р. Амткел—Джанпал тектонической плотиной (антиклиналь Апианча—Пал) и образование озера, воды которого в течение определенного периода времени имели направление, отличное от современной реки. Это направление фиксируется существованием реликтовой эрозионной долины, врезанной в левобережную часть Чинской террасы в районе сел. Чин. Эта неглубокая и довольно узкая ложбина по своему положению является продолжением той части долины р. Джанпал, которая находится выше места поворота последней реки на запад. Имея дугообразно изогнутую в плане форму, эта безводная долина соединяется с antecedентным ущельем современной р. Амткел—Джанпал в средней части последнего — близ сел. Чал. Описанную ложбину река покинула в результате перехвата притоком Кодора, регрессивно выработавшим пропиливающий антиклинальную преграду каньон.

Такова в общих чертах геологическая и геоморфологическая обстановка местонахождения предполагаемых А. Л. Рейнгардом моренных наносов. Знание этой обстановки позволяет уяснить закономерности распространения и состава указанных наносов и облегчает установление их истинной природы.

Валушный материал, принимаемый А. Л. Рейнгардом за морену, имеет в описываемом районе довольно обширную область своего распространения. Он встречается в разнообразных топографических условиях — на горных склонах, платообразных поверхностях и т. д., причем разно валунов на первый взгляд не может быть связан ни с одной из ныне существующих здесь рек. Валунно-галечный материал покрывает собой плоскость вышеупомянутой Чинской террасы по обеим сторонам теснины нижнего течения р. Амткел—Джанпал, встречаясь в равной степени как на ровных участках дна древней долины прорыва, так и на склонах, тектонически отвечающих северному крылу антиклинали Пал—Апианча (близ шоссеного моста в северном конце теснины). Западнее долины прорыва интересующие нас образования развиты на территории сел. Хеви (быв. Захаровки) и еще дальше к западу в самой Цебельде.

Предполагаемый моренный материал состоит из обломков самого разнообразного размера от мелкой гальки до валунов, имеющих 1—1,5 м в поперечнике. Большая часть материала характеризуется вполне окатанной формой и лишь отдельные крупные валуны обнаруживают начальные стадии переработки текучей водой, имея угловатую в общих чертах форму. Также разнообразен петрографический состав валунно-галечного материала, характеризующийся присутствием гранитов, диабазов,



порфиристов, вулканических туфов, туфогенов, кристаллических сланцев, известняков и пр. Материал наноса подвергся значительному воздействию химического выветривания — валуны имеют кору выветривания, толщина которой достигает 1,5—2 см, и которая своей однообразной темной, почти черной окраской затрудняет распознавание петрографического характера валунов.

Вопрос о географическом происхождении рассматриваемого валуно-галечного материала, т. е. о том, из каких мест он был принесен, в настоящее время нетрудно решить. Правильным является более позднее из высказанных А. Л. Рейнгардом двух предположений, а именно предположение о приносе материала из бассейна р. Амткел—Джанпал (см. выше цитату из статьи названного исследователя 1941 г.). Оставляя в стороне группу горных пород, связанных с имеющими обширное распространение геологическими свитами (порфиритовой свитой средней юры, известняковой свитой меловой системы), следует остановиться на происхождении гранитного материала рассматриваемых наносов. По мнению геолога В. Зухбайа, наблюдавшего «цебельдинскую морену» на месте ее залегания и изучавшего ее гранитный компонент лабораторными методами, гранитные валуны Цебельды связаны с «центральной абхазской неинтрузией», которая занимает широтную полосу, протягивающуюся от г. Чумкузба в восточном направлении через бассейны р.р. Келасури, Амткел и Джанпал. Гранитные породы этого интрузивного массива легко отличимы от гранитов Главного Кавказского хребта даже макроскопически, благодаря крупнозернистому характеру первых. В составе «цебельдинской морены» фигурируют обе (серая и розовая) разновидности гранитов центральной абхазской неинтрузии, чем и доказывается принос материала со стороны бассейна р. Амткел—Джанпал.

Является ли рассматриваемый валуно-галечный материал ледниковым отложением?

В настоящее время на этот вопрос может быть дан уверенный отрицательный ответ. Ледниковому происхождению интересующих нас отложений противоречит целый ряд фактов. Такова, прежде всего, совершенная окатанность подавляющей части валунов и галек, несовместимая с предположением о морене; немногочисленные валуны, носящие признаки начальной стадии окатывания, не могут служить доказательством ледникового происхождения наносов, поскольку в любых речных отложениях присутствуют обломки самых различных степеней окатанности. Во-вторых, валуно-галечный материал Цебельды носит признаки известной сортировки, а именно в нем отсутствуют валуны более 1,5 м в диаметре (в случае правильности ледниковой версии, ледник должен был бы передвигать и гораздо более крупные глыбы интрузивных пород). В-третьих, в районе Цебельды отсутствуют характерные черты моренных образований — неравномерное их распределение на поверхности и свойственные им формы рельефа. Наконец, отсутствуют также следы ледниковой штриховки и полировки на валунах.

Аллювиальная природа рассматриваемых наносов делается вполне очевидной при их сопоставлении с современным аллювием р. Амткел—Джанпал. Ни по величине валунов, ни по степени окатанности, ни по петрографическому составу валуно-галечный материал Чинской террасы не отличается от материала, образующего современную пойму как выше antecedентной долины, так и в пределах теснины. Единственное различие между ними состоит в наличии у материала псевдоморены мощной выветрелой оболочки, но из этого может быть сделан вывод только о разновозрастности сопоставляемых наносов. Не лишено интере-

са то обстоятельство, что наличие древнего аллювия на Чинской террасе подмечено местными жителями, высказывающими свое удивление по поводу наличия остатков речного русла на горных склонах и возвышенных плато.

Кажущаяся оторванность валунно-галечного материала, рассыпанного по горным склонам и плато района Цебельды, от речной сети легко разъясняется при учете тектоники этого района. Так, наносы, покрывающие Чинскую террасу по обеим сторонам каньонообразного ущелья, несомненно являются отложениями р. Амткел—Джанпал, поднятыми вместе с деформированным в процессе развития антиклинальной структуры Пал—Апианча дном antecedентной долины. Подобным же образом валунные образования сел. Цебельда увязываются с древней рекой, протекавшей по ныне безводной долине в направлении от района сел. Азанта к сел. Цебельда и прекратившей свое наземное существование после тектонических движений, повлекших за собой развитие карстового дренажа.

Валунная глина, упоминаемая А. Л. Рейнгардом в качестве доказательства присутствия ледниковых отложений в рассматриваемом районе, была осмотрена нами в обнажениях вдоль шоссе близ моста через р. Амткел—Джанпал. Эти образования ничего общего с моренной не имеют ибо: а) включенные в глину валуны и галька характеризуются совершенной окатанностью, представляя собой аллювиальный материал; б) сама глина, имеющая равномерный, тяжелый механический состав, совершенно не похожа на морену, а является скорее озерным отложением и в) такой характер наноса вместе с особенностями его распределения на топографической поверхности (валунная глина приурочена к нижней части склонов, спускающихся со стороны долины прорыва к ее северному входу; она отсутствует в самой долине прорыва и на стороне, обращенной к Кодору) убеждает нас в том, что рассматриваемый нанос связан не с ледниковой деятельностью, а представляет собой осадки, отлагавшиеся в запрудном водоеме (выше тектонической преграды) до его спуска эрозией; валунно-галечный материал, фигурирующий в составе озерных осадков, есть переотложенный аллювий, смытый дождевыми потоками со склонов в вышеупомянутый водоем.

Таким образом, никаких образований, которые можно было бы принять за результаты ледниковой деятельности, в районе Цебельды не имеется. Ошибку А. Л. Рейнгарда можно объяснить только тем, что названный исследователь, находясь под влиянием альпийских палеогляциологических идей, недостаточно посчитался с местным фактическим материалом и невольно подогнал последний под предвзятое положение.

### 3. Интерпретация наблюдений с точки зрения общих проблем четвертичной геологии Кавказа

Установление факта отсутствия ледниковых образований в районе низовьев Кодора позволяет, в свете новейших отечественных идей палеогеографии четвертичного периода, пересмотреть некоторые проблемы общего порядка, касающиеся четвертичной истории Кавказа. Мы хотим остановиться в основном на двух таких проблемах, а именно на проблеме синхронизации ледниковых и морских отложений и проблеме определения мощности древнего ледникового покрова.

Упразднение «цебельдинской морены» разбивает призрачные надежды некоторых исследователей на возможность увязки оледенений Б. Кавказа с историей Черноморского бассейна (см. Е. В. Шанцер, 1939,



стр. 99 и В. И. Громов, 1948, стр. 273—274 и 416). Как будет показано в дальнейшем, достоверные следы древнего оледенения Кодорского бассейна удалены от побережья на десятки километров и синхронизация их с морскими отложениями практически неосуществима. Если бы предполагаемая морена у Цебельды в действительности существовала, ее увязка с террасами Абхазского побережья все же была бы затруднительна в виду сложности истории развития долины р. Кодор: в нижнем течении этой реки, в районе с.с. Наа и Кех аккумулятивные террасы приморской зоны резко прерываются и дальше вглубь горной части бассейна не простираются; вместо них в горной полосе представлены высокоподнятые эрозионные поверхности в виде уступов и седловин. Сопоставление этих эрозионных террас, имеющих сотни метров относительной высоты, с аккумулятивными речными и морскими террасами побережья представляет собой сложный вопрос, требующий кропотливых и длительных исследований. Представления Е. В. Шанцера (1939, стр. 101) о постепенном повышении кодорских террас вглубь гор по нашим наблюдениям не соответствуют действительному положению (ввиду разнозначности эпигенетических движений как в приморской и горной зонах Кодорского бассейна, так и в пределах самой горной зоны, иллюстрацией к чему могут служить вышеописанные геоморфологические черты долины р. Амткел) и выводы, на них основанные, должны быть отвергнуты. Поскольку «морену у Цебельды» приходится стереть с карты четвертичных образований Кавказа, то перспектива использования ледниковых образований данного района в геохронологических целях вообще становится неясной и поэтому целесообразно ставить вопрос о привлечении других естественных документов к решению задач четвертичной стратиграфии.

Выявление подлинной сущности цебельдинской псевдоморены способствует устранению из обихода исследователей четвертичного прошлого Кавказа также одного из неточных положений, противоречащего общей сумме фактов и позволяющей пересмотреть вопрос о мощности древнего оледенения (измеряемой по величине депрессии снеговой границы) Абхазии и Кавказа в целом.

Предположение о наличии ледниковых отложений в окрестностях Цебельды не гармонирует с остальными палеогляциологическими данными по бассейну Кодора, — в то время, как допущение цебельдинского положения древнего ледника приводит к представлению о весьма мощном четвертичном оледенении, геоморфологические и некоторые другие особенности Кодорского бассейна показывают гораздо более скромные размеры его бывшего ледникового покрова.

Для того, чтобы лед из верховьев р.р. Амткел и Джанпал сполз до местонахождения вышеописанных псевдогляциальных образований, т. е. до 350—400 м абсолютной высоты (эту величину следует уменьшить еще на 200—250 м в связи с тем, что в период накопления «морены», до выработки современного каньона р. Амткел—Джанпал, дно долины располагалось соответственно ниже его современного положения), требуется, при условии постоянства гипсометрического соотношения между верхней и нижней частями бассейна в течение послеледниковой эпохи, снижение снеговой границы по меньшей мере на 1400 м — до высоты 1300—1400 м над уровнем моря. Современная снеговая граница расположена на Чхалтинском хребте, в истоках р.р. Амткел и Джанпал на высотах в 2660—2710 м (А. Л. Рейнгард, 1916, стр. 309 и карты). Высота вычислена по материалам верстовой топографической съемки, производившейся в начале текущего столетия; наши наблюдения 1935 и 1951 гг. показывают, что с тех пор в конфигурации ледников и положении снеговой границы в Западном Кавказе не произошло существенных изменений (в частности



оледенение Чхалтинского хребта продолжает оставаться таким же, каким его застали Н. М. Альбов, К. И. Подозерский, Н. А. Буш 50—60 лет тому назад), поэтому данные А. Л. Рейнгарда сохраняют для этого района свою силу. Величина депрессии снеговой границы, соответствующая цебельдинской «морене», подсчитана нами на основе метода Гефера (путем определения средней высоты ледника) в сочетании с методом Бркенера, основанным на признании определенного соотношения между площадями областей питания и таяния ледников (3:1). Возможная ошибка вычисления депрессии достигает 200 м.

Обратившись к другим палеогляциологическим данным по бассейну Кодора, мы не находим в них подтверждения столь значительного снижения снеговой линии в четвертичном периоде. Депрессии в 1300—1400 м противоречат, прежде всего, геоморфологические черты рассматриваемой части Абхазии. Ледниковые формы рельефа — цирки, трог, «бараньи лбы», моренные накопления указывают на снижение снеговой границы в прошлом только на 500—700 м. В частности, сохранившиеся на Чхалтинском хребте древнеледниковые цирки и кары, в ряде случаев являющиеся вмещителями озер (напр., Квараш), локализуют древнюю снеговую границу в пределах гипсометрической ступени 2000—2200 м. В продольной долине р. Чхалты следы древнеледниковой деятельности не спускаются ниже места слияния р.р. Аданге и Марух, расположенного на высоте 1480 м; соответствующее положение снеговой линии 2100—2200 м. Не исключена, конечно, возможность того, что положение явственных форм гляциального рельефа не обозначает собой уровня снеговой границы в максимальную фазу оледенения, — снеговая линия могла опуститься на более низкие уровни на короткий период времени, недостаточный для создания глубокого морфологического отпечатка ледниковых явлений. Однако разница в 700—800 м представляется слишком большой для того, чтобы ее можно было приписывать денудационному уничтожению морфологических следов максимальных фаз оледенения. Следовательно, 700 м следует считать величиной, близкой к амплитуде вертикального смещения снеговой границы в Кодорском бассейне за четвертичное время. В дальнейшем мы стремимся показать, что этот вывод может быть распространен на территорию всего Кавказского перешейка.

Просматривая палеогляциологическую литературу по Кавказу и учитывая особенности, характеризовавшие историю изучения последнего в отношении четвертичной геологии, мы не можем не притти к тому заключению, что в современных научных представлениях о четвертичном оледенении Кавказского перешейка имеется ряд необоснованных положений, продиктованных стремлением распространить на эту территорию западно-европейские теоретические схемы. В формировании взглядов на четвертичное прошлое Кавказа дедукция резко преобладала, подавляя индуктивный поток наблюдений и, как вредное следствие этого одностороннего увлечения, мы имеем в настоящее время полную неуверенность в справедливости основных положений, касающихся данного этапа геологической истории.

К числу таких малообоснованных положений четвертичной геологии Кавказа относится широкораспространенное в литературе мнение о большой мощности древнего оледенения, измеряемой более чем 1000 метрами депрессии снеговой границы. В основе этого мнения лежит представление о древнем оледенении Альп, принятое некоторыми исследователями за всеобщий стандарт. Методика, применяемая кавказскими исследователями для аргументации столь резкого снижения снеговой границы при четвертичных оледенениях, в большинстве случаев не может считаться удовлетворительной ввиду своей неполноты. Основным вещественным



документом в таких случаях служат отложения, которым приписывается ледниковое происхождение — галечники, брекчи, валунные конгломераты и т. п. Именно таким путем установлены пределы распространения четвертичного ледникового покрова в ряде районов Большого Кавказа — в долинах р.р. Теберды, Кубани, Баксана, Черка, Терека, Кусар-Чая, Мзымты, Кодора, Ингура, Риона и пр. (см. библиографию). Между тем этот метод, применяемый самостоятельно — без сочетания с другими методами, мало надежен и нередко приводит к неверным выводам. Сплошь и рядом за ледниковые отложения принимаются разнородные образования, в действительности не имеющие непосредственного отношения к ледниковой деятельности — аллювий, делювий, вулканогенные обломочные породы и даже материал, перемещенный при участии человека. В некоторых случаях имеет место механический перенос палеогляциологических методов, выработавшихся в условиях равнинных стран на гористую территорию Кавказа, с неизбежно вытекающими из этого ошибками.

Огромная величина снижения четвертичной снеговой границы, получаемая в результате применения указанного метода и при сильном влиянии альпийского шаблона, не находит своего подтверждения при комплексном рассмотрении вопроса с привлечением других исследовательских методов. Она не оправдывается ни на геоморфологических, ни на палеонтологических или биогеографических фактах, выявленных к настоящему времени на территории Кавказа и сопредельных стран. Опровержение этого ложного представления должно явиться предметом особого рассмотрения на основе проработки всего имеющегося литературного материала и применения всех возможных методов. Для такого анализа у нас здесь не хватает места, но все же следует задержаться на нескольких показательных примерах, относящихся к наиболее хорошо исследованным районам и ясно свидетельствующих о преувеличенности ходкого взгляда на величину депрессии снеговой линии в четвертичном периоде.

Для суждения о палеогляциальных образованиях долины р. Теберды на ряду с прежними работами А. Л. Рейнгарда, И. В. Мушкетова и других авторов, находящимися под значительным влиянием альпийских представлений, имеется сравнительно недавно опубликованная статья Г. К. Тушинского, представляющая собой результат длительных и углубленных исследований автора. Ценным моментом в исследовании Г. К. Тушинского является возможность четкого выделения части палеогеографических выводов, полученной на местном фактическом материале от другой части, продиктованной дедуктивными соображениями. По данным статьи получается, что в долине Теберды наибольшая депрессия снеговой границы прошлого, устанавливаемая на основании конечных морен, достигает 800 м (Г. К. Тушинский, 1949, стр. 293, 298). Высказанные рядом авторов соображения о более древних и более мощных оледенениях Теберды—Кубани, опирающиеся на сопоставлении имеющихся здесь галечных террас с альпийскими ледниковыми эпохами, представляются нам лишенными достаточной убедительности, — нет никакого основания искусственно увязывать террасы р. Теберды, развивавшиеся в обстановке тектонически активной горной области, с альпийской схемой оледенений. Таким образом, объективные наблюдения позволяют говорить в отношении Теберды только о таком оледенении прошлого, при котором величина депрессии снеговой границы не превышала 800 м — величину близкую к той, которую мы получили для бассейна р. Кодор.

Второй район, на котором мы остановимся, это бассейн верхнего течения Терека (полоса северного участка Военно-Грузинской дороги) — район, подвергавшийся многократным исследованиям со стороны различ-

ных исследователей (А. Л. Рейнгарда, В. П. Ренгартена и др.). В результате этих исследований, проводившихся под влиянием вышеупомянутой гипотезы Пенка-Брикнера, в литературе сформировалось представление о повторных, мощных оледенениях, при которых громадный ледник, сползавший по долине Терека, достигал южного входа в известняковое ущелье (около 1200 м абс. высоты, см. В. П. Ренгартен, 1932, стр. 39) или даже выходил на предгорную равнину (600—700 м над ур. моря; см. там же, стр. 37—38). Основанием для такого представления служат континентальные отложения, рассматриваемые в качестве ледниковых наносов. Наши наблюдения, производившиеся в долине Терека и по его притокам, не подтверждают наличия таких свидетельств, с помощью которых можно было бы установить столь значительные размеры четвертичного оледенения бассейна Терека. На всем протяжении долины Терека от Дзауджи-кау до глубин продольной котловины Трусо не имеется никаких моренных отложений, которые доказывали бы былое существование большого Терского ледника. Часть принимаемых за ледниковый нанос образований, характеризующаяся окатанностью материала при петрографическом разнообразии (такие отложения развиты от Дзауджи-кау до самой узкой части Дарьяла), представляет собой несомненно речные отложения, именно аллювий Терека. Выше Дарьяла, в ряде мест близ с.с. Казбек, Сиони, Коби и далее в пределах Трусо, встречаются мореноподобные по своему механическому составу и отсутствию окатанности образования, но считать их отложениями Терского ледника нет оснований в виду однообразия петрографического состава, отражающего литологический характер непосредственно примыкающих частей склонов долины Терека. Отсутствие обломков пород, развитых в верховьях долины (напр. интрузивных пород, переполняющих молодые морены Суатисских ледников) в составе этих мореноподобных образований позволяет заключить, что мы имеем дело с конусами выноса мелких притоков Терека и временных потоков, а также осыпями. Не является мореной также и материал, слагающий высокую террасу между замком Тамары и устьем вытекающей из Девдоракского ледника речки Каба-хи, состоящий из неоктанного щебня и угловатых в большинстве своем валунов. В. П. Ренгартен справедливо считает эти образования переходным конусом морены, выдвинутой древним ледником Каба-хи (1932, стр. 40). Этот ледник, спускавшийся с Казбека, в пору наибольшего развития достигал своим нижним концом, по В. П. Ренгартену, 1430 м абсолютной высоты (по нашему мнению конец ледника располагался выше; моренный материал мог сноситься тальми водами и отлагаться ниже оконечности ледяного языка) — самая низкая отметка, на которой в бассейне верхнего Терека могут быть предполагаемы достоверные следы пребывания глетчерного луга.

Четвертичное оледенение Казбекского района состояло из разрозненных ледников, занимавших самые верховья Терека и его притоков. Громадный, сложно разветвленный «Терский ледник» следует считать по нашему мнению мифом. Интересно, что в бассейне правого притока Терека р. Джуты ледники нигде не спускались ниже 2000 м над уровнем моря. Чаухский ледник, например, выходивший в главную долину у сел. Джута, оканчивался на высоте около 2070 м. Ниже по течению Джуты и далее по р. Снос-цхали признаков оледенений не наблюдается (широкое плоское дно Гудушаурской долины создано накоплением аллювия в связи с перегородившим долину Терека лавовым потоком с Казбека). В районе северных склонов г. Чаухи удается довольно точно вычислить величину депрессии снеговой границы для времени наибольшего развития ледников, — она равна 600—700 метрам (высота современной фирновой линии на северном леднике Чаухи равняется 3400 м) и, таким образом,



древнеледниковые образования верховьев Терека показывают снижение четвертичной снеговой границы на величину того же порядка, что и в бассейне Кодора.

К аналогичным результатам приводят наблюдения и в более восточных районах Б. Кавказа — в области истоков р.р. Ассы и Хевсурской Арагвы. Бассейн Ассы явился одним из тех районов, где были произведены первые опыты по утверждению идей А. Пенка на Кавказе (см. В. П. Ренгартен 1925). Критический пересмотр показывает преувеличенность высказанных под влиянием альпийской схемы предположений о размерах четвертичного оледенения Ассы. По нашим наблюдениям, производившимся в 1952 г., в бассейне Ассы, как и в верховьях Терека, в четвертичное время имелись отдельные долинные ледники, но не было единого, громадного Ассинского ледника, спускавшегося до низких уровней. Наиболее крупные ледники, сползавшие с г.г. Кидеганис-магали, Чимгис-кдэ и других по трогам р.р. Ахиэлис-цкали и Цицлованис-цкали, заканчивались выше 2000 м над ур. моря. Депрессия снеговой границы здесь того же порядка, что и в бассейнах Кодора, Теберды и Терека (см. выше). Ниже сел. Ахиэли по р. Архотис-цхали ледниковых образований не имеется, встречаются лишь псевдогляциальные отложения в виде вскрытых эрозий древних конусов выноса с развитыми в валунном щебне «земляными пирамидами». С таким характером древнего оледенения Ассы гармонирует морфология соседнего с Ассой участка южного склона Главного хребта (бассейн р. Хевсурской Арагвы). В истоках р. Блос-цхали четвертичная снеговая граница не опускалась ниже 2800—2900 м. Исключительным для южного склона явлением следует считать положение следов Абуделаурского ледника, спускавшегося с Чаухского массива в юго-восточном направлении к хевсурскому селению Рошка до выс. 1850 м над ур. моря. Достижение Абуделаурским ледником столь низких отметок объясняется своеобразным рельефом его верховьев, а именно наличием высокого скалистого амфитеатра г.г. Чаухи и Рошка-хорки, обеспечивавшим ледник обильным питанием. Величина депрессии снеговой границы в бассейне Хевсурской Арагвы не выходит за пределы 700—800 м (принимая за высоту современной снеговой границы 3600 м над ур. моря).

Интересно, что цифру в 600—700 м, как наибольшую величину депрессии снеговой границы прошлого, для части бассейна р. Баксан называл еще Л. Дистель, опирающийся на наблюдениях над распространением гляциальных элементов рельефа названного бассейна (см. рецензию А. Л. Рейнгарда, 1915, стр. 85—86).

Можно привести еще множество примеров по другим районам Кавказа, свидетельствующих о преувеличенности принятых ныне в науке взглядов на мощность четвертичного оледенения и позволяющих поставить вопрос о необходимости их пересмотра.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Валунные образования окрестностей Цебельды не являются ледниковыми отложениями, представляя собой остатки аллювия, которые подняты тектоническими процессами четвертичного времени.

Рассмотрение этого факта в сопоставлении с данными по другим районам позволяет подвергнуть пересмотру господствующее в науке взгляды на мощность четвертичного оледенения Кавказа. Сохранившиеся геоморфологические следы былого оледенения указывают на снижение снеговой линии не более чем на 700—800 м против ее современного положения.



Сказанное не означает, однако, что оледенения альпийского порядка — мощные, с депрессией снеговой границы более 1000 м вообще исключаются для Кавказа. Такого оледенения не было в четвертичном периоде (по крайней мере в средне- и верхнечетвертичное время), но оно могло иметь место раньше — в верхнем плиоцене и в начале четвертичного периода. Возможность этого допустима в свете как местного палеонтологического материала (напр., ископаемых флор, приурочивающих климатический перелом, лишивший растительность Кавказа всех ее архаичных теплолюбивых элементов, к рубежу среднего и верхнего плиоцена), так и всей совокупности палеоклиматологических данных о Земле, указывающих на сильное похолодание в конце третичного периода (см., напр.: а) Ч. Ляйэлль (1864). Фауна моллюсков из плиоценовых отложений Англии и Сицилии указывает на большее по сравнению с нынешним распространение к югу северных видов, — виды, сейчас не идущие южнее Гренландии, в верхнем плиоцене и начале постплиоценового времени жили в Ирландии и Шотландии, а виды, населяющие современные моря у Исландии, были обыкновенны на широтах Сицилии (стр. 197—201, 308—309); б) Е. В. Вульф. (1944). Палеоботанические свидетельства из разных мест земного шара также показывают резкое похолодание в конце плиоцена, в результате чего создалась климатическая обстановка аналогичная современной (напр., в штатах Флорида и Алабама Северной Америки, стр. 332) или даже еще более суровая (Нагасаки в Японии, стр. 274); в) В. П. Гричук (1950). По данным пыльцевого анализа, хвойная тайга в конце плиоцена и начале четвертичного периода была сдвинута на Русской равнине к югу, почти вплотную подходя к современным северным берегам Азовского моря (стр. 37, схема), что должно показывать соответствующее смещение термических зон Северного полушария).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов Н. М., Отчет о ботанических исследованиях Абхазии за 1890 год, Записки Кавказск. отдела импер. Русского Географич. общества, т. XV, 1895.
2. Бущ Н. А., Ледники Западного Кавказа, Записки импер. Русского Географического общества по общей географии, т. 32, № 4.
3. Варданянц Л. А., О новом способе подсчета депрессий снеговой границы в связи с изучением стадий отступления ледников, «Известия Русского Географического общества», 1930, № 2.
4. Варданянц Л. А., Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, Ереван, 1948.
5. Вульф Е. В., Историческая география растений, АН СССР, 1944.
6. Гричук В. П., Растительность Русской равнины в нижне и среднечетвертичное время, АН СССР, Труды Института Географии, Вып. 46, Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 3, 1950.
7. Громов В. И., Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории ССР (млекопитающие, палеолит), АН СССР, Труды Ин-та геол. наук, вып. 64, геологич. сери, 1948, № 17.
8. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, Москва—Ленинград, 1947.
9. Добрынин Б. Ф., Террасы Абхазии, Ученые записки Московского Госуд. университета, в. 5, география, 1936.
10. Еремеев В. П. и Петров В. П., Петрографическое описание неоген-третичных, выходящих в бассейне Кодора. В сборнике: Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазии, в. 2, АН СССР, М.—Л., 1940.



11. Залесский В. В. и Кузнецов С. С., Абхазско-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции, В сб. «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии», в. 2, АН СССР, М.—Л., 1940.
12. Залесский В. В. и Петров В. П., Кристаллические породы района перевала Клухор и верховьев р. Гвандра, В сборнике: «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии», в. 2, АН СССР, М.—Л., 1940.
13. Колесник С. В., Общая гляциология, Учпедгиз, 1939.
14. Ковалевский С. А., Континентальные толщи Аджиноура, Баку, 1936.
15. Ляйэлль Ч., Геологические доказательства древности человека..., С. Петербург, 1864.
16. Малеев В. П., Третичные реликты во флоре Западного Кавказа и основные этапы четвертичной истории его флоры и растительности, АН СССР, Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 1, 1941.
17. Маруашвили Л. И., О некоторых фактах изменений ледникового покрова Кавказа, «Известия Государственного Географического общества», 1937, № 2.
18. Маруашвили Л. И., Опыт палеогеографической интерпретации особенностей четвертичных образований Закавказья, Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3, АН СССР, 1952.
19. Мирчинк Г. Ф., Соотношения четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа, Известия Ассоциации научно-исследовательских институтов, Москва, 1929.
20. Михайловская О. Н., Четвертичные террасы Абхазии, Труды Первого Всесоюзного Географического съезда, вып. 3, 1935.
21. Москвитин А. И., Ледниковые образования Красной поляны, террасы р. Мзымты и части черноморского побережья Кавказа, Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1938, № 4.
22. Орловский В. Г., Геологическое строение Мало-Кабардинского хребта, «Поверхность и Недра», 1926, т. 4, № 5-6 (21-22).
23. Пламенцевский Л. Н., Следы древнего оледенения в районе Владикавказской котловины, Владикавказ, 1929.
24. Подозерский К. И., Следы и остатки ледников в верховьях р.р. Бзыби, Гумисты и Амткела, Известия Кавк. отд. импер. Русского Географич. общества, кн. 15, 1902, № 3.
25. Рейнгард А. Л., Стадии отступления дилювиальных ледников в бассейнах рек Теберды и Кубаны, Известия Кавказского отдела имп. Русского Географического общества, т. 23, 1915, № 2.
26. Рейнгард А. Л., Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Беку и А. Пенку и оледенения Кавказа, Материалы по четвертичному периоду, 1936.
27. Рейнгард А. Л., Крестовый перевал Военно-Грузинской дороги, Известия Кавказского отдела имп. Русского Географич. общества, т. 22, 1914.
28. Рейнгард А. Л., Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенениям Альп и Алтая, Труды II Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. II, Л.—М., 1933.
29. Рейнгард А. Л., Предварительный отчет о географической экскурсии в западный и средний Кавказ летом 1914 г., Протоколы Общества испытателей природы при Харьковском университете, вып. 3, 1914.
30. Рейнгард А. Л., К вопросу о следах ледникового периода на Куссарской наклонной равнине, Известия Русского Географического общества, т. 58, 1926.
31. Рейнгард А. Л., Гляциально-морфологические наблюдения в долинах Кубани и Кодора летом 1924 г., Известия Географического общества, т. 57, 1925.
32. Рейнгард А. Л., Несколько слов о древней морене у Цебельды на Кавказе, Труды Советской секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 5, М.—Л., 1941.
33. Рейнгард А. Л., Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом, Известия Кавказ. отдела импер. Русского Географич. Общества, т. 24, 1916, № 3.

34. Рейнгард А. Л., Рецензия на статью Л. Дистеля *Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus*, «Известия Кавк. отдела им. Русск. Географич. общества», т. 23, Тифлис, 1915, № 1.
35. Ренгартен В. П., Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги, Труды ВГРО, вып. 148, М.—Л., 1932.
36. Ренгартен В. П., Доклад об исследованиях о ледниковом периоде в долине Баксана, Известия императ. Русского Географического общества, т. 51, 1915.
37. Ренгартен В. П., История долины Ассы на Северном Кавказе, Известия Русского Географического общества, т. 57, 1925.
38. Степанов В. Я., Кислые и основные неонинтрузии центральной части Абхазской АССР. В сборнике *Верхи, Сванетия и прилегающая часть Абхазии*, в. 2, АН СССР, М.—Л., 1940.
39. Твенхофел У. Х., Учение об образовании осадков, М.—Л., 1936.
40. Тушинский Г. К., Современное и древнее оледенение Тебердинского района. В сборнике «Побежденные вершины» (ежегодник советского альпинизма), 1949, Географгиз, 1949.
41. Шанцер Е. В., Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа, Труды Советской Секции Международной Ассоциации по Изучению Четвертичного Периода, вып. IV, 1939.
42. Disfel L., *Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus*, „Abhandlungen des Hamburgischen Kolonialinstituts“, Bd. 22 Hamburg, 1914.

დ. ჟამთაილი

## თუშეთის თანამედროვე ჰინვაკრები, ძველი გაჰინვაკრების ნიშნები და მდინარეული ტიპრასები

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის საკვლევე გეგმის შესაბამისად, 1953 წლის აგვისტოში ჩატარებულ იქნა მუშაობა თუშეთის თანამედროვე ცინვარების და ძველი (მეოთხეულის) გაყინვარების ნიშნების შესწავლის მიზნით. მუშაობაში ავტორთან ერთად მონაწილეობას ღებულობდნენ სტალინის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტის სტუდენტები გ. ენუქიძე და გ. კურდღელაიძე.

მუშაობა ძირითადად წარმოებდა პირიქითული ალაზნის აუზში და მის მარცხენა შენაკადების ხეობებში, რადგანაც ცინვარული მასივები, სადაც შერჩენილია თანამედროვე ცინვარები, მოქცეულია მხოლოდ პირიქითულ ქედზე, თებულოს და დიკლოს მთებს შორის.

თუშეთი წარმოადგენს საქართველოს სსრ ერთ-ერთ საინტერესო მაღალმთიან რაიონს, რომელიც შედარებით ნაკლებად იყო შესწავლილი უკანასკნელ წლებამდე როგორც გეოლოგიური, ისე გეოგრაფიული თვალსაზრისით.

თუშეთის ადრინდელ, XIX—საუკუნის მკვლევარებს შორის ყურადღებას იქცევენ გ. მერცხახერი, გ. რადე, მ. დეში, ნ. დინიკი, ს. სიმონოვიჩი და ფ. გავრილოვი, რომელთა შრომები შეეხება თუშეთის გეოგრაფიას, ეთნოგრაფიას, მცენარეულობას, გეოლოგიურ აღნაგობასა და ცინვარებს. მიუხედავად იმისა, რომ ეს შრომები მოძველებულია თანამედროვე გეოლოგიური მეცნიერების განვითარების ეტაპზე, ბევრი რამ მათში მაინც არ კარგავს თავის მნიშვნელობას. ამ მხრივ განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს ნ. დინიკის დაკვირვებები თუშეთის ცინვარებზე და ძველი გაყინვარების ნიშნებზე, რომლებიც საშუალებას იძლევიან წარმოადგინა ვიქონიოთ მათი მდგომარეობის შესახებ XIX საუკუნის დამლევს.

უახლეს (საბჭოური პერიოდის) გამოკვლევათა შორის ყურადღებას იქცევს ლ. მარტაშვილის [6] შრომა, თუშეთის ცინვარების, გეომორფოლოგიისა და მეოთხეული ისტორიის შესახებ; ვ. კრესტნიკოვის მიერ ჩატარებული მუშაობა თუშეთის გეოლოგიური აგებულების შესწავლის ხაზით და 1952 წ. ჩატარებული სამუშაოები საქართველოს გეოლოგიური სამმართველოს პარტიებისა. უნდა აღინიშნოს, რომ ამავე 1952 წელს, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის ექსპედიციების მიერ შეგროვილ იქნა საინტერესო მასალები ამ მხარის გეომორფოლოგიური, ჰიდროლოგიური და კლიმატური ბუნების შესახებ, რომლებსაც მეტად დიდი მნიშვნელობა ეძლევა პრაქტიკული ამოცანების გადაჭრის თვალსაზრისით.

წინამდებარე ნაშრომი წარმოადგენს იმ ხარვეზის შევსების ცდას, რომელიც წინა წლის ექსპედიციების მუშაობის დროს არ ყოფილა გაშუქებული

## მორფოგრაფია და ჰიდროგრაფია

თუშეთი წარმოადგენს მაღალმთიან ქვაბურს, მოქცეულს საკმაოდ მაღალ ქედებს შორის. სამხრეთიდან მას ესაზღვრება კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედი. თუშეთის ფარგლებში ეს უკანასკნელი იწყება ბორბალოს მთიდან (3244 მ) და გრძელდება შავკლდემდე (3575 მ). ამ უკანასკნელის შემდეგ სიმალლით გამოირჩევა ბულანჩის წვერი (3255 მ), დიდგვერდი (3334 მ), სამყურისწვერი (3267 მ) და გველის მთა (3065 მ).

მიუხედავად იმისა, რომ კავკასიონის წყალგამყოფი ქედის ამ ნაწილში უდიდესი აბსოლუტური სიმაღლე (მწ. შავი კლდე) 3500 მ ოდნავ აღემატება, ქედის საშუალო სიმაღლე 3180 მ აღწევს. პატარა ბორბალოდან გამოიყოფა მკვეთრად მერიდიანული გავრცელების აწუნთის (ჰაწუნთის) ქედი, რომელიც აწუნთის უღელტეხილთან (3570 მ) გადაებმის პირიქითულ ქედს და გამოჰყოფს ანდის-ყოისუს აუზს მდ. ანდაკის აუზისაგან. ქედის თხემზე აღმართულია მ.მ. ამუგო (3815 მ), პირჩიტა, მახის მთა (3809 მ), ქედის საშუალო სიმაღლე აღემატება 3250—3300 მ.

ჩრდილოეთის მხრიდან თუშეთის ქვაბურს ეკვრის პირიქითული ქედი, რომელზეც (კავკასიონის წყალგამყოფ ქედისაგან განსხვავებით) აღმართულია მარადი თოვლით და ყინვარებით მოსილი მწვერვალები — თებულოს მთა (დაქეხი, 4494 მ), ყურყუმის წვერი (3673 მ), ქაჩუ (3985 მ), ქომიტო (4271 მ), დონოს მთა (აუვალი წვერი, 4178 მ) და დიკლოს მთა (4275 მ), ხოლო ყველაზე დაბალი უღელტეხილი უყერიჩო 3010 მ აღწევს.

ამრიგად, პირიქითული ქედის საშუალო სიმაღლე 3800 მ აღემატება (უფრო ზუსტად უღრის 3848 მ). ეს რიცხვი ნათლად გვიჩვენებს მკვეთრ განსხვავებას (დაახლოებით 600 მ), რომელიც არსებობს თუშეთის წილ მთავარ წყალგამყოფსა და პირიქითულ ქედების აბსოლუტურ სიმაღლეებს შორის.

აღმოსავლეთის მხრიდან თუშეთის ქვაბური ჩაკეტილია მერიდიანული ქედებით; ერთი მათგანი იწყება დიკლოს მთიდან შუა გალავნის ქედის სახელწოდებით; მას სამხრეთით გადაებმის ვებოს ქედი. ეს უკანასკნელი სადუციის წვერთან (3184 მ) მოუხვევს დასავლეთით, მთა ერჩომდე (3245 მ).

ყოველი მხრიდან შემოზღუდული თუშეთის ქვაბური გახსნილია მხოლოდ აღმოსავლეთით იქ, სადაც მდ. პირიქითული და თუშეთის (გომეწრის) ალაზნის შეერთებით წარმოშობილი მძლავრი მდინარე ანდის ყოი-სუ არღვევს ლიასურ ფიქლებისაგან შემდგარ ვებოს და შუაგალავნის გარდიგარდმოდ გაწოლილ ქედებს და აჩენს მეტად ღრმა ვიწრობას.

თუშეთის ქვაბურს ორ ნაწილად ჰყოფს თუშეთის ანუ გომეწრის ალაზნისა და პირიქითული ალაზნის წყალგამყოფი ქედი, რომელიც მაკრატელას სახელწოდებით არის ცნობილი. იგი აწუნთის ქედს გამოეყოფა ე. ამუგოს სამხრეთით, პირველად მიემართება აღმოსავლეთით მწ. სამრულის მთამდე (3482 მ), აქედან უხვევს ჩრდილოეთით წოვის-წყლის სათავეებამდე, შემდეგ ისევ მკვეთრად იცვლის მიმართულებას და მიემართება სამხრეთ-აღმოსავლეთით ორი ალაზნის შეერთებამდე. მ. მაკრატელამდე (3070) ქედი ინარჩუნებს საკმაოდ დიდ აბსოლუტურ სიმაღლეს და არ ჩამოუვარდება მთავარ წყალგამყოფ ქედს. მაკრატელას მთის აღმოსავლეთით ქედი სწრაფად განიცდის დადაბლებას. მისი თხემური ნაწილი ხასიათდება საკმაოდ მოსწორებული ზედაპირით. ყურადღებას იქცევს აგრეთვე განედური გავრცელების მქონე საკმაოდ მაღალი

ნაროვნის ქედი. ეს უკანასკნელი წარმოადგენს წყალგამყოფს მდ. მდ. ქვახიდის-წყლისა და ნაროვნის-წყლის აუზებს შორის<sup>1</sup>.

თუშეთის ანუ გამეწრის ალაზნის ნთავარ შენაკადებს წარმოადგენენ ორწყალი და ქანჭახის ანუ ხისოს ალაზანი მარჯვენა მხრიდან, წოვათის-წყალი მარცხენა მხრიდან.

პირიქითულ ალაზანს წარმოქმნის ორი საკმაოდ წყალუხვი მდინარე ქვახიდის-წყალი და ნაროვნისწყალი. ისინი ერთი მეორეს უერთდებიან ნასოფლარის ჰელოს მიდამოებში. მარცხენა მხრიდან პირიქითულ ალაზანს უერთდებიან საკმაოდ მოზრდილი მდინარეები, რომლებიც სათავეს ღებულობენ ყინვარებიდან; ასეთია: ფარსმის-წყალი, კეშოს-წყალი, დიდხევი, ჩილოს-წყალი და დიკლოს-წყალი.

ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირე აღბეჭდილია თუშეთის რელიეფის მკვეთრ დანაწევრებაში. მიუხედავად ამისა, თუშეთის რელიეფი არ გვეჩვენება ისე მკვეთრად და მრისხანედ, როგორცაა კავკასიონის ცენტრალური ნაწილის რელიეფი. ეს მოვლენა შესაძლებელია ახსნილ იქნას იმ გარემოებით, რომ სიმაღლეთა სხვაობა თუშეთის ქედებსა და ხეობებს შორის უფრო ნაკლებია, ვიდრე კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში. თუ ავიღებთ თუშეთის ტაფობის ყველაზე დაბალ წერტილს ორი ალაზნის შეერთების ადგილზე ს. ომალოს ქვემოთ, იგი მდებარეობს 1536 მ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან, ხოლო მდინარეების ნაროვნისა და ქვახიდის შეერთების ადგილის სიმაღლე უდრის 2070 მ. ამრიგად, ხეობის ფსკერის საშუალო სიმაღლე ამ მონაკვეთზე 1800—2000 მ აღემატება, მაშინ, როდესაც პირიქითული ქედის საშუალო სიმაღლე მხოლოდ 3800 მ აღწევს.

ამასთანავე წყალგამყოფთა თბემები და კალთები მეტწილად დენუდირებულია და მოგლუვებული, მცირე გამონაკლისით, რაც გამოწვეულია ქანების შემადგენლობითა და მათზე კლიმატური პირობების მოქმედებით.

გეოლოგიური აგებულება. თუშეთის ტერიტორია მთლიანად აგებულია ლეიასური ფიქლების წყებით, რომელიც შეიცავს ქვიშაქვების, კვარციტების, ეპიდოტ-ქლორტიანი ფიქლებისა და ზოგჯერ კარბონატული ქვიშაქვების და კირქვების შიდა შრეებს. ფიქლები ხშირად გარღვეულია დიამაზებით და პორფირიტული ქანებით. ლეიასურზე უფრო ახალგაზრდა ნალექები თუშეთის ტერიტორიაზე წარმოდგენილია მხოლოდ მეოთხეული წარმონაქმნებით, რომლებიც ლოკალური გავრცელებით სარგებლობენ და განხილულ იქნება ყინვარული და ფლუვიოგლაციალური ნალექების აღწერისას.

ლითოლოგიურად შედარებით ერთფეროვანი ფიქლების წყება ხასიათდება საკმაოდ რთული ტექტონიკური ბუნებით. აქ ხშირად დარღვეულია შრეთა წოლის ფორმები, ადგილი აქვს დაქანების მიმართულების ცვალებადობას; შრეები აშლილია, აყირავებული და გადაბრუნებული. ამ მხრივ საკმაოდ კარგ სურათს იძლევა პირიქითული ქედის ჭრილები თებულოდან დონოს მთამდე.

მ. თებულოა სამხრეთით, მადნისხორხის სერის აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობს მოშავო ან მონაცრისფერო ფიქლები, რომლებიც გარღვეულია კვარციტების და კვარცის მრავალრიცხოვანი ძარღვებით; კვარციტებთან კონტაქტის ადგილზე ფიქლები გამდიდრებულია ქლორიტისა და ეპიდოტის მინერალებით, გარდაქმნილია ჰიდროთერმული ხსნარებით და იძლევა გამად-

<sup>1</sup> 1:200 000 მასშტაბის რუკაზე ეს ქედი აღნიშნულია პირიქითული ქედის სახელწოდებით. ზოგჯერ მას იხსენიებენ ნაკაიჩის მთის სახელწოდებით.

ნებას. კონტაქტის ზონა ზედაპირზე დაუანგულია და გაოქრიანებული. მრავალრიცხოვანი კვარცის ძარღვები, რომლებიც გვხვდება პირიქითული ქედის ფიქლების წყებაში, ხშირად შეიცავს მთის ბროლს, ქვახიდის-წყლის მარცხენა მხარეზე ქანები ჯერ დაქანებულია SW 210—220°, დაქანების კუთხე იცვლება N 30—35°—50—55° დე; მადნის ხორხის ქედზე და მის დასავლეთით აწუნთას მწვერვალზე გაშიშვლებაში კარგად ჩანს შრეთა აშლილობა SW-საკენ დაქანებული ქანებით; წყება ჯერ აყირავებულია და შემდეგ გადმობრუნებული, დაქანება იცვლება NO-თურით. შემოცოცების ზოლში ქანები საკმაოდ აშლილია, დამსხვრეული; ამ შემოცოცებას უკავშირდება გამადნების ზონებიც.

ტექტონიკურ რღვევებს ვხვდებით მდ. ქვახიდის მარცხენა ნაპირზეც; კონთიოს დასავლეთით, სადაც მონაცრისფერო თიხაფიქალები აშლილია, გადბრუნებული და გაწვეტილი. უფრო აღმოსავლეთით მდ. დიდხევის სათავეში პირიქითული ქედის სამხრეთ კალთაზე შრეები ვალუნულია იზოკლინურად და გაწვეტილი. ფიქლებში არსებული მოყვითალო ქვიშაქვები, რომლებიც მკვეთრად გამოირჩევა შავ ფონზე, სპირალურად არის დაგრეხილი, გაწვეტილი და ატანილი ათეული მეტრით მაღლა.

მთავარი რღვევის ხაზები გასდევს პირიქითული ალაზნისა და გომეწრის ალაზნის ხეობებს, რომელთა განვითარება ჩვენის აზრით დაკავშირებულია რღვევის ზოლებთან. ამას ადასტურებს ხეობის აგებულება, ს. დართლოს დასავლეთით. თუშეთის ტექტონიკური ბუნების შესწავლა მოითხოვს დეტალურ გამოკვლევებს.

### თანამედროვე ყინვარები

თანამედროვე ყინვარების ხასიათისა და ძველი გაყინვარების ნიშნების მიხედვით თუშეთის მხარე განსხვავდება საქართველოს და საერთოდ კავკასიონის სხვა ნაწილებისაგან; ყინვართა ტიპების მიხედვით იგი თითქოს წარმოადგენს გარდამავალ საფეხურს კავკასიონის და თურქისტანის ყინვარებს შორის, თუმცა გაყინვარების სიმძლავრით ეს რაიონი არ შეიძლება შედარებულ იქნეს არც ცენტრალურ და დასავლეთ კავკასიონთან და არც შუა აზიის მთიანეთთან.

ყურადღებას იქცევს, რომ ქედების აბსოლუტური სიმაღლისა და დანაწევრების, თოვლის აკუმულაციისათვის ბელსაყრელი რელიეფის ფორმებისა და ნაღებების საკმაო რაოდენობის მიუხედავად, თუშეთში მეტად დარიბად არის წარმოდგენილი თანამედროვე ყინვარები. უფრო ადრინდელი, მეოთხეულის გაყინვარებაც არ სარგებლობდა მნიშვნელოვანი გავრცელებით, როგორსაც ჩვენ ვხვდებით ცენტრულ და დასავლეთ კავკასიონზე.

თუშეთის ყინვარების ეს თავისებურება თავის დროზე შენიშნულ იქნა კავკასიონის ცნობილი მკვლევარის ნ. დინიკის (3, გვ. 298) მიერ.

სამწუხაროდ, თუშეთის ყინვარების შესახებ ჩვენ გაცილებით ნაკლები მასალები მოგვეპოვება, ვიდრე კავკასიონის სხვა რომელიმე ნაწილისათვის.

3. აბიხის, გ. რადეს, და ნ. დინიკის მიერ ჩატარებული ზოგიერთი დაკვრებების შემდეგ თუშეთის გაყინვარების შესახებ ყველაზე საინტერესო და დაწვრილებით ცნობებს იძლევა ლ. მარუაშვილი [6]. მისი დაკვირვებები მით უფრო საინტერესოა, რომ თითქმის 50 წლის შემდეგ უკანასკნელი დაკვირვებებიდან, რომელიც XIX საუკ. 90 წლებში იყო ჩატარებული, ავტორი აშუქებს ყინვარების დეგრადაციის მოვლენებს, რასაც აღნიშნავდნენ ჯერ კიდევ გასული საუკუნის 70-იანი წლებიდან (აბიხი).

კ. პოდოზერსკის [4] კატალოგის მიხედვით თუშეთის ყინვარების სვერ-  
თო რაოდენობა 21-ს აღწევს, 16,70 კმ<sup>2</sup> ფართობით. ლ. მარტაშვილი [6]  
იძლევა იმავე 21 ყინვარის ექსპოზიციის ტიპების დასახელებას და აღნიშნავს,  
რომ ყინვარების საერთო ფართობი ბევრად ჩამოუვარდება პოდოზერსკის  
მიერ დასახელებულ რიცხვს.

ცნობილია, რომ კ. პოდოზერსკის მიერ მოცემული ყინვართა კატალოგი  
შედგენილი იყო 80-იანი წლების ერთ ვერსიანი რუკების მიხედვით, თანამედ-  
როვე ორკილომეტრიანი მასშტაბის რუკების მიხედვით თუშეთის ტერიტო-  
რიაზე აღნიშნულია 22 ყინვარი, მათ შორის სამრულის მასივზე (მაკრატელას  
ქედი) 2 ყინვარი, ამუგო—პირჩიტას მასივებზე (აწუნთას ქედი) 9 ყინვარი,  
პირიქითულ ქედზე აწუნთა—თებულოდან დიკლომდე (სამხეთ ფერდობზე, და-  
ლისტნის საზღვრამდე) 11 ყინვარი.

თუ ყინვარებად ჩავთვლით პატარა კარულ ფირნ-გლეტჩერებსაც, მაშინ ყინ-  
ვარების რაოდენობა თუშეთში, გაცილებით მეტია, ვიდრე ეს კ. პოდოზერ-  
სკის ჰქონდა აღნიშნული. ქეშოს ხეობაში მას აღნიშნული აქვს ორი ყინვარი  
(№№ 102 და 104) და გამოტოვებული აქვს მესამე, რომელიც ქაჩუს წვერი-  
დან (აღმოსავლეთი ქაჩუ) OOS მიმართულებით ეშვება. ასევე დიდხევის სათა-  
ვეში დღესაც არსებობს თებულოს შემდეგ 4 ყველაზე მოზრდილი ყინვარი,  
ნაცვლად პოდოზერსკის მიერ აღნიშნული 1 ყინვარისა (№ 101).

ამრიგად, თანამედროვე გაყინვარება ძირითადად გავრცელებას პოულობს  
პირიქითულ ქედზე, რომლის სამხრეთი ფერდობის ყინვარები ასაზრდოებენ  
პირიქითული ალაზნის მრავალრიცხოვან შენაკადებს. პირიქითული ქედის შემ-  
დეგ გაყინვარების სიმძლავრით გამოირჩევა აწუნთას ქედი. ყინვართა სიმ-  
ძლავრის და რაოდენობის მხრივ ყურადღებას იქცევს თებულოს მთის მასივი.

### თებულოს მთის ყინვარები

პირიქითული ქედის მწვერვალებს შორის გამოირჩევა თებულოს მთა,  
აზიდული 4507 მ სიმაღლეზე, დაფარული მარადიული თოვლით. მწვერვალის  
სამხრეთი ფერდობი თითქმის ვერტიკალური სახით ეშვება, რომელზეც  
4000—4200 მ სიმაღლემდე თოვლი არ ჩერდება და შერჩენილა მხოლოდ  
კლდოვან შვერილებზე. სამაგიეროდ, უზარმაზარი ცირკი წარმოადგენს თოვ-  
ლის და ყინულის აკუმულაციის ხელშემწყობ არეს.

მარადიული თოვლის ხაზი აქ იწყება 3700—3800 მ სიმაღლეზე. ცალკე-  
ული ნაზანთი თოვლის ლაქები შერჩენილია 3600 მ სიმაღლემდე.

თებულოს მთიდან ჩამოედინება ორი ყინვარი, რომლებსაც ჰყოფს მერი-  
დიანული მიმართულების მადნისხორხის სერი. ამგვარად, ერთი ყინვარი  
მოქცეულია სერის აღმოსავლეთ, ხოლო მეორე მის დასავლეთ მხარეზე. ამის  
გამო, მიუხედავად ყინვარების სამხრეთული ვესპოზიციისა, ჩვენ მათ მომა-  
ვალში მოვიხსენიებთ, როგორც თებულოს მთის აღმოსავლეთისა და დასავ-  
ლეთ ყინვარებს.

თებულოს მთის აღმოსავლეთი ყინვარი სათავიდან ჯერ მიემარ-  
თება სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით და შემდეგ უხევს სამხრეთით.  
შუა და ზემო წელში ყინვარის ზედაპირი სუფთაა. ნაპრალები განვითარებუ-  
ლია მხოლოდ მარცხენა ნაპირზე. საერთო დაქანება ყინვარისა სუსტია. სათა-  
ვიდან იგი სამ საფეხურად ეშვება ენამდე; საფეხურებს შორის მოთავსებუ-  
ლი თითოეული მონაკვეთი ხასიათდება საკმაოდ მოსწრებული ზედაპირით.





ზედაპირი დასერილია მხოლოდ ზედაპირული წყლების მიერ გაჩენილი ლარებიტით. ყინვარის აბლაციის ინტენსიურობას გვიჩვენებენ მრავალრიცხოვანი ნაკადულები. რომლებიც ზოგიერთ შემთხვევაში მოზრდილ მდინარეებს წარმოადგენენ და მათ მიერ ჩაჭრილი კალაპოტის სიღრმე ყინვარის მარჯვენა მხარეზე 2—3 მ აღწევს.

მოღნობის ხელშემწყობ ფაქტორს თებულოს ყინვარზე წარმოადგენს სუფთა ზედაპირზე მოთენილი დაშლილი ფიქლების შავი მტვერი. საყურადღებოა, რომ აბლაციური მიკრო-ფორმებიდან ყინვარის ზედაპირზე იშვიათად გვხვდება ყინვარული ქიქები. სრულებით არ გვხვდება ყინვარული მაგიდები, რაც გამოწვეულია ზედაპირული მორენების უქონლობით.

კარგად არის განვითარებული გვერდითი მორენები. ყინვარს აღმოსავლეთ მხარეზე გასდევს ახალგაზრდა გვერდითი მორენის ზვინული, ყინვარის ზედაპირიდან 25—30 მეტრით ამალღებული უფრო ძველი გვერდითი მორენი დაფარულია ჩამონაშალი მასალის „შლიეფით“.

ახალგაზრდა გვერდითი მორენი 20—25 მ სიმაღლისა გასდევს დასავლეთ მხარესაც, სადაც მასში შერეულია საკმაოდ დიდი ლოდები. ყინვარის სუფთა ენის სიგანე ბოლოდან 100 მ დაცილებით, 3500 მ სიმაღლეზე, 350 მეტრს აღწევს. სიგრძე 2 კმ ოდნავ აღემატება. ასე რომ თუ შევადარებთ ნ. პოდოხერსკის მონაცემებთან, ყინვარს ამ უკანასკნელი ექვსი ათეული წლის მანძილზე სულ 200—300 მეტრით დაუხვევია უკან.

ამჟამად ყინვარის ენა ბოლოვდება 3400 მ სიმაღლეზე<sup>1</sup>. ყინვარის ენის დასავლეთი ნაწილი მკვეთრად არის დახრილი, აღმოსავლეთი კი სუსტად. ყინვარის ბოლოზე არ ვხვდებით ჩვეულებრივ ყინვარულ მღვიმეს. ენიდან გამოედინება 8 ნაკადული. საყურადღებოა, რომ ყინვარის ენაზე არსებობდა შადრევანი, რომელიც 2—3 მეტრის სიმაღლემდე სცემდა. უკანასკნელი დროის უკუდახვევის ბოლო მორენები არ წარმოგვიდგება ზვინულების სახით, არამედ გამოილია ყინვარის ენის წინ ან აჩენენ წვრილ ბოცვებს. მათ ქვეშ ეხლაც არსებობს დამარხული ყინული.

თებულოს დასავლეთი ყინვარი, როგორც აღვნიშნეთ, გამოყოფა მის მოსაზღვრე ყინვარს მადნისხორხის სერის ჩრდილო ნაწილით.

უკანასკნელი ამართულია ყინვარის ზედაპირიდან სულ 20—30 მეტრით. გაშიშვლებული კლდოვანი სერი დენუდირებულია, მასზე აქა-იქ შერჩენილია ყინვარის ნოქმედების კვალი და თვით მორენული მასალაც. როგორც მსხვილ-მასშტაბიან რუკაზეც აღნიშნულია, ახლო წარსულში ორივე ყინვარი ვაერთიანებული იყო და მხოლოდ მათი ვიწრო ენები ეშვებოდნენ მადნისხორხის დასავლეთ და აღმოსავლეთ მხარეზე არსებულ ხეობებში<sup>2</sup>.

ყინვარი სათავეს იღებს მ. თებულოს სამხრეთ-დასავლეთ კალთაზე და ჩემარტება სამხრეთით.

ყინვარი ბოლოვდება ასიმეტრიული ენით, რომლის აღმოსავლეთი მხარე ვიწროდ (50 მ სიფართის) არის წინ წაწეული ხეობაში. ყინულის სუფთა ენა ბოლოვდება 3375 მ სიმაღლეზე, სადაც ძირითად ქანებზე გაკეთებულ იქნა ყინვარის ენის მდებარეობის აღმნიშვნელი ნიშანი 1953 წ. 17 აგვისტოსათვის.

<sup>1</sup> ყინვარის ენის წინ, ძველ მორენზე, ყინვარიდან 100 მ დაშორებით აშენებულ იქნა ქვის კოშკურა და გაკეთებულ იქნა ნიშანი რუსულ-ქართულ ენაზე: „საქ. მეც. აკადემიის ენციკლოპედიაში სახელობის გეოგრაფიული ინსტიტუტი NN 0,10<sup>0</sup>, 100 მ, H—3400 მ, 17.VIII—53 წ.“.

<sup>2</sup> ყინვარების ენების თანამედროვე მდებარეობა და მოხაზულობა 1:200 000 მასშტაბის რუკებზე არ შეესატყვისება სინამდვილეს.

გვერდითი მორენები განვითარებულია ორივე მხარეზე. მარცხენა მხარეზე, მადნისხორხის სერის დასავლეთ ფერდობზე გვერდითი მორენები მდებარეობს 40—50 მ სიმაღლეზე—ორ საფეხურად. ქვედა, ახალგაზრდა მორენებს ქვეშ არსებობს დამარხული ყინული, იმ დროს როდესაც მარჯვენა მხარეზე მორენებს ქვეშ ყინული გამდნარია. ეს გარემოება აიხსნება ყინვარის სამხრეთული ექსპოზიციით, მისი აღმოსავლეთი მხარე დაზრდილულია მადნის ხორხით და აბლაციისთვის უფრო ნაკლებ ხელშემწყობია.

ყინვარის სუფთა ენის წინ, ხეობაში 150—200 მ ვრცელდება მორენების ქვეშ დამარხული ყინული. სტადიალური ბოლო მორენების კანონზომიერ განლაგებას აქ არ ვხვდებით. მთელი ხეობა ამოვსებულია გვერდითი და ყოფილი ზედაპირული მორენებით.

აწუთნთის ყინვარები. მწ. აწუთნას ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლეთი ფერდობები მთლიანად დაფარულია თოვლით და ფირნით, თხემის ჩათვლით, სუფთა ყინული თითქმის მწვერვალამდე აღწევს. ყინვარი დიდი დაქანებით ეშვება ჯერ ჩრდილოეთის მიმართულებით, შემდეგ უხვევს აღმოსავლეთით და უერთდება თებულოს დასავლეთ ყინვარს. ზემო წელში ყინვარი ძლიერ დანაპარალებულია და ანვითარებს ყინვარდნისს. მწ. აწუთნის დასავლეთის მხრიდან ჩამოდის პატარა, დაკიდული ტიპის ყინვარი, აწუთნის უღელტეხილის მიმართულებით.

აწუთნის სამხრეთ-აღმოსავლეთ კალთაზე მდებარეობს საკმაოდ მოზრდილი კარი, რომელშიც ამჟამად შერჩენილია 0,5—0,6 მ სიგრძის ყინვარი. როგორც მორენული მასალა გვიჩვენებს, ახლო წარსულში, შესაძლებელია XVIII—XIX საუკუნეებში, ყინვარი სცილდებოდა კარის ფარგლებს და გადმოკიდებული იყო მადნისხორხის ხეობის მარჯვენა ქარაფოვან კალთაზე. უკანასკნელი გაყინვარების პერიოდში იგი წარმოადგენდა თებულოს ყინვარის მარჯვენა შენაკადს. ამჟამად კარული ყინვარიდან გამოედინება საკმაოდ მძლავრი ნაკადი. რომელიც 30—40 მ სიმაღლის ჩანჩქერს აჩენს. ყინვარის დახვევის შემდეგ რომ საკმაოდ ხანგრძლივი დრო არის გასული, ამაზე მიუთითებს თითქმის ყირაზე დამდგარ ქვიშაქვიან ფიქლებში ღრმად ჩაჭრილი ღარისებური მოყვანილობის კალაპოტი.

სამწუხაროდ, არც ძველ 1 ვერსიან და არც თანამედროვე ტოპოგრაფიულ რუკებზე მწ. აწუთნის ყინვარები სწორად და ამომწურავად არ არის აღნიშნული, რის გამოც საშუალება არ გვაქვს შევადაროთ მათი ეხლანდელი მდგომარეობა თუნდაც გასული საუკუნის დასასრულს არსებულ მდგომარეობას.

როგორც მოხსენებული იყო, თებულო—აწუთნის მწვერვლებიდან ჩამონადენი ყინვარების გარდა ყურადღებას იქცევენ აწუთნას მერიდიანული ქედის აღმოსავლეთ კალთაზე არსებული ყინვარები, მწ. მახკოს მთასა და ნარეცალს შორის.

აღნიშნული ყინვარები ასაზრდოებენ ქვახიდის და ნაროვნის-წყლის აუზებს. ქვახიდის აუზში აწუთნის ქედზე ამჟამად ვხვდებით რამოდენიმე კარულ ყინვარს.

მახკოს მთის სამხრეთით არსებობს ვეებერთელა კარი, სადაც ამჟამად ჩამოწოლილია 800—900 მ სიგრძის კარული ყინვარი; ეს უკანასკნელი უშუალოდ გადადის საკმაოდ ვრცელ ფირნის ველში. ყინვარის წინ არსე-



ბული ახალგაზრდა მორენები გვიჩვენებენ, რომ მისი შემცირება ინტენსიურად მიმდინარეობს და უკანასკნელი 60 წლის მანძილზე მას დაუხევია უკან 1 კმ-ით.

პირჩიტას ყინვარები. აღნიშნული კარული ყინვარის სამხრეთით, პირჩიტას მწვერვალისაკენ არსებობს საკმაოდ მოზრდილი ყინვარი 1—1,3 კმ სიგრძის. ცირკიდან ყინვარი ეშვება NO-თით ქვახიდის-წყლის ხეობისაკენ, ორი წაგრძელებული ენის სახით, 3500—3600 მ სიზღვრემდე. ცირკის ირგვლივ შემოზღუდული კლდოვანი შვეული კედლები თავისუფალია ფირნისაგან, რომელიც მხოლოდ კალთის ძირას არის შერჩენილი. ყინვარი ფირნისაგან გამოიყოფა საკმაოდ ფართო ნაპრალით — ბერგშრუნდით, რომელიც რკალივით ეკვრის ყინვარს. ყინვარზე არსებობს გარდიგარდმო ნაპრალები ცირკიდან გამოსვლის ადგილში. ენა დაფარულია წვრილი ნაშალი მასალით. გვერდითი მორენები კარვად არის განვითარებული. წინა ახალგაზრდა მორენებს ქვეშ, 300—400 მ კიდევ არსებობს დამარხული ყინვარი. ბოლო მორენები გაშლილია და ძველი და ახალი წარმონაქმნების გამოყოფა შესაძლებელია მხოლოდ მასალის შემტკიცების ხარისხის მიხედვით. შეუცემენტებელი მორენების მიხედვით (რომლებზეც მცენარეულობას ჯერ კიდევ ვერ მოუხწრია დასახლება) შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ XIX საუკ. დასასრულიდან დღემდე ყინვარს 400—500 მეტრი დაუხევია უკან. ყინვარიდან გამოედინება მოზრდილი მდინარე, ქვახიდის-წყლის პირველი მარჯვენა შენაკადი, რომელიც მას უერთდება მადნისხევის-წყლის შესართავის პირდაპირ. ტროვული ხეობა ნორენული ნალექებითა და რიგვლებით გვიჩვენებს, რომ აღნიშნული ყინვარები უშუალოდ ეშვებოდნენ ქვახიდის-წყლის ხეობაში და უერთდებოდნენ თებულოს ყინვარებს.

პირჩიტას ჩრდილო-აღმოსავლეთი ყინვარი. მწვერვალ პირჩიტას წვერი ამართულია კლდოვანი წოწის სახით. მიუხედავად შვეული კედლებისა, ფირნის ველი შერჩენილია მის ჩრდილო კალთაზე წვერამდე. ამავე მხარეზე ცირკში ჩაწოლილია მოზრდილი (1—1,5 კმ სიგრძის) ყინვარი. ყინვარის ზედაპირი თავისუფალია მორენებისაგან. ფირნის ველის საზღვარზე მთელ სიგრძეზე გასდევს ორი ნაპრალი — ბერგშრუნდი. ცირკიდან ყინვარი მოემართება და ეშვება გათხელებული ენის სახით. მის სამხრეთით არსებობს პატარა კარული ყინვარი, რომელიც, როგორც შუა მორენები გვიჩვენებს, ერთ დროს უერთდებოდა მას და იქმნებოდა საერთო ენა. ახალგაზრდა მორენები დატოვებულია ყინვარის წინ, 500—600 მ დაცილებით.

ამუგოს ყინვარები, როგორც აღვნიშნეთ, კვებავენ ნაროენის-წყლის სათავეს და ქვახიდის-წყლის მარჯვენა შენაკადებს.

ქვახიდის ხეობისაკენ მოქცეულია 4 კარული ტიპის ყინვარი. პოდოზერსკის [3] ნომერაციის მიხედვით ამუგოს ჩრდილო ყინვარის (№ 109) სიგრძე ნაჩვენებია 2,9 კმ, ამჟამად ამუგოს არცერთი კარული ყინვარი არ აღწევს ასეთ სიგრძეს მის აღმოსავლეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ კალთებზე, რომელშიც ქვახიდის-წყლის ხეობისაკენ არიან მიმართული. ყინვარების წინ არსებული ახალგაზრდა მორენები აშკარად მოწმობენ მას, რომ პოდოზერსკის მიერ მათი აღწერის დროს (ერთვერსიანი ტიპოგრაფიული რუკების მიხედვით) მათი სიგრძე გაცილებით მეტი იყო და ზოგი მათგანი (ჩრდილო-აღმოსავლეთ ცირკში მოთავსებული ყინვარი) 800—400 მ-ით დაბლა ეშვებოდა ხეობისაკენ. ახალგაზრდა მორენები შერჩენილია ცირკების და კარების გარეშე, დამრეც ფერდობებზე.

## მ. ქაჩუს ანუ ფარსმის-წყლის აუზის უწვარები

თებულოდან ქაჩუს მწვერვალამდე პირიქითული ქედის სამხრეთ კალთაზე მნიშვნელოვანი ციწვარები ამჟამად აღარ გვხვდება, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ პატარა ცირკულ ციწვარს, შერჩენილს უღელტეხილ ქერივოს აღმოსავლეთით.

გაყინვარების თავისებურებით ყურადღებას იქცევს ფარსმის-წყლის აუზი და დასავლეთ და აღმოსავლეთ ქაჩუს მასივები. ფარსმის-წყალი სათავეს ღებულობს მ. აღმოსავლეთი ქაჩუს (3850 მ ანეროიდიტ) სამხრეთ-დასავლეთ კალთაზე მოქცეული ციწვარიდან. აღმოსავლეთი ქაჩუს მწვერვალიდან გამოიყოფა ფარსმისა და ქეშოს წყლების წყალგამყოფი ქედი. ქაჩუს ციწვარი წარმოადგენს ხურჯინისებური ტიპის ციწვარს, მდებარეს აღნიშნული წყალგამყოფი ქედის მწვერვალებთან შეერთების ადგილზე. ერთი ციწვარი ეშვება ქეშოს ხეობისკენ, ხოლო ქაჩუს ციწვარი, საკმაოდ დიდი (30—30<sup>0</sup>) დახრილობით ეშვება ფარსმის ხეობისკენ SW მიმართულებით და ბოლოვდება 3710 მ სიმაღლეზე. ციწვარის სიგრძე 350—400 მ არ აღემატება, სიგანე 450—500 მ. აღსანიშნავია, რომ ქაჩუს უღელტეხილი ტოპოგრაფიული რუკების მიხედვით მდებარეობს თითქმის იმავე სიმაღლეზე (3703 მ), რომელზედაც ბოლოვდება ციწვარის ენა. მიუხედავად იმისა, რომ უღელტეხილი წარმოადგენს საკმაოდ ვრცელ მოვაკებულ „დერეფანს“ მის ირგვლივ ამართულ მთათა შორის და არსებობს თოვლის აკუმულაციისათვის ხელსაყრელი პირობებით, აქ არ ვხვდებით არამცთუ მარადიულ თოვლს, არამედ ზამთრის თოვლის ნარჩენებსაც კი. ასევე თავისუფალია თოვლისაგან მწვერვალების კალთებიც.

სრულიად ფხვიერი ახალგაზრდა მორენები გვიჩვენებს, რომ ქაჩუს სამხრეთ-დასავლეთი ციწვარი რამდენიმე ათეული წლის წინათ დაკიდული ვიწრო ენის სახით ეშვებოდა საკმაოდ ციცაბო ფერდობზე 3500 მ სიმაღლემდე. ციწვარის ენასთან კიდზე გაკეთებული იქნა სათანადო ნიშანი 3700 მ სიმაღლეზე. დასავლეთ ქაჩუს სამხრეთ კალთაზე და უღელტეხილის დასავლეთით არსებობს საკმაოდ მოზრდილი კარი, სადაც ამჟამად უმნიშვნელო ფართობის ციწვარია შერჩენილი; კარში არსებული და მისგან ფარსმის-წყლამდე დაშვებული მორენები გვიჩვენებს, რომ აქ არსებობდა საკმაოდ მძლავრი ციწვარი, რომელიც უერთდებოდა ქაჩუს უღელტეხილიდან ჩამოსულ ყოფილ ციწვარს. ამჟამად აქ მორენების ქვეშ არსებობს დამარხული ციწვარი, რომელიც გადმოკიდულია ფარსმის ხეობისაკენ.

მნიშვნელოვანი ციწვარები ჩაწოლილია მ. მ. შაიხ-ქორთის, დასავლეთ და აღმოსავლეთ ქაჩუს და კიტერჩას შორის, რომლებიც კვებავენ მდ. შარო-არღუნის სათავეს.

მწ. შაიხ-ქორთის დასავლეთი კალთიდან, მოზრდილ ცირკში სათავეს იღებს ციწვარი, რომელიც მიემართება სამხრეთ-დასავლეთით. 300—400 მ შებდეგ იგი მკვეთრად უხვევს ჩრდილოეთის მიმართულებით. სამართლიანად აღნიშნავს ლ. მარუაშვილი [6] რომ ციწვარი მოკლებულია ფირნის ველს. ცირკის ირგვლივ აღმართული კლდოვანი კედლები სრულიად თავისუფალია ფირნის ველისაგან და ციწვარს შეუძლია იკვებოს მხოლოდ და მხოლოდ ზამთრის თოვლის ზეაგებით, სადაც ციწვარი უხვევს, იგი დასერილია გარდინგარდმო ნაპრალებით.

დასახელებულ ციწვარს სამხრეთიდან უერთდება აღმოსავლეთ ქაჩუდან ჩამონადენი ციწვარი, ქაჩუს ჩრდილო კალთაზე ფირნის ველი,



3660—3700 მ სიმაღლეზე გადადის ცინვარში. ამ უკანასკნელს დასავლეთის მხრიდან ეკვრის ქაჩუს და ქაჩვილამის უღელტეხილის ჩრდილო კალთიდან, (უღელტეხილიდან 300—400 მ დაშორებით) და დასავლეთ ქაჩუს შტოებიდან ჩამონადენი ცინვარი.

შეერთების შემდეგ ისინი წარმოშობენ ერთ მძლავრ (2—2.5 კმ სიგრძის) ხეობის ცინვარს. დაახლოებით 2 კმ სიგრძეზე ცინვარი თავისუფალია ზედაპირული მორენებისაგან. ცინვარის დასავლეთ ნაწილში იმყოფება ორი შუა მორენი. ეს ნაწილი ნაკლებად დანაპრალებულია და მასზე ადვილად გადაჰყავთ ცხვრის ფარები.

დასავლეთ მხარეზე, ქაჩუდან ჩამოსული ცინვარის ზედაპირი 10—12 მეტრით უფრო დაბლაა, ვიდრე შაიხ-ქორთიდან ჩამონადენი ცინვარი, რაც უნდა აიხსნას ამ უკანასკნელის პირველზე შემოცოცებით, იმის გამო, რომ შაიხ-ქორთის ცინვარის მასა გაცილებით მეტია; გარდა ამისა, იგი საწყისში მოემართება ქაჩუს ცინვარის პერპენდიკულარულად და მხოლოდ შეერთების შემდეგ, შეხვედრილი წინააღმდეგობის გამო, უხვევს ჩრდილოეთისაკენ.

ცინვარის ენა თითქმის ნახევარი კილომეტრის მანძილზე დაფარულია ზედაპირული მორენებით.

ქეშო-ქომიტოს ცინვარები კვებავენ ქეშოს წყალს. ლ. მარტაშვილის [6] შრომაში დასახელებულია ამ აუზის ორივე (ქომიტოს აღმოსავლეთი და დასავლეთი) ცინვარი (№ 104 და 102 პოდოშერსკის მიხედვით).

ქომიტოს სამხრეთ კალთაზე ცირკში მოთავსებულია 600—700 მ სიგრძის ცინვარი, რომელიც მიემართება სამხრეთ-დასავლეთით და აძლევს სათავეს მდ. ქეშოს-წყლის მთავარ მარცხენა შენაკადს. აღნიშნული სიგრძე შეესაბამება ცინვარის მხოლოდ სუფთა ნაწილს; ცინვარის ენის წინ 200—300 მ არსებობს მორენებს ქვეშ დამარხული ცინვარი.

ქომიტოს და აღმოსავლეთ ქაჩუს შორის, ეგრედ წოდებულ ქეშოს თავიდან ჩამოედინება მოზრდილი ცინვარი, რომელიც ახლო წარსულში წარმოადგენდა ხეობის ტიპის ცინვარს. ამჟამად ის საკმაოდ შემცირებულია. სუფთა ცინულის სიგრძე 1 კმ არ აღემატება. მის წინ არსებობს მორენებს ქვეშ დამარხული ცინული, რომელიც უშუალო კავშირში უნდა იყოს მასთან და ვრცელდება 300—400 მეტრზე.

მარჯვენა მხრიდან, ქაჩუს მწვერვალიდან, როგორც აღნიშნული იყო, ეშვება 0,5—0,6 კმ სიგრძის ცინული. ეს უკანასკნელი წარმოადგენს ქაჩუს ხურჯინისებური ცინვარის აღმოსავლეთ ფრთას. ზემო ნაწილში ცინვარი დაკიდებულია. ენა დაფარულია მორენებით; წინა მორენები უშუალოდ უერთდება ქეშოს თავიდან ჩამოსული ცინვარის შუბლის ნორენებს.

საერთოდ, ქეშოს ხეობაში დარჩენილი მორენები მოწმობენ, რომ აქ ცინვარები შორს ეშვებოდნენ ჯერ კიდევ უკანასკნელი გაყინვარების ეპოქაში.

დიდხევის ცინვარები. თებულოს შემდეგ მნიშვნელოვანი ცინვარები გვხვდება დიდხევის-წყლის სათავეში. აქ აღმართულია 4068 მ და 4005 მ სიმაღლის მწვერვალები, საიდანაც სამხრეთ-აღმოსავლეთით და სამხრეთით ეშვება ცინვარები. ცინვარები ჩამოდის აგრეთვე კვავლოს და დიდხევის წყლების გამყოფი ქედიდან. აღსანიშნავია, რომ აქ არსებული 4 ცინვარიდან არც ერთი არ არის აღნიშნული ორ კილომეტრიანი მასშტაბის რუკებზე, ხოლო პოდოშერსკი აქ აღნიშნავს მხოლოდ ერთ კარულ ცინვარს.

დიდხევის დასავლეთი ციწვარი ჩამოწოლილია ვეებერთელ ცირკში, რომელიც საწყისში სუსტი დაქანებით მიემართება აღმოსავლეთის მიმართულებით და შემდეგ უხვევს SO-ს მიმართულებით. ციწვარის ენა ეშვება თათისებურად. დასავლეთი მხარე უცებ სწყდება, აღმოსავლეთი მხარე სუსტად დახრილია. სუფთა ციწულის აღმოსავლეთ მხარეზე ენა ბოლოვდება 3400 მ სიმაღლეზე, მის წინ განვითარებულია უზარმაზარი მორენები, გაჭრილი ციწვარული წყლის მიერ. დასავლეთ მხარეზე ციწვარი უფრო დაბლა ეშვება და გადადის მორენებით დაფარულ ციწულში. ასეთი დამარხული ციწული გრძელდება 800—900 მეტრზე და ბოლოვდება 3220 მ სიმაღლეზე. მის წინ მდებარე ძველი მორენული ბორცვები აღწევენ 60—80 მეტრის სიმაღლეს მათში ჩაჭრილი ხეების დონიდან და საფეხურებად ეშვებიან დიდხევისაკენ.

ციწვარის დასავლეთი მხარე შორს არის წასული ხეობაში და ნაკლებად გამდნარია, რაც გამოწვეულია იმით, რომ ეს მხარე დაჩრდილულია და მოდნობა სუსტია, ციწვარის ხილული სისქე 30—40 მ აღემატება. სუფთა ციწულის სიგრძე აღწევს 850—900 მ, სიგანე 360 მ, ციწვარის მარცხენა, აღმოსავლეთ მხარეზე, ენის ბოლოსთან, 3400 მ სიმაღლეზე გაკეთებული იქნა გეოგრაფიის ინსტიტუტის სახელით ენის სიმაღლის მაჩვენებელი ნიშანი ძირითადი ფიქლების კედელზე.

დიდხევის ცენტრალური ციწვარი სათავეს იღებს 4005 მ სიმაღლის მქონე უსახელო მთის სამხრეთ-დასავლეთი კალთიდან. იგი მოთავსებულია ცირკში; ფირნის ველისაგან თავისუფალი კედლები ცირკისა აღმართულია შვეულად. საწყისში ციწვარი მოედინება თითქმის ჰორიზონტალურად, შემდეგ ეშვება ფართო ენით და სუფთა ციწვარი ვრცელდება 750—800 მ სიგრძეზე. შემდეგ ციწვარი დაფარულია მორენების სქელი ფენით 300—400 მ მანძილზე და ბოლოვდება 3400 მ სიმაღლეზე.

დიდხევის აღმოსავლეთი ციწვარი იწყება იმავე მწვერვალის სამხრეთი კალთიდან და მიემართება სამხრეთით. მის სათავეში, ქედის კალთის ძირას შერჩენილია ფირნის ვიწრო ზოლი. ციწვარი 200—400 მ მანძილზე მოვაკებულია, შემდეგ დამრეცად ეშვება და გრძელდება 800—900 მეტრზე, სუფთა ციწვარი ბოლოვდება 3400—3350 მ სიმაღლეზე. მის წინ არსებული ახალი მორენები გრძელდება 200—300 მეტრამდე. ცენტრალურ და აღმოსავლეთ ციწვარებს შორის არსებობს მორენული ზვინი, რაც მოწმობს, რომ ეს ორი ციწვარი ჯერ კიდევ ახლო წარსულში შეერთებული იყო.

დიდხევის ხეობაში სამხრეთ-დასავლეთის მხრიდან ჩამოდის დაკიდებული ციწვარი, რომლის სიგრძეც 300—400 მ არ აღემატება, ციწვარი დანაპრალე-ბულია და ენისკენ მახვილისებურად ვიწროვდება. ახალგაზრდა მორენები დაკიდებული ციწვარის წინ აღწევენ მის მოსაზღვრე დიდხევის აღმოსავლეთ ციწვარამდე, რაც მოწმობს, რომ მათ შორის არსებული (300—400 მ) სივრცე ისტორიულად ახლო წარსულში დაფარული იყო ციწულით.

### ჩიღოს ანუ აშვალის წვიკის (ღონოს) შინვარები

საკმაოდ ვიწრო და ღრმა ჩიღოს ხეობა სათავეში ფართოვდება და წარმოქმნის ვრცელ ამფითეატრისებრ ტაფობს, რომელიც ცნობილია მოქების სახელწოდებით. მორფოლოგიური პირობები აქ ხელშემწყობია თოვლის მასის აკუმულაციისათვის მრავალრიცხოვან კარებსა და ცირკებში. ამით შეიძლება აიხსნას, რომ დღემდე აქ რაოდენობის მიხედვით გაცილებით მეტი ციწვარები გვხვდება; ვიდრე პირიქითული ალაზნის მარცხენა შენაკადების რომელიმე სხვა აუზში.



ამ ხუთმეტრიდან წლის წინათ ჩილოს ცინვარები აღწერილი იყო ლ. მარუაშვილის [6] მიერ, რომელიც ნ. პოდოზერსკის ცინვარების კატალოგის მიხედვით ამ აუზში აღნიშნავს 6 ცინვარს. აღნიშნულ ცნობებს შეიძლება დაემატოს მხოლოდ ის გარემოება, რომ მოჭების და დიდხევის წყალგამყოფი ქედის აღმოსავლეთ კალთაზე არსებობს კიდევ სამი ცირკული ცინვარი. შემოხუთდული საკმაოდ მაღალი კლდოვანი სერებით, რომელთა დანახვა შეიძლება მხოლოდ მათზე ასვლის დროს, დიდხევიდან ჩილოს ხეობაში უღელტეხილის გადავლის შემთხვევაში. ცინვართა ექვაობიცია უმთავრესად აღმოსავლეთ-სამხრეთ აღმოსავლეთურია, დასახელებული ცირკული ცინვარების სიგრძე-სიგანე 300—400 მ არ აღემატება. მათ წინ არსებობს დამარხული ცინვარები, რომლებიც ბოლოვდებიან 3370—3400 მ სიმაღლეზე და უშუალოდ უერთდებიან ჩილო-დიდხევის უღელტეხილის აღმოსავლეთ კალთაზე არსებულ ყოფილ ცინვარის მორენებს.

ჩილოს ცინვართა შორის ყურადღებას იქცევს აუვალი წვერის (დონოს მთა) სამხრეთი კალთიდან ჩამონადენი ცინვარი, რომელიც ლ. მარუაშვილს აღნიშნული აქვს ჩილოს აუზის ცინვარების რიგითი დასახელების დროს № 4-ით. (პოდოზერსკის № 97). სიდიდის მიხედვით ის შეიძლება მიეკუთვნოს ხეობის ტიპის ცინვარებს. სიგრძე მისი პოდოზერსკის მიხედვით აღწევს 1,92 კმ. შეიძლება ითქვას, რომ მისი სიგრძე უმნიშვნელოდ არის შეცვლილი. ცინვარის შედარებით სტაციონალური მდგომარეობა შეიძლება გამოწვეული იყოს იმით, რომ ცინვარს აკრავს საკმაოდ ვრცელი მკვებავი ფირნი; ცინვარი ჯერ მიემართება SO-ით და შემდეგ უხვევს SW-ის მიმართულებით. გავაკებული ზემო წელიდან ცინვარი ერთბაშად ეშვება 50—55° დაქანების კალთაზე და წარმოქმნის გრანდიოზულ ცინვარდნის. ენა ბოლოვდება (იგულისხმება სუფთა ცინული) თათისებურად 3400 მ სიმაღლეზე და მარჯვენა მხრიდან იერთებს სამხრეთული ექვაობის ცინვარს.

ცინვარის ფსკერის დაქანება და მისი წინსვლითი მოძრაობა ათანაბრებს ცინვარის მოდნობის ინტენსივობას და მისი უკუდახვევა შემოქმენველი რჩება. აქაც ცინვარების წინ არსებობს მორენების ქვეშ დამარხული ცინვარები, რომელთა სიგრძე 500—600 მეტრიდან ერთ კილომეტრამდე, და რომლებიც ეშვებიან მოჭების ხეობაში. მათი გარჩევა ჩვეულებრივი მორენებისაგან შეიძლება მხოლოდ აქა-იქ შერჩენილი ნაპრალების მეოხებით, ძველი მორენები აქ უკეთ არის დაცული ვიდრე სხვა ხეობებში და ეშვება საკმაოდ დაბლა (2300—2350 მ სიმაღლემდე). ძველი კარები და ყოფილი ცინვარების ნალექები კარგად არის დაცული ფიცარის ქედის (ჩილოს და დიკლოს წყალგამყოფის) დასავლეთ კალთაზე მ. შავის მიდამოებში. ძველი მორენები ეშვება 2380 მ სიმაღლემდე, 1,5—2 კმ სიგრძეზე კარული ტაფობიდან.

ფიცაროს ქედის ჩრდილო ბოლოზე ამართულია მწვერვალი (3705 მ), რომელიც იმავე სახელწოდებით მოიხსენება. მის აღმოსავლეთ კალთაზე, ცირკში მოთავსებულია მოზრდილი ცინვარი (0,8—0,9 კმ). ეს უკანასკნელი კვებას დიკლოს-წყლის მარჯვენა შენაკადს.

#### თუშეთის თანამედროვე გაყინვაპარის თავისებურებაანი

თუშეთი, რომლის ფარგლებშიც ცინვარები გვხვდება არა მთავარ წყალგამყოფ ქედზე, არამედ მის ჩრდილოეთით ამართულ პირიქითულ ქედზე, განირჩევა, მნიშვნელოვანი სიმაღლის მიუხედავად, თავისი თანამედროვე გამყინვარების სიმცირით. პირიქითული ქედის სამხრეთ ფერდობზე კ. პოდო-

ზერსკის [4] გამოანგარიშებით ცინვარების საერთო ფართობი 16.77 კვ. კმ-ს არ აღემატებოდა. როგორც სამართლიანად აღნიშნავს თუშეთის ერთ-ერთი მკვლევარი ლ. მარუაშვილი [6], ამჟამად ეს ფართობი განახევრებული თუ არ არის, მნიშვნელოვნად შემცირებულია. მართალია, აღრინდელი მკვლევრების მიერ ზოგიერთი ცინვარები არ იყო აღწერილი და ისინი გამორჩენილი იყო პოდოზერსკის შემდგომი მკვლევრების ყურადღებიდანაც, ასეთია, მაგალითად, ფარამის-წყლის სათავეში არსებული კარული ცინვარები; დიდხევის სამი მოზრდილი ცინვარი, რომელიც თავისი სიდიდით ოდნავ ჩამოუვარდებიან თებულოს ცინვარებს. მიუხედავად ამისა, თანამედროვე გაყინვარების საერთო ფართობი უმნიშვნელოა. ცინვარების მეტი წილი, გარდა თებულოს ცინვარებისა, წარმოდგენილია კარული ტიპის ცინვარებით და სწრაფად განიცდიან დეგრადაციას.

აღსანიშნავია, რომ ტოპოგრაფები და მკვლევრები მხედველობაშიღებულობენ ცინვარების მხოლოდ სუფთა ზედაპირს. დაგეგმვის დროს მხედველობიდან გამორჩენილი იყო ცინულის დიდი მასები, რომლებიც ხეობებშია ჩაწოლილი და დაფარულია ნაშალი მასალის სქელი ფენით და ხშირად შეუმჩნეველია მკვლევრისათვის სპეციალური დაკვირვების გარეშე.

კავკასიონის სხვა ცინვარული რაიონებისაგან განსხვავებით, თუშეთის რაიონი გამოირჩევა გაყინვარების თავისებური ტიპებით, რომელთა შორისაც შეიძლება განსხვავებულ იქნას ცინვართა სამი ძირითადი სახესხვაობა:

1. ცინვარების პირველ ტიპს შეიძლება მიეკუთვნოს კარული ან ყოფილი ხეობის ცინვარები, რომელთა ზედაპირი, გარდა ენის მცირე ფართობისა, თავისუფალია ზედაპირული მორენებისაგან.

2. ცინვარების მეორე სახეს შეიძლება მივაკუთვნოთ დამარხული ცინვარები. ცინვარების ეს სახე ზასიათდება მით, რომ დაფარულია ზედაპირული მორენების სქელი ფენით. მორენქვეშა ცინულს არ აქვს გაწყვეტილი კავშირი ცინვარის იმ (სუფთა) ნაწილთან, რომელიც იკვებება ფირნით. ნაპრალები ამოვსილია ნაშალი მასალით და ცინვარის არსებობის აღმოჩენა შეიძლება მხოლოდ ხელოვნურ ან ბუნებრივ გაშიშვლებით.

3. ცინვარების მესამე სახეა აქ წარმოადგენს კავკასიისათვის იშვიათი ნამარხი ცინვარები. ამ სახის ცინვარები გვხვდება უმეტესად ხეობებში, მოწყვეტილია მკვებავ აუზს, დაფარულია ზედაპირული მორენების სქელი ფენით. ყოფილი ნაპრალები ამოვსებულია მორენებით და ახალი ნაპრალების წარმოშობაც არ ხდება. იმის გამო, რომ მკვდარი ცინული მოწყვეტილია კვების არეს.

ნამარხი ცინვარები, რომლებიც გვხვდება თუშეთის ტერიტორიაზე, ძნელი შესამჩნევია იმის გამო. რომ ზედაპირული მორენები ხშირად საკმაოდ გაყამირებული და დენუდირებულია, ზოგჯერ შემოსილია მცენარეულობით და ხშირად მკვლევარების მიერ მიჩნეულია ძველი დახევის მორენებად.

ჩვენ არ შევხებით თუშეთის ცინვარების პირველ ტიპს, რომელიც დახასიათებული იყო თუშეთის თანამედროვე ცინვარების განხილვის დროს და მოვიყვანთ მხოლოდ ცნობებს ორი უკანასკნელი ცინვარული ტიპის შესახებ.

დამარხული ცინვარები თუშეთის ტერიტორიაზე გავრცელებულია თითქმის ყველა ხეობაში, სადაც კი ამჟამად გვხვდება თანამედროვე ცირკული თუ ნახევრად ხეობის ტიპის ცინვარები.

როგორც აღვნიშნეთ, ცინვარების ეს თავისებური სახესხვაობა ხასიათდება ზედაპირული მორენების სქელი, ზოგჯერ ათეული მეტრის სისქის მქონე





ფენით. გარდა მკირე გამონაკლისისა, როდესაც მორენებში გამოერევა ქვიშაქვები, კვარციტები და დიბაზები, პეტროგრაფიულად ისინი წარმოდგენილი არიან ხოლმე მხოლოდ ქვედა-იურული ფიქლებით. ეს უკანასკნელი ადვილად იფიტებიან და წარმოქმნიან შედარებით წვრილ ლორღს და თიხებს, რომელნიც ფარავენ ცინვარებს.

დამარბული ცინვარები უმეტესად გვხვდება ცირკული ქვაბურების გარეთ, ხეობის შედარებით შევიწროებულ ზემო ნაწილებში.

ყინვითი გამოფიტვის გავლენით ფიქლების წყება იოლად იშლება და მთის ფერდობებზე წარმოიშობა ჩამონაშალი მასალის უზარმაზარი „შლიეფები“, რომლებიც მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ თუშეთის მაღალ-მთიანი ზოლის მორფოლოგიაში, აგრეთვე ახალგაზრდა ნალექების წარმოქმნაში.

ყინვარული ხეობის ორივე გვერდზე ყინვითი გამოფიტვით წარმოშობილი „შლიეფები“ თანდათანობით იზრდება, უახლოვდება ერთი მეორეს და ფარავს ცინვარის ზედაპირს.

ნაყარი მასალის სქელი ფენის ქვეშ მოქცეული ცინვარის ზედაპირული მოდნობა აქ მინიმუმამდე დადის და შეიძლება სრულიადაც წყდება. ადგილი აქვს მხოლოდ ცინვარების შინაგან დნობას. ზოგიერთი ცინვარის ზედაპირზე არსებული, ჩაქცეული და ნაშალი მასალით ამოვსებული ფორცები მიგვითითებს ცინვარულ თერმოკარსტზე.

ამრიგად, ნაშალი მასალით დაცული ცინვარი გაცილებით ნაკლებად განიცდის უკუსვლას. თუშეთის ცინვარებზე დაკვირვებას მივყევართ იმ დასკვნამდე, რომ მოდნობას და ცინვარების შენეცირებას ადგილი აქვს მორენებისაგან თავისუფალ ცინვარებზე. მათი ინტენსიური დნობა და უკუ დახვევა იწყება მორენების ქვეშ დამარბული ცინულის საზღვარზე. რიგ ხეობებში (თებულო, ქაჩუ, დიდხევი) ზოგიერთი ცინვარები უკვე მოწყვეტილია მორენებით დამარბული ცინულისაგან. ნაშალი მასალისაგან თავისუფალი ცინვარები განაგრძობენ უკუდახვევას და დაცილებული არიან დამარბული ცინვარიდან რამდენიმე ასეული მეტრით. ამავე დროს ეს უკანასკნელი სტაციონალურ მდგომარეობაშია და განიცდის მხოლოდ მოცულობითს შემცირებას. დამარბული ცინვარებით გამოირჩევა თუშეთის ზოგიერთი ხეობები, მათ შორის შეიძლება დაახელებული იქნენ შემდეგი:

1. თებულოს დასავლეთი ცინვარის წინ არსებობს დამარბული ცინვარი, რომელიც მხოლოდ ერთ ადგილზე არია გაშიშვლებული ცინვარის ენიდან 350—400 მ დამორბეთი. მადნის-ხორხის სერიდან და მწ. აწუნთას აღმოსავლეთი კალთებიდან ჩამოსული ნაზავი მასალა ავსებს მთლიანად მადნის-ხორხის წყლის ვიწრო ხეობას, ისე ცინვარი დაფარულია ქვაყრილების უზარმაზარი მასით. ცინვარის სუფთა ენა, რომელიც ხეობის შემოსავალში ბოლოვდება 3375 მ სიმაღლეზე, როგორც მის წინ დატოვებული მორენები გვიჩვენებს იგი სწრაფად განიცდის დეგრადაციას და თუ ცინვართა შემცირება ასე გაგრძელდა, მალე მოწყდება დამარბული ცინულის მასას.

2. დამარბული ცინვარის ტიპური სურათი გვაქვს მდ. ფარსმი-წყლის სათავეში, სადაც ქაჩუს უღელტეხილის დასავლეთით, ვეებერთელა კარულ ღრმულში მოთავსებულია პატარა ცინვარი. მის წინ არსებობს მორენების ქვეშ დამარბული ცინვარი, რომელიც კარიდან გამოსვლის შემდეგ ეშვება ფარსმის ხეობისაკენ და ბოლოვდება 2950 მ სიმაღლეზე. ცინვარი დაფარულია მოშავო ფერის მორენებით და გამოიყოფა უფრო ძველი შეცემენტებული მორენების

ფონზე წინ წამოსული ენის სახით. ცინვარის არსებობას აქ გვამცნობს მხოლოდ 3100 მ სიმაღლემდე შეჭრილ ხევში ჩამოქცეულ ფერდობზე არსებული გაშიშვლება, სადაც გამოჩენილია ცინვარის ნაწილი. სხვა ადგილებში ცინვარი დაფარულია მორენებისა და დელუვიონის ნაშალი მასალის სქელი ფენით, ხოლო წინ წამოსულ ენაზე, რომელიც თავის მოყვანილობით თითქოს იძლევა ყინულის ენის აღნაბეჭდს, წვრილმასალიანი ნაშალი მასალა შემტყიცებულია და განიადაგებული. იმის გამო, რომ ცინვარი სუსტად არის გაშიშვლებული, ძნელი დასადგენი ხდება, უკავშირდება დამარბული ცინვარი მის სათავეში მდებარე კარულ ცინვარს, თუ უკვე მოწყვეტილია მისგან. დამარბული ცინვარის სიგრძე აღემატება 1 კმ.

3. ჭეშოს-წყლის სათავეში, სადაც უდიდესი ცინვარის სიგრძე ნ. პოდოხერსკის [4] მიხედვით აღწევს 1,24 კმ, ცინვარის ხილული სიგრძე 1 კმ ძლივს აღწევს. სამაგიეროდ, დამარბული ცინვარი გრძელდება 1—1,5 კმ უფრო სამხრეთით და ბოლოვდება დაახლოებით 2800—2850 მ სიმაღლეზე. დამარბულ ცინვარს არ აქვს გაწყვეტილი კავშირი მკვებავ აუზთან.

4. ანალოგიურ სურათს ვხვდებით დიდხევის-წყლის სათავეში. დიდხევის დასავლეთი ცინვარი, ჩაწოლილი ცირკულ ღრმულში, 1 კმ მანძილზე სრულიად თავისუფალია ზედაპირული მორენებისაგან. მის აღმოსავლეთ ნაწილში ცინვარის ენა ბოლოვდება 3400 მ სიმაღლეზე; მის წინ განეთარებულება 50—60 მ სიმაღლის მორენები. მორენები ჩაჭრილია ცინვარული წყლების მიერ 50—60 მ სიმაღლეზე; ლამ-ლოდნარი საკმაოდ შეცემენტებულია, მოწითალო და მონაცრისფერო. სუფთა ცინვარის სუფთა ანდა ძველ მორენებს შორის დატოვებულია სრულიად ფხვიერი ახალგაზრდა მორენები 50—60 მ მანძილზე.

ცინვარის დასავლეთი ნაწილი, აღნიშნული სიმაღლის (3400 მ) ქვემოთ დამარბულია უზარმაზარი სისქის მორენებს ქვეშ და გრძელდება 1—1,1 კმ მანძილზე, ვიდრე არ დაეშვება დიდხევის ხეობისაკენ. მიუხედავად იმისა, რომ ცინვარი დამარბულია მორენების სქელი ფენის ქვეშ მასზე არსებობს განკვეთი ნაპრალები, რომლებიც ჯერ მთლიანად არ არის ამოვსებული ნაშალი მასალით და ზოგიერთ ადგილას გაშიშვლებულია ყინული. დამარბული ცინვარის ენა ბოლოვდება 3270 მ სიმაღლეზე და მიუხედავად იმისა, რომ ამ ადგილზე ცინვარი არ შიშვლდება, მკვეთრად გამოიყოფა მის წინ არსებული ახალგაზრდა მორენებისაგან.

დამარბული ცინვარები გვხვდება დიდხევის ცენტრალური ცინვარების ბოლოსთან და ჩილოს ხეობაშიც; მათ არსებობას აღნიშნავს ლ. მარუაშვილიც [6], რომლის დაკვირვებითაც დიკლოს-მთიდან SW მიმართულებით ჩამომავალ ჭეშოს ცინვარს, ენა თითქმის მთელი კილომეტრის მანძილზე მორენებს ქვეშ აქვს დამარბული (ეს ენა გამორჩენილად ტოპოგრაფებს აგეგმვისას).

იმის გამო, რომ თუშეთის ცინვარების სათავეში ჩვეულებრივად არ არსებობს ფირნის ველი და ცინვარები იკვებებიან ზვავებით და ამავე დროს ცინვარის დიდი ნაწილი დამარბულია მორენების სქელ ფენის ქვეშ, დასახელებული ავტორი სამართლიანად მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ ჩვენ აქ საქმე გვაქვს თურქისტანის ტიპის გაყინვარებასთან.

მართლაც ზემოაღნიშნული თავისებურებანი აახლოებენ თუშეთის კავკასიონის ზოგიერთ ცინვარებს თურქისტანულ ტიპთან მაგრამ მათ შორის განსხვავებასაც აქვს ადგილი იმ მხრივ, რომ აღნიშნული ტიპის მორენებით დაფარული ან უკეთ დამარბული ცინვარების ზედაპირი მეტწილად ხასიათდება ბორცვი-



ანი რელიეფით, სადაც ბორცვების სიმაღლე ზოგჯერ 10—40 მ აღემატება, ადგილი აქვს ბორცვების გადანაცვლებას უთანაბრო აბლაციის შედეგად. ამავდროს თურქისტანული ტიპის ყინვარები ჩაწოლილა ღრმა ხეობებში და მეტწილად იკვებება ქედების თხემურ ნაწილზე არსებულ ფირნის ველებიდან მოწყვეტილი ზევაებით.

თუმეთის კავკასიონზე კი ყინვარები დამარბულია ნაშალი მასალის თიქმის თანაბარი სისქის ფენის ქვეშ ისე, რომ ზედაპირული აბლაციის საშუალება მოსპობილია, რის გამოც ყინვართა რელიეფი მოსწორებულია და იშვიათად ვხვდებით ბორცვიან ზედაპირებს.

ნამარხი ყინვარები. ამ ტიპის ყინვარები გვხვდება ფარსმის და ჩილოს ხეობებში. ფარსმის ხეობაში 2800 მ სიმაღლიდან ქაჩუს უღელტეხილის ძირამდე მთელი ხეობა ამოვსებულია მორენული და ჩამონაშალი მასალით, რომელიც სამ საფეხურად ეშვება უკვე მდებლეთი მოსილ ძველ მორენებამდე.

საკუთრივ ქაჩუს უღელტეხილის (3703 მ) სამხრეთით, ხეობის მთელ სიგრძეზე არსად გვხვდება არამც თუ ყინვარი, არამედ ფირნის და ზამთრის თოვლის ნარჩენებიც. დასავლეთი კალთებიც სრულებით გაშიშვლებულია და თავისუფალი თოვლისაგან, აღმოსავლეთით გვხვდება პატარა დაკიდული ყინვარი, რომელიც ბოლოვდება 2710 მ სიმაღლეზე და დაცილებულია ხეობიდან 200—220 მეტრით.

უღელტეხილის ძირიდან (3480—3500 მ სიმაღლიდან), წვრილი ღორღოვანი ნაშალი მასალით, ამოვსებული ხეობა მოსწორებულია, მასალა საკმაოდ შემტკიცებულია და აქა-იქ მასზე გვხვდება ალპური ბალახეული მცენარეულობა. ათეული და შეიძლება ითქვას ასეული წლების მანძილზე თუშებს უხდებოდა მოგზაურობა ქაჩუს უღელტეხილით შარო-არლუნის ხეობაში, გადაჰყავთ მხვილფეხა პირუტყვი და ცხვრის ფარები, მაგრამ მათ არ ახსოვთ, თუ აქ ყინვარი არსებობდა.

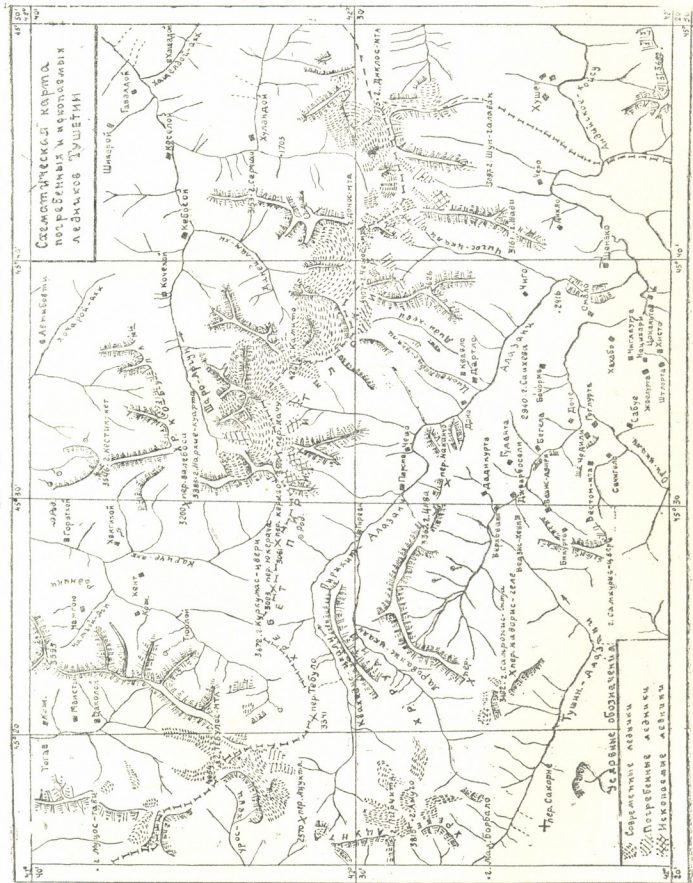
აქ მუშაობისას ჩვენი ყურადღება მიიპყრო ნაყარი და ზოგჯერ გაყამირებული ნაშალი მასალით დაფარული ხეობის გარდიგარდმოდ არსებულმა ხაზემა, რომლებიც ყინვარული ნაპრალების განლაგების სურათს მოგვაგონებდა. დეტალური კვლევის შედეგად აღმოჩნდა, რომ აღნიშნული გარდიგარდმო-ხაზები წარმოადგენენ ყინვარის ამოვსებულ ნაპრალეს. 3350—3400 მ სიმაღლეზე ერთ ადგილზე ნახული იქნა ჩაქცეული ადგილი, სადაც 3—4 მეტრის სისქის ნაყარი მასალის ქვეშ გაშიშვლებულია გლექტერული ყინული 12 მ სისქისა, სიღრმეში აღმოჩნდა ყინვარული ჭა, სადაც ჩამდგარიყო წყალი 2 მ სიმაღლეზე. ასეთი მორენებით და ჩამონაშალი მასალით დაფარული ყინვარი ქაჩუს უღელტეხილიდან გრძელდება 1—1,5 კმ მანძილზე და ბოლოვდება დაახლოებით 3230 მ სიმაღლეზე.

3300 მ სიმაღლეზე გვხვდება ჩაქცეული არეები, რაც მიგვითითებს ყინვარის შიგნით მიმდინარე თერმოკარსტულ პროცესებზე. ნამარხი ყინვარის ბოლოს მდებარეობაზე მიგვითითებენ აგრეთვე მოზრდილი ნაკადულების გამოსავლები, წარმოშობილი ნამარხი ყინულის დნობის ხარჯზე, რომლებიც ძველი მორენების საზღვართან გამოედინებიან და პირველი შეხედვით სტოვებენ მიწისქვეშა ფილტრაციული წყაროების შთაბეჭდილებას.

ნამარხი ყინვარის წინ განვითარებულია ტიპური მორენული ლანდშაფტი ბორცვებითა და მათ შორის მიქცეული ღარტაფებით. ამ ძველ მორენებზე, რომელიც ნაწილობრივ დასახლებულია თხელი ბალახეულით, ხში-



რად გვხვდება პატარ-პატარა ღრმულები, რაც გამოწვეულია ნამარხი ყინულის გადნობის ადგილზე ნაშალი მასალის ჩაქცევით. ასეთი მორენები ვრცელდება 2850—2900 მ სიმაღლემდე. ამრიგად, თვარსმის-წყლის სათავეში არსებული ნამარხი ყინვარი, როგორც ჩანს, საუკუნეების მანძილზე შემონახულა სველი



ნაშალი მასალის ქვეშ და საცხებით მოწყვეტილია მკვებავ ყინვარებს და ფირნის ველებს, იგი მიეკუთვნება მკვდარ ყინვართა ტიპს. ამ მიზეზით აიხსნება ის გარემოება, რომ ყინვარი აღარ განიცდის წინსვლით მოძრაობას, მასზე აღარ ვითარდება მოძრაობის შედეგად გამოწვეული გასწვრივი ან გარდი-

გარდმო ნაპრალები და ყინულის არსებობა ზოგჯერ ორი ათეული მეტრის სისქის ნაშალი მასალის ქვეშ შეუმჩნეველი ხდება ადამიანისათვის.

ნამარხი ყინვარი გვხვდება აგრეთვე ფიცაროს ქედის აღმოსავლეთ ფერდობზე, დიდხვიდან ჩილოს ხეობაში გადასასვლელის აღმოსავლეთით, უღელტეხილის მიდამოები ამჟამად თავისუფალია მარადიული თოვლის საბურველისაგან. თხემიდან 50—80 მ ქვემოთ იწყება მორენები, დაფარული ჩამონაშალი მასალით. მორენები ეშვება სამ-ოთხ საფეხურად ჩილოს ხეობისაკენ დაახლოებით 1 კმ მანძილზე. ჩამონაშალი მასალა აქ ზოგჯერ შეიცავს უზარმაზარ ლოდებსაც. ყინვარი ზედაპირზე არსად არ არის გამოჩენილი. მხოლოდ ერთ ადგილზე, დაახლოებით 3200 მ სიმაღლეზე, საფეხურის ციცაბო კალთაზე, ნაშალი მასალის ჩამოხვავების შედეგად გამოშვლებულია ყინული. დასახელებული ნამარხ-ყინულის სათავეში წარსულში არსებობდა ფირნის ველი, რომელიც მას კვებავდა. ამავე დროს მის მარცხენა მხარეზე არსებული მორენები გვიჩვენებენ, რომ მას უერთდებოდა ფიცაროს ქედზე ამჟამად არსებული კარული ყინვარი, რომელმაც გასული XIX ან შეიძლება XVIII საუკუნიდან დაიხია უკან და მოსწყდა მას. ამჟამად აღნიშნული ყინვარი 150—200 მეტრით შალა მდებარეობს ნამარხი ყინვარის მორენებთან შეფარდებით.

ამ შემთხვევაში აქაც საქმე გვაქვს უკვე მკვდარ ყინულთან, რომელიც მოძრაობას არ განიცდის; მისი შემონახვა და დაცვა ხანგრძლივი დროის მანძილზე ხდება ნაშალი მასალის სქელი ფენის ქვეშ.

ამრიგად თუ გავითვალისწინებთ დამარხული ყინვარების მნიშვნელოვან გავრცელებას და ნამარხი ყინვარების არსებობას თუშეთის ტერიტორიაზე, მივადგებით დასკვნას, რომ მათ შესწავლას აქვს არა მარტო თეორიული მნიშვნელობა, არამედ პრაქტიკულიც. თუშეთის თანამედროვე გამყინვარების ფართობი გაცილებით მეტი სიდიდით წარმოგვიდგება, ვიდრე ეს აღნიშნულია ლიტერატურასა და ტოპოგრაფიულ წყაროებში და მათი მნიშვნელობა, როგორც მდინარეთა ქვების ერთ-ერთი ფაქტორისა, მნიშვნელოვანია თუშეთის წყლების საერთო ბალანსში (იხ. სქემა).

### ძველი გაყინვარების ნიშნები

ძველი გაყინვარების ნიშნების დადგენა თუშეთის ტერიტორიაზე საგრძნობლად გართულებულია შედარებით კავკასიონის ცენტრალურ და დასავლეთ ნაწილებთან.

საქმე იმაშია, რომ რაიონის ლითოლოგიური აგებულება, კერძოდ ქვედა იურული ფიქლების საყოველთაო გავრცელება, მეტად არახელსაყრელია ძველი გაყინვარების კვლების შენახვისათვის, მათი აღვილად შლადობის გამო, არ გვქონია შემთხვევა, რომ აქ გვენახოს არამცთუ ძველი ყინვარების ეგზარაციული მოქმედების კვალი, არამედ თანამედროვე ყინვარების მოქმედებით გაჩენილი ყინვარული მოელვარების ნიშნები ნაქდევების, ნაკაწრების ან სხვასა ხით.

ხეობებს აქ მეტ ნაწილს დაკარგული აქვთ ტროგული ფორმა იმის გამო, რომ გამოფიტული ფიქლების დიდძალი ნაშალი მასალით დაფარულია ხეობების კალთები და მათ თავდაპირველი ყინვარული მორფოლოგია წაშლილია.

ფიქლებისვე ადვილშლადობის შედეგად, მორენებში იშვიათად გვხვდება მოზრდილი ლოდები, რომლებიც დაადასტურებენ ყინვარების ყოფილ გავრცელებას.



დენუდაციის და ეროზიის ინტენსიური მიმდინარეობის შედეგად, თუშეთის ტერიტორიაზე ძნელია ძველი ვაყინვარების ნიშნების დადგენა მორენების საშუალებით. გარდა იმისა, რომ მორენების გადარეცხვა სწრაფად ხდება ფხვიერი და წვრილი მასალის შემადგენლობის გამო, თუშეთის ციწვარებისათვის დამახასიათებლად ჩაითვლება, რომ აქ გვხვდება ტიპური სტადიალური ბოლო მორენები ზეინულების სახით; აქა-იქ გადარჩენილი ზედაპირული მორენები წარმოდგენილია ტალღობრივ ბორცვოვანი ზედაპირების სახით. ბუნებრივია, რომ ასეთ პირობებში საჭირო ხდება ხანგრძლივი და დეტალური კვლევა-ძიების ჩატარება, რომ დადგენილ იქნას თუშეთის ტერიტორიაზე მეოთხეულის დროის ციწვარების გავრცელება და ვაყინვარების ეპოქების რაოდენობა.

### უკანასკნელი ვაყინვარების ნიშნები

ჩვენ აქ აღარ შევხვებით იმ ახალგაზრდა მორენებს, რომლებიც დაფენილია თუშეთის ციწვარების მიერ უკანასკნელი 50—60 წლის მანძილზე. მათ შესახებ ვაკვრით იყო აღნიშნული თანამედროვე ციწვარების აღწერისას. დავესყნებთ მხოლოდ, რომ აღნიშნული მორენებიც მეტ წილად გვხვდება ციწვარის წინ, 300—400 მეტრის მანძილზე, ზედაპირული და ფსკერის მორენების სახით.

უფრო ადრინდელი მორენები, რომლებიც შესაძლებელია მიეკუთვნოს XVIII—XIX საუკუნეს, კარგად არის განვითარებული თებულოს ციწვარის წინ. მადნისხორხის ორივე მდინარის ხეობებში. მადნის ხორხი აღმოსავლეთ ხევში აღნიშნული დროის მორენები ვრცელდება ერთი კილომეტრის მანძილზე და აესყნებთ მთელ ხეობას. მათი სისქე 50—60 მ აღემატება. მორენი საკმაოდ შემტკიცებულია. მარცხენა მხრიდან მას გასდევს გვერდითი მორენი, ამალღებული 10—15 მეტრით პირველის დონიდან. 3300 მ სიმაღლეზე მარცხენა მხრიდან მასზე შემოკოცებულა კარგად გამოსახული ბოლორკალური მოყვანილობის მორენული ზეინი, დატოვებული ყოფილი ციწვარის მიერ, რომელიც ეშვებოდა მადნისხორხის და მდ. ტიუალოს წყალგამყოფი ქედის დასავლეთი კალთიდან. მორენი ბოლოვდება დაახლოებით 3200 მ სიმაღლეზე.

უფრო ადრინდელი მორენები XVIII—XIX საუკუნის მორენების წინ მოტერასებულია და მეტი ნაწილი დაფარულია კალთებიდან ჩანავავი ნაყარი მასალის „შღეფით“. მასში ღრმად არის ჩაჭრილი (40—50 მეტრზე) მადნისხორხა მდინარე. ჭრილში კარგად მოჩანს მორენული ლამლოდნარი.

ანალოგიურ სურათს მორენების განლაგებისა და მოტერასებისას ვხვდებით დასავლეთ მადნისხორხის ხევში. განსხვავება იმაში მდგომარეობს, რომ აქ ჩამონაშალი მასალა ფარავს XVIII—XIX საუკ. მორენების დიდ ნაწილს, და მოტერასებულ მორენებშიც ხეობა ვაცილებით ღრმად არის ჩაჭრილი 50—50 მ სიმაღლეზე. მათი განვითარების დრო შეიძლება მივაკუთვნოთ ისტორიულ პერიოდს.

დაახლოებით 2800 მ სიმაღლეზე (მადნისხორხის ორი მდინარის შესართავთან) მდებარეობს ალპური მდელო ბორცვოვანი რელიეფით მის აღმოსავლეთ ნაწილში, ხელოვნურ გაშიშვლებებში გამოჩენილია დელუვიური ღორღისებრი მასალა. დასავლეთით და ჩრდილოეთით მდინარის მიერ გაჭრილ ხევებში კარგად მოჩანს ტიპური ლამლოდნარი შეცემენტებული მონაცრისფერო თიხებით. მორენები ვრცელდება ხეობის მარჯვენა მხარეზე 2700 მეტრის სიმაღლემდე. როგორც ჩანს, აღნიშნული მორენები დატოვებულია იმ



დროს, როდესაც აღმოსავლეთ და დასავლეთ თებულოს ყინვარები გამოდი-  
ოდნენ გაშლილ ხეობაში და შვერთების შემდეგ წარმოქმნიდნენ თათისებუ-  
რად გაშლილ საერთო ყინვარულ ენას. თუ გავითვალისწინებთ, რომ მორე-  
ნები უკვე დაფარულია ალპური მდგლოთი და გაყამირებული, მათი დატო-  
ვება უნდა მომხდარიყო იმ სტადიის დროს, როდესაც თოვლის ხაზი მდებარე-  
ობდა ეხლანდელზე 200—250 მეტრით დაბლა და აღწევდა ყინვარის თანა-  
მედროვე ენის მდებარეობის ადგილს.

დაახლოებით 2600 მ სიმაღლეზე, სადაც ქვახიდისწყალი იერთებს ერთი-  
მეორის საწინააღმდეგოდ ჩამომდინარე მადნისხორხისა და პირჩიტას  
წყლებს, შერჩენილია ძველი მორენები.

აღნიშნულ მდინარეთა შვერთებიდან ქვახიდის-წყლის სათავისაკენ გამო-  
მუშავებულია ტროგული ხეობა, სადაც იმავე მორიგეობით, როგორც მადნის-  
ხორხის ხეობაში, განლაგებულია მორენები. ხეობის მორფოლოგია და მორე-  
ნების განლაგება აშკარად გვიჩვენებს, რომ პირჩიტას და მახკოს მთის აღმო-  
სავლეთი კალთებიდან ჩამოსული ყინვარები ქვახიდის ხეობაში აღწევდნენ  
2600 მ სიმაღლემდე, სადაც მათ უერთდებოდა თებულოს ყინვარები. დენუ-  
დირებულ მორენების ნაშთები შერჩენილია ძირითად ქანებზე მდ. ქვახიდის-  
წყლის მარცხენა ნაპირზე, მდინარის დონიდან 60—80 სიმაღლეზე. თავისი  
ხასიათის მიხედვით მორენები ძლიერ გარდაქმნილია და გაყამირებული, და-  
ფარულია მშვენიერი ალპური საძოვრებით.

მადნისხორხის-წყლის შესართავიდან მდ. ამუგოს შესართავამდე (ერთვის  
ქვახიდის-წყალს მარჯვენა მხრიდან) ქვახიდის ხეობაში ძველი მორენები გა-  
რეცილია. ხეობის მარჯვენა მხარეზე ძირითადი ფიქლები აშლილია და კალ-  
თებზე ჩამოწოლილია უხარმზარი მეწყრები, ასე რომ ყინვარის არსებობის  
ყოველგვარი კვალი წაშლილია. ასევე ძლიერ ჩამორეციხილია მარცხენა მხარეც.  
მდ. მდ. ქვახიდის-წყლისა და ამუგოს-წყლის შვერთების ადგილზე ხეობა  
იშლება და წარმოიშობა ვრცელი ქვაბური, ყოველმხრივ მაღალი ქედებით  
შემოსაზღვრული, ქვაბური იხსნება მხოლოდ აღმოსავლეთით, სადაც მდინარეს  
გაუკვეთია ვიწრო ხეობა.

აღნიშნული ქვაბური, რომლის ფსკერიც სახაფხულო საძოვრებითაა და-  
ფარული, მდებარეობს 2440—2460 მ სიმაღლეზე და წარმოდგენილია ტიპური  
მორენული ლანდშაფტით. ბორცოვანი რელიეფი მეტწილად განვითარებულია  
მდინარის მარჯვენა ნაპირზე. მარჯვენა მხარეზე მორენული ნალექები წარ-  
მოდგენილი თიხებით, რომლებშიც იშვიათია დიდი ლოდები, შერჩენილია  
60—70 მ სიმაღლეზე მდინარის სარკიდან.

მორენები გაშლილია საკმაოდ ვრცელ ტერიტორიაზე. ეჭვგარეშეა, რომ  
ასეთი მძლავრი ყინვარული ნალექების და ყინვარული ლანდშაფტის განვი-  
თარებაში მთავარი როლი ითამაშა როგორც თებულო-პირჩიტას, ისე ამუგოს  
ყინვარების მოქმედებამ; ამუგოს მასივში ამჟამად შერჩენილია 4 კარული ყინ-  
ვარი და მრავალი კარული ფორმები და ცირკები, რომლებშიც ამჟამად ყინ-  
ვარები აღარ გვხვდება. ვეებერთელა ამფითეატრისებური არე ქვახიდის ქვა-  
ბურის გარშემო, როგორც ჩანს, ამოვსებული იყო ყინვარით; ყინვარები ეშვე-  
ბოდნენ 2440 მ სიმაღლემდე სულ 4—5 კმ მანძილზე, სადაც მათ უერთდებოდა  
თებულოს ყინვარი.

მორენების ქვემოთ მდ. ქვახიდის-წყალს გამოუმუშავებია ორი ტერასუ-  
ლი საფეხური: 1) 5—6 მ, გამოუმუშავებულია ფიქლებზე და დაფარულია



აღლევინით 2) 10--15 მ გამოძუშავებულია საკუთრივ მორენულ ნალექებში. იმის გამო, რომ ქვახიდის-წყლის ხეობაში და შემდეგ პირიქითულია ალაზნის ხეობის მთელ სიგრძეზე ბოლო მორენებს ვეღარ ვხვდებით, შეიძლება დაეწუშათ, რომ ზემოთ დასახელებული თებულო-ამუგოს მორენები, შერჩენილი 2440 მ სიმაღლეზე, ეკუთვნის „უზრმის“ ანუ უკანასკნელი გაყინვარების მაქსიმალურ სტადიას. სხვა გვერდით ხეობებშიც, რომლებიც ერთიან პირიქითულ ალაზნის მარცხენა მხრიდან, მიუხედავად იმისა, რომ მათი სიგრძე 8—12 კმ არ აღემატება, მორენები არ სცილდებიან შუა წელს და არ აღწევენ პირიქითული ალაზნის ხეობამდე.

ფარამის-წყლის ხეობა, რომელიც კანიონს აჩენს ს. ფარამის ჩრდილოეთით, 3—4 კმ შემდეგ ფარდოვდება და დაახლოებით 2400 მ სიმაღლიდან ღებულობს ტროგულ მოყვანილობას. მისი პირვანდელი ფორმა შეცვლილია ხეობის კალთებზე არსებული უზარმაზარი ნაშალი მასალის „შლივებით“.

ყველაზე ძველი, დაკორდებული მორენები შერჩენილია 2700 მ სიმაღლეზე, ამის შემდეგ კარგად გამოსახული მორენული ზვინი გვხვდება 2830 მ სიმაღლეზე, იგი დაფარულია ალპური ბალახით. უფრო მაღლა თხელი მცენარეულობით შემოსული მონაცრისფრო ან მოყვითალო ფერის მორენული ზვინები გვხვდება 3170 მ სიმაღლეზე. შემდეგი მორენული საფეხური, მდებარეობს 3250 მ სიმაღლეზე და უშუალოდ ებმის ქაჩუს (ანუ ფარამის-წყლის) ნამარხ-ცინულის მორენებს.

დაახლოებით იმავე სიმაღლეზე და თანმიმდევრობით არის განლაგებული ძველი მორენები დიდხვევის ხეობაში.

პირიქითული ალაზნის შემდინარეთა ხეობებში ძველი მორენები ყველაზე შორს ჩამოდის ჩილოს ხეობაში და უახლოვდება ტყის ზონას. ჩილოს ცინვარის მაქსიმალური გავრცელების აღმნიშვნელი ბოლო მორენი გვხვდება დაახლოებით 2360—2400 მ სიმაღლეზე. ხეობის ფორმაც აღნიშნულ ადგილამდე ტროგულია, ხოლო უფრო სამხრეთით ხეობა თანდათან ვიწროვდება და წარმოგვიდგება ტიპურ V—მაგვარი ფორმის ხეობის სახით.

ლ. მარტაშვილი [6] მაქსიმალური გავრცელების მორენებს აღნიშნავს თუშეთის ალაზნის სათავეში 2750 მ სიმაღლეზე და ხისოს ალაზნის (ქანქახის) სათავეებში, რომელსაც უფარდებს თოვლის ხაზის დეპრესიას 650—700 მ სიღრმისას. ალაზნის თავის მორენების მდებარეობის სიმაღლე კარგად ემთხვევა მდინის ხევის ორთაწყლის შეერთების ადგილზე განვითარებულ მორენებს.

ჩვენს მიერ მ. დიდგვერდის მიდამოებში ჩატარებული დაკვირვების დროს კავკასიონის წყალგამყოფი ქედის ჩრდილო კალთაზე უკანასკნელი გაყინვარების გავრცელების უტყუარი ნიშნები ნახული იქნა 1800 მ სიმაღლეზე, გაცილებით უფრო დაბლა (950 მეტრით), ვიდრე ეს აღნიშნულ აქვს ლ. მარტაშვილს ხისოს სათავესათვის.

საერთოდ, ზემომოყვანილი მასალების მიხედვით შესაძლებელია დავასკვნათ, რომ უკანასკნელი გაყინვარების მაქსიმალური ფაზის ბოლო მორენები პირიქითული ალაზნის ხეობაში არ სცილდებოდნენ 2350—2440 მ სიმაღლეს. მათი მაქსიმალური სიგრძე ქვახიდის ხეობაში განისაზღვრებოდა 12—14 კილომეტრით.

ამრიგად, შეიძლება ვიფიქროთ, რომ უკანასკნელი გაყინვარების დროს ცინვარები ისეთივე მცირე გავრცელებით სარგებლობდა თუშეთის ტერიტორიაზე კავკასიონის ცენტრულ ნაწილთან შეფარდებით, როგორც დღეს გვაქვს—





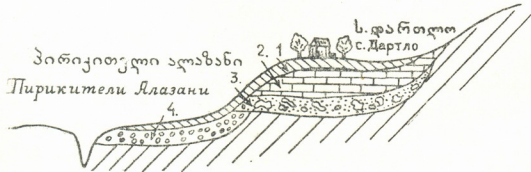
რაც შეეხება უკანასკნელ გაყინვარებაზე აღრინდელი გაყინვარების ნიშნების არსებობას თუშეთის ტერიტორიაზე, ამ მხრივ არავითარი საბუთი არ მოიპოვება. თუშეთის მკვლევარები და მათ შორის ლ. მარტაშვილი სამართლიანად აღნიშნავენ, რომ უკანასკნელ გაყინვარებაზე აღრინდელი ყინვარული მოქმედების კვალი გარეცხალია ეროზიული პროცესების შედეგად.

ფლუვიოგლაციალური ნალექები, შერჩენილი ჩამორეცხილ ტერასებზე გვხვდება პირიქითა ალაზნის ხეობაში ს. დართლოს, ადგილ ცირმაშტის და თურსიების მიდამოებში.

ს. დართლოს მიდამოებში, პირიქითა ალაზნის მარცხენა ნაპირზე კარგად არის გამოსახული ქალის ზედა 1-ტერასი 2—3 მ სიმაღლე, რომელიც ვრცელდება 1,5—2 კმ, იგი შესდგება ალუვიურ ნალექებისაგან და დასავლეთ ნაწილში გადაფარულია კვავლის ხევის გამოზიდვის კონუსით. დართლოს ძველი ეკლესიის ნანგრევებთან 15—20 მ სიმაღლეზე დარჩენილი ტერასის ქრილში მოჩანს ზევიდან ქვევით:

1. ნიადაგსაფარი 0,3—0,5 მ.
2. კირქვის ტრავერტინები, მდიდარი მცენარეთა ნაშთებით 2—3 მ.
3. ფლუვიოგლაციალური ნალექები თიხა ქვიშით და მოზრდილი ლოდებით.
4. ძირითადი ლიასური ფიქლები. (იხ. ქრილი).

მეთხეული ნალექების სკემატური ჭრილი ს. დართლოსთან  
 Схематический разрез четвертичных отложений у с. Дартло.



1. Почвенный покров - ნიადაგსაფარი
2. Травертины с остатками растительности - ტრავერტინები მცენარეთა ნაშთებით
3. Флувиогляциальные отложения - ფლუვიოგლაციალური ნალექები
4. Алювий - ალუვიონი.

აღსანიშნავია, რომ მცენარეთა ფოთლების და ღეროების შემცველი ტრავერტინები გვხვდება უფრო მაღლა, დართლოს ციხის თავზე 50—60 მ სიმაღლეზე და აგრეთვე ს. დართლოს დასავლეთით. ცირმაშის გზაზე, ვიწროდ ჩაჭრილი ხეობის მარცხენა მხარეზე შერჩენილია 50—60 მ სიმაღლეზე, განლაგებული ძველ ფლუვიოგლაციალური ნალექებზე. ფლუვიოგლაციალურ ნალექების სქელ წყებას ვხვდებით საზაფხულო ბინების ადგილ ცირმაშტის მიდამოებში, იქ სადაც პირიქითულ ალაზანს ერთვის ცირმაშტის ხევი. ფლუვიოგლაციალურ ნალექების 10—15 მ სისქის მასალაზე გადაფარულია ზემოდან ცირბევის-ხევის გამოზიდვის კონუსი. ფლუვიოგლაციურ ნალექებს და გამო-

ზიდვის კონუსში ჩაჭრილია 4 ტერასული საფეხური 1—3 მ, 10—12 და 30—40 მ სიმაღლეზე, I—და II ტერასული საფეხურები კარგად არის განვითარებული. სოფელ კონტიოს მიდამოებში, განსაკუთრებით მის აღმოსავლეთით, 10—12 მ სიმაღლეზე მდებარე ტერასი გრძელდება თითქმის 2 კმ მანძილზე. ტერასის კრილში ნალექები წარმოდგენილია ლამლოდებით, სადაც ლოდების სიდიდე (არა ადგილობრივი წარმოშობისა), ზოგჯერ 6—8 კუბ. მეტრს აღწევს.

ს. ჩემოსთან ლ. ი. მარუაშვილი აღნიშნავს 10 მ სიმაღლის ტერასას, ხოლო ს. ფარსმის მიდამოებში ტერასების ოთხ საფეხურს 1, 5, 2, 5, 3, 5 და 11 მ. აღნიშნული ტერასები კარგად ჩანს ფარსმის დასავლეთით, იქ სადაც პირიქითული ალაზანი შემოუვლის ფარსმის და გირევის შორის არსებულ კლდოვან სერს და აჩენს მოსახვევს. ასეთივე დაბალი სტადიური ტერასები გამოირჩევა აგრეთვე ქვახიდის ხეობის მარჯვენა ნაპირზედაც, კერძოდ ქვახიდის ვაკის მიდამოებში, სადაც ისინი გამომუშავებული არიან მორენულ ნალექებში და ძირითად ქანებში.

მეოთხეული ნალექების სქელი წყება, რომელიც დაკავშირებულია ყინვარეული წყლების მოქმედებასთან, განვითარებას პოულობს ადგილ თურსიხთან. აქ ფლუვიოგლაციალური ნალექების სისქეს აღწევს 15—20 მ. ნალექები წარმოდგენილი ქვიშიანი თხევით და ლოდებით საკმაოდ შეცემენეტებულია, მდინარის პირად ჩამორეცხილია და აჩენს მიწის პირამიდებს.

ამრიგად მეოთხეული ალუვიური და ფლუვიო გლაციალური ნალექები პირიქეთული ალაზნის ზემო წელში და ქვახიდის წყლის ხეობებში შემჩნეული არ არის მდინარის დონიდან 50—60 მ მაღლა და შესაბამისად ამისა დენუდირებული ტერასული საფეხურებიც მდებარეობს ამავე სიმაღლეზე. განსხვავებული სურათი წარმოგვივდება ს. ომალოს მიდამოებში (დ. მდ. პირიქითული ალაზანი და თუშეთის (გომეწრის) ალაზანი ქვემო დინებაზე კვეთავენ შენაქო-ომალოს ძველ, შემორჩენილ-მოსწორებულ ზედაპირებს. ამ მონაკვეთებზე მდინარეების მიერ ჩაჭრილია ვიწრო, კანიონისებრი ხეობები 200 მ სიღრმემდე.

ს. შენაქოს ხიდიდან ომალოს ვაკემდე შერჩენილია ფიქლებში გამომუშავებული და შემდგომი დენუდაციის შედეგად გადარეცხილი ტერასების ოთხი საფეხური, რომელზედაც ვხვდებით გადარეცხვას გადარჩენილ ალუვიურ ნალექებს, წარმოდგენილს ძალზე დარგვალეული და გადამუშავებული წვრილი რიყის ქვებით და კენჭებით.

I—ტერასი მდებარეობს ხიდის მახლობლად 10—12 მ სიმაღლეზე.

II—ტერასი დენუდირებული და მისი ნიშნები შერჩენილია 50—60 მ სიმაღლეზე.

III—ტერასის ალუვიური ნალექები გზაზე გვხვდება 100—120 მ სიმაღლეზე, ხოლო უკანასკნელად ალუვიონი წარმოდგენილი წვრილი კენჭებით შერჩენილია ომალოს ვაკის ჩრდილო ფრთაზე 170—200 მ (IV ტერასი).

ასევე დიდ სიმაღლეზე განლაგებულია ალუვიური ნალექები ვაკის სამხრეთ ნაწილში, თუშეთის ალაზნის მარცხენა მხარეზე, წყაროს თავზე. აქაც გამომუშავებულია ტერასული ოთხი საფეხური, რომელიც მიუთითებს ეროზიის ოთხ ხანგრძლივ ციკლზე.

ყურადღებას იქცევს საკუთრივ ომალოს ვაკის ძველი მოსწორების რელიეფი. იგი არ წარმოადგენს იდეალურ ვაკეს. იგი ხასიათდება ტალღებრივი ზედაპირით, ფართე ღარტაფით და მოგლუვებული სოგორებით. სკოლის დასავლეთით და აგრეთვე ვაკის ცენტრალურ ნაწილში არსებული ფართო ღარ-



ტაფები მიუთითებს ძველი მდინარეული ქსელის არსებობაზე. ექვს არ იწვევს აის გარემოება, რომ მდ. ჭანჭახის-წყალი და თუშეთის ალაზანი გაედინებოდა მასზე და კვეთავდნენ სამხ. დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით, რომელსაც ამავე სიმაღლეზე უერთდებოდა პირიქითული ალაზანი.

ის გარემოება, რომ პირიქითულ ალაზნის და მისი შენაკადების ხეობებში არ არის შერჩენილი გაყინვარების წინა ყინვარული ეპოქების შუბლის მორენები, რომელთაგანაც შესაძლებელი იყო მდინარულ ტერასების გადაბმა და დაკავშირება მეტად ართულებს არამცოთუ იმას, რომ დადგენილი იქნეს საკითხი იმის შესახებ თუ რამდენ გაყინვარებას ჰქონდა ადგილი თუშეთის ტერიტორიაზე, არამედ თვით ტერასების დათარიღების საკითხსაც მეოთხეულის დროის მანძილზე. ამ მხრივ შედარებით უკეთესი მდგომარეობა არსებობს უკანასკნელი გაყინვარების მორენების და მათი შესატყვისი ტერასების დათარიღების საქმეში, რომლებსაც კარგად ვადავებთ 10—12 მ და 30—40 მ ტერასები დართლოს, ჩილოს, თურსიხის და ცირბევის (ცირმაშის) მიდამოებში.

საყურადღებოა, რომ დართლოს მიდამოებში და მის დასავლეთით არსებული ტრავერტინები, რომელშიც ბლომად გვხვდება მცენარეთა ფოთლების აღნაბეჭდები და ხის ღეროების ნაშთები (ზოგჯერ მათი აღნაბეჭდები ღეროს მოყვანილობის სიღრუვეების სახით) თავის შემადგენლობით ძალზე მოგვაგონებენ პალიზინის მიერ აღწერილ ფლორას გუდამაყარის არაგვიდან, რომელსაც რენგარტენი აკუთვნებს ვიურმ-ბიულის ინტერსტადიალურ ეპოქას. საყურადღებოა, რომ ასეთივე ტრავერტინები, რომლებიც შვიცავენ ფლორას ჩვენს მიერ აღნიშნული იყო ილტოს ხეობაში და ლ. ნარუაშვილი აღნიშნავს ჯუთის ხეობაში.

დართლოს მიდამოებში არსებული ტრავერტინები შესაძლებელია ეკუთვნოდეს ორ სხვადასხვა დროს. უფრო მაღლა დართლოს ციხის თავზე და ცირმაშის გზაზე გაშიშვლებული ტრავერტინები წარმოშობილი უნდა იყოს უკანასკნელი (ეურმის) ყინვარეული ეპოქის დასაწყისში, როდესაც „რისვურმის“ გაყინვარებათა შორისი ხანის დასასრულს იწყება ჰავის პირობების შეცვლის მომენტები, ხოლო დართლოს ტერასაზე არსებული ტრავერტინები არსებული მცენარეთა ნაშთები შესაძლებელია სინქნორული იყოს გუდამაყარის არაგვის მეოთხეული ნალექებისა.

რაც შეეხება ომალოს მიდამოებში შერჩენილ ტერასულ საფეხურებს, მათი დაკავშირება შეუძლებელი ხდება ყინვარულ ნალექებთან. სამაგიეროდ, თუ ჩვენ გავითვალისწინებთ მეოთხეულის მანძილზე აქ წარმოებულ ეროზიულ ციკლების მიმდინარებას, შესაძლებელი ხდება მათი დაკავშირება კასპიის ზღვის დონის ცვალებადობასთან, ამ მხრივ ომალოს მიდამოებში არსებული ტერასები შესაძლებელი ხდება დაუკავშიროთ ბაქოურის, ხაზარულის, ხვალინსკურის, და ხვალინსკურის შემდგომი ანუ თანამედროვე კასპიის ზღვის დონის ცვალებადობას, როგორც პირიქითული და თუშეთის ალაზნის (ანდიის ყოისუს) ეროზიის ბაზისს. ამასთანავე ჰალის და ჰალის ზედა დაბალი ტერასების რიგი, რომელიც აღნიშნული აქვს ლ. მარუაშვილსაც ფარსმის დასავლეთით (1, 5, 2, 5. 3, 5 და 11 მ) სიმაღლეზე შესაძლებელია დაუკავშიროთ კასპიის დონის ცვალებადობას (კემურდულ, ჯორჯანულ და საარულს). ამრიგად პირიქითულ ალაზნის ხეობაში არსებული ეროზიული ტერასების მორფოლოგიური და მორ-



ფომეტრიული თავისებურებანი თანხვედრილი არიან ეროზიის ბაზისის, კასპიის ღონის ცვალებადობასთან მეოთხეულის მანიილზე და არარის გამორიცხული, რომ ასაკობრივადც ერთდროული არიან.

ამასთანავე ყურადღებას იქცევს ის გარემოება, რომ ომალოს მიდამოებში არსებულ ღრმა ეროზიულ ხეობაში განლაგებული ტერასების შეფარდებითი სიმაღლეების და თვით ხეობის სიღრმის (200 მ მეტი) მკვეთრი განსხვავება პირიქითული ალაზნის დასავლეთ ნაწილთან მიგვიითითებს ეროზიის პროცესების არა თანაბარ მიმდინარეობაზე მის სხვადასხვა ნაწილში, რაც დაკავშირებული უნდა იყოს თუშეთის ტერიტორიაზე მეოთხეულის დროში მიწის ქერქის სხვადასხვა ნიშნით მოძრაობასთან.

მთელი რიგი გეომორფოლოგიური ნიშნები მიუთითებს იმაზე, რომ მესამეულის დასასრულისათვის ომალო-შენაქოს მიდამოებში უკვე არსებობდა პენეპლენიზირებული ზედაპირები. მოსწორებულ ზედაპირებს უფრო მაღლა ვხვდებით ნოყაიხოს სერზე, მეოთხეულის წინა (ბაქოური) მოძრაობის შედეგად ახიღული იქნა მოსწორების ზედაპირები, ხოლო კავკასიონის წინა ვაკემ განიცადა საწინააღმდეგო ნიშნით მოძრაობა, რასაც მოჰყვა ბაქოური ზღვის ტრანსგრესია. შემდგომი ხაზარულის და ხვალისკურის წინა მოძრაობების შედეგად მოსწორების ზედაპირები ომალო-შენაქოს და ნოყაიხოს მიდამოებში შეინაცვლან დიფერენციალურ ახევებებს თანამედროვე ნიშნებამდე 1900—2000 მ და 2500 მ (ნოყაიხო). შესატყვისი ბაქოურის, ხაზარულის და ხვალისკურის ზღვია რეგრესიებთან დაკავშირებით ხდება ორთავ ალაზნისა და მასთან ერთად ყოი-სუ სულაკის ეროზიული ბაზისის დაწვევა, რასაც მოჰყვა თუშეთის ალაზნის დინების გადანაცვლება ომალოს პლატოს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფრთაზე და პირიქითულ და თუშეთის ალაზნის მიერ ღრმა კანიონისებური ხეობების ჩაჭრა, რომლის კალთებზედაც ეროზიული ციკლის ცვალებადობაზე შიუთითებს გადარეცხვას გადარჩენილი ალუვიონი ტერასულ ფრაგმენტებზე.

ახევების სიმძლავრის გამომხატველი ამ ნაწილში არის თვით ხეობის სიღრმე 200—250 მ დაცილებული მოსწორების ზედაპირიდან.

აღსანიშნავია, რომ ეროზიული ციკლი აქ სხვადასხვა ნიშნით მიმდინარეობდა ალაზნის ქვემო დინებაზე და ყოი-სუს ხეობაში, ერთის მხრივ, და ალაზნის ზემო წელში, მეორე მხრივ. ქვემო წელში არსებული მკვეთრად ეროზიული და კანიონისებური ხეობების და შედარებით მოწითული რელიეფის დართლო-თურაიხეს და ქვახიდის ვაკე-ტაფობის მიდამოებში მიუთითებს, რომ ინტენსიური ეროზიულ პროცესება არ მიუღწევია ზედა ნაწილისათვის. ასეთი ეროზიული ციკლებია განვითარების სურათები, ძველი მოსწორების ზედაპირების დიფერენციალური მოძრაობის შედეგად და ადგილობრივი ბაზის დაწვევასთან დაკავშირებით ეროზიული ციკლია სხვადასხვაგვარი სიმძლავრით გამოვლინება, კარგად არის ცნობილი და აღწერილი ი. ბილიბინის მიერ აღმოსავლეთ ციმბირში.

ყოველ შემთხვევაში, თუშეთის რელიეფის თავისებურება და ხეობების ხასიათი მიუთითებს პირიქითული ალაზნისა და ყოი-სუს ხეობებში ეროზიული პროცესების სხვადასხვა ნიშნით მიმდინარეობის შესახებ მეოთხეული დროის მანძილზე, რაც საშუალებას იძლევა გარკვეული იქნას რელიეფის განვითარების ისტორიის ზოგიერთი საკითხი ამ დროის მანძილზე.

ბუნებრივია, რომ ამ მხარის მეოთხეულ დროის ისტორიის და რელიეფის განვითარების საკითხის შესწავლაში ჯერ კიდევ ბევრი რამ რჩება გასა-



შუქებელი. შემდგომი გეომორფოლოგიური და მეოთხეული ნალექების დონის ლური შესწავლა, როგორც მთიან ისე მთის წინა ვაკეთა ნაწილში და მათი ურთიერთდაკავშირება შუქს მოფენს თუშეთის რელიეფის განვითარებას მეოთხეული დროის მანძილზე.

დ. ვ. ЦЕРТЕЛИ

## СОВРЕМЕННЫЕ ЛЕДНИКИ, ПРИЗНАКИ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ ТУШЕТИИ (Грузинская ССР)

Резюме

В статье «Современные ледники и следы древнего оледенения Тушетии» дано морфологическое описание современных ледников Тушетии между вершинами Тебулос-мта и Дикло.

Приведены сведения, основанные на результатах исследования, о характере и размере сокращения ледников за последние 50—60 лет, а также об абсолютных отметках современного положения ледников и их окончаниях (языки).

При исследовании было установлено, что за последние 50—60 лет среднее отступление ледников достигает от 350 до 800 м, в зависимости от размеров и экспозиции ледников.

Вместе с тем, при детальном исследовании оказалось, что количество ледников на территории Тушетии немного больше, чем это мы видим в каталоге ледников Кавказа Н. Подозерского [3]. Кроме 22 ледников по номерному списку Н. Подозерского дополнительно были фиксированы 4 каровых ледника (в ущелье Чешо I, в ущелье Дидхеви 3 ледника).

Автор обращает внимание на своеобразные условия современного оледенения Тушетии. В отличие от других ледниковых районов Кавказа, в Тушетии отличительной стороной является то, что кроме современных каровых и полудолинных ледников на Пирикительском хребте обнаружены погребенные и ископаемые ледники, до сего времени никем еще не описанные в литературе о Кавказе.

В статье дается описание погребных и ископаемых ледников Тушетии.

1. Погребные ледники, по автору, характеризуются мощным слоем поверхностного моренного покрова, трещины выполнены рыхлыми наносами, чистый лед обнажается в редких случаях при переломе ледниковой ложки. Подморенный лед имеет связь с чистыми ледниковыми языками.

2. Для ископаемых ледников характерным является мощный покров моренных и делювиальных наносов. Трещины заполнены и образование новых трещин не происходит. Они залегают в долинах и не имеют больше связи с областью питания, являясь мертвыми ледниками. Обнаружить лед возможно только при очистке поверхностного покрова.

Погребенные ледники имеют значительное распространение на территории Тушетии; они известны и в Хевсуретии (по Л. Маруашвили).

Погребенные ледники, покрытые мощным слоем морен, встречаются в ущелье Маднисхеви у языка ледника Тебуло, длиной 350—400 м, в верховьях р. Парсмис-цкали, длиной до 0,9—1,0 км у истоков Чешос-цкали—до 1—1,5 км, в верховьях Дидхевис-цкали—до 1 км, а также Чигос-цкали. В работе дается описание отдельных погребенных ледников или языков ледников. Однако наибольший интерес представляют ископаемые или «мертвые» ледники существование коих на Кавказе впервые было фиксировано на южных склонах Пирикительского хребта в Тушетии.

Мощный ископаемый ледник длиной около 1,5—2 км встречается в верховьях Парсмис-цкали, на южном склоне пер. Качу. Ледник покрыт 3—4 м толщей моренного и делювиального покрова под ним залегает мощный глетчерный лед.

Ископаемый ледник совершенно изолирован от фирнового и ледникового питания и даже залегший снег не сохраняется на окружающих скалах.

Верхняя часть ископаемого ледника, до подножия пер. Качу, характеризуется слабо волнистой поверхностью, пересеченной поперечными параллельными линиями когда то существовавших здесь ледниковых трещин, и заполненной моренным материалом. Нижняя часть представлена бугристым рельефом, отдельными лицевинами, довольно глубокими воронкообразными углублениями или провалами, образованными в результате термокарстовых процессов протекавших здесь длительное время. Погребенные под мощными шлейфами наносного материала ископаемые ледники Качу повидимому относятся к поздне историческому времени, так как местные сторожилы Тушетии, которые перегоняют скот и баранту через перевал Качу не помнят существования ледника южнее перевала. (кроме маленького ледника переметного типа к востоку от перевала Качу, на южном склоне вер. Качу).

Мощный ископаемый ледник встречается также на восточном склоне хр. Пицаро у перевала, между ущельями Дидхеви и Чиго. Погребенный под толстым слоем моренных отложений ледник тянется длиной до 1 км. Не исключена возможность, что такие же ископаемые ледники, не отмеченные до сих пор на Кавказе, будут обнаружены при дальнейших исследованиях ледникового района восточной части Кавказского хребта.

Автор делает заключение, что изучение погребенных и ископаемых ледников, кроме научного, имеет и существенное практическое значение для изучения водного баланса бассейна Пирикитули Алазани, так как современное оледенение (включая погребенные и ископаемые ледники) занимает гораздо большие площади чем это нам было известно по топографическим картам и литературным материалам.

Рассматривая вопрос о следах древнего оледенения, автор разделяет мнение предыдущих исследователей [2, 3, 6] о том, что в результате интенсивных денудационных и эрозийных процессов, а также литологического состава (податливость при процессах выветривания лейясовых сланцев) древние моренные отложения почти нигде не сохранились, отсутствуют характерные формы ледниковой эрозии (шрамы, царапины, бараньи лы и т. д.).

Более отчетливо сохранились конечные морены максимальной стадии последней ледниковой эпохи ледника Тебуло по ущелью Квахидис-цкали.

Следы конечных морен названной эпохи выражены в рельефе в котловине р. Квахидис-цкали на высоте 2440—2460 м. Следующие конечные морены более поздних стадий хорошо выражены на абсолютных



высотах 2600, 2800 и 3200 метрах, дальше чего начинаются свежие морены, оставленные при отступлении ледника Тебуло за последние 50—60 лет. Аналогичные стадияльные конечные морены встречаются по ущельям Парсмис-цкали, Чешо, Дидхевис-цкали и Чигос-цкали.

Таким образом, следы сохранившихся конечных стадияльных морен последней ледниковой эпохи встречаются на расстоянии 12—14 км от ледникового языка Тебуло, а по боковым притокам Пирикитули Алазани они не превышают 6—8 км.

Ниже по течению Квахидис-цкали и Пирикитули Алазани на террасах сохранились только флювир-гляциальные отложения. В местностях Турсехи и Цирмашти мощность этих отложений достигает 10—15 м. Они обнажаются под травертиновыми отложениями, содержащими остатки ископаемой флоры на II—15—20 м террасе у сел. Дартло и на высоте 50—60 м над уровнем воды над тем-же селением.

У селения Цирмашти-хеви с Пирикительской Алазани морфологически хорошо выражены 3 террасовых ступени I—2—3 м, II—10—12 м и III—30—40 м. В окрестностях сел. Чонтио 10—12 м терраса имеет обширную площадь распространения (2 км длиной). В разрезе террасы обнажаются пески, суглинки и валунные глыбы до 6—8 м<sup>3</sup> не местного происхождения. Аналогичные террасовые ступени отмечаются у сел. Парсма.

Не соответствующие по своей относительной высоте над зеркалом реки террасы верхнего течения р. Пирикительской Алазани отмечаются по ее нижнему течению в окрестностях сел. Омало. Между выравненными поверхностями Омало-Дикло река протекает в глубоком, высотой в 200 м, ущелье. У моста, по дороге к Шенако, I терраса мощных аллювиальных отложений расположена на высоте 10—12 м, вторая—50—60 м, III—100—120 м. Террасы размыты и на отдельных фрагментах встречаются остатки аллювиальных галечников. Аллювиальные отложения сохранились по северному борту Омалойского плато на высоте 200 м (IV терраса). Аналогичная картина наблюдается на южном крыле плато.

Морфология Омалойской выравненной поверхности и остатки аллювиальных отложений приводят автора к заключению, что в начале четвертичного периода Тушинская (Гомецарская) Алазани протекала на Омалойской равнине с юго-запада на северо-восток по сохранившейся до сих пор широкой ложбине.

В заключение отмечается, что отсутствие следов конечных морен предпоследней ледниковой эпохи не позволяет увязать речные террасовые отложения с ледниковыми отложениями предыдущих эпох, благодаря чему становится затруднительно установить сколько ледниковых эпох пережила Тушетия и датировать сами эти террасы.

Сопоставляя травертиновые отложения 15—20 м террас с остатками флоры в окрестностях сел. Дартло, с аналогичными отложениями ущелья р. Арагви, которые В. Ренгартен относит к межстадияльным отложениям Вюрм-Бюль, автор считает их синхроничными.

Травертины содержащие остатки растений расположенные на высоте 50—60 м над уровнем реки у селения Дартло и по дороге Цирмашти-хеви автор считает более древними и относит их к началу последней ледниковой эпохи.

Что касается террас в окрестностях с. Омало, по нижнему течению р. Пирикительской Алазани, то автор делает попытку увязать их с террасами р. Андийской-Койсу и колебаниями базиса эрозии в связи с изменениями уровня Каспийского моря в Бакинское, Хазарское и Хвалинское время.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. Буш Н. Ц., По горам и ущельям Хевсуретии и Тушетии, Труды СПб Ботанического сада, 23,3.
2. Динник Н. Я., Путешествие по Пшавии и Тушетии, Записки Кавказского Отдела РГО, 15.
3. Динник Н. Я., Современные и древние ледники Кавказа, Зап. Кавказского Отдела РГО, кн. XIV, выпуск 1, 1890.
4. Подозерский К., Ледники Кавказского хребта, Зап. Кавказского Отдела РГО, 1911.
5. Раде Г. И., Хевсуретия и хевсуры, Зап. Кавказского Отдела РГО, 1881.
6. Маруашвили Л. И., К геоморфологии и четвертичной истории Тушетии (Грузия), Изв. Гос. Географического О-ва, т. 71, вып. 7, 1939.



Л. А. ВЛАДИМИРОВ

## ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Вопросы географического распределения, генезиса и расчета минимального стока имеют большое научное и практическое значение. Между тем эти вопросы до настоящего времени еще совершенно недостаточно изучены. Только в последние годы появились работы по минимальному стоку равнинных рек [5, 9, 10], в которых, в противоположность прежним исследованиям, уделяется большое внимание генезису минимального стока.

Еще слабее изучен минимальный сток горных рек. По горным областям пока нет специальных гидрогеологических исследований, которые ставили бы себе целью выявить роль подземных вод в питании рек различных горных районов.

Предложения Б. И. Куделина [7], Ф. А. Макаренко [8], А. А. Соколова [12] и других о синтезе гидрогеологических и гидрологических исследований заслуживают самого серьезного внимания.

Главная роль в питании рек в меженный период в горных областях принадлежит подземным водам, гидравлически не связанным с рекой. Непосредственный учет этих источников в большинстве случаев невозможен, поэтому единственным материалом, на основании которого можно судить о дебите подземных вод, являются наблюдения на гидрологических станциях в период межени.

В горной стране часто невозможно провести границу между гидрогеологическими и гидрологическими исследованиями (например в карстовых районах, или в районах сложенных трещиноватыми вулканическими породами), настолько они тесно связаны между собой и взаимно дополняют друг друга. В таких условиях особенно сильно сказывается на результатах исследований (гидрологических или гидрогеологических) отсутствие комплексности.

Выполненные нами исследования минимального стока основываются на материалах стационарных наблюдений, материалах экспедиций, работавших под руководством автора в течение 1948—1951 гг., а также на литературных источниках, в которых освещены физико-географические условия (комплексно и по отдельным компонентам) исследуемой горной страны.

Данные по минимальному стоку исследуемой территории в большей своей части являются приближенными, из-за небольшой точности измерений в условиях галечно-валунных русел горных рек и, нередко, определения величин минимальных расходов, соответствующих минимальным уровням, по экстраполированной нижней части кривой расходов.

Климатический режим основных метеорологических элементов в горной стране меняется с высотой, что обуславливает вертикальную зональность внутригодового распределения стока.



В исследуемой горной стране, вследствие близости моря и большой разности высот, вертикальная зональность внутри годового распределения стока проявляется особенно резко.

С характером внутри годового распределения стока тесно связано время наступления минимума, поэтому представляет интерес рассмотреть внутри годовое распределение стока в различных частях страны.

В северной области зимний сток составляет от 20,5% годового стока на высоте 1000 м до 4% на высоте 3000 м.

Весенний сток уменьшается с высотой от 46% на высоте 1000 м до 13% на высоте 3000 м.

Уменьшение зимнего стока (в % от годового) с высотой объясняется понижением температуры воздуха в этом направлении и увеличением продолжительности зимнего периода, что обуславливает истощение запасов подземных вод. Уменьшение с высотой относительной величины весеннего стока вызывается поздним началом снеготаяния в высоких зонах.

Летний сток увеличивается с высотой, в связи с образующимися в более холодных верхних зонах в течение продолжительного зимнего периода больших запасов влаги в снегу. Близ зоны вечных снегов и ледников летний сток достигает наибольшей относительной величины (60 — 65%) за счет ледниковых вод, а в низменной зоне уменьшается до 18—20%.

Осень характеризуется меньшей изменчивостью стока в вертикальном направлении. Объясняется это тем, что в верхних зонах в начале осени реки еще получают ледниковое питание, во второй же половине осени часть осадков уже аккумулируется здесь в виде снега, в то время как в более низких зонах осадки в виде дождевого стока поступают в реки. Все же в нижних зонах относительная величина осеннего стока меньше (15%), чем в верхних (20%).

В южной области зимний сток (в % от годового), так же как и в северной, уменьшается с высотой (с 27% до 14%). Весенний сток здесь в связи с более ранним, по сравнению с северной областью, потеплением, а так же вследствие увеличения весенних осадков с высотой, возрастает довольно интенсивно от нижних к верхним зонам (с 29% до 43%). Летний сток слабо увеличивается с высотой (с 18% до 24%), что объясняется почти повсеместным сходом снега в начале лета в этой сравнительно невысокой части страны.

Осенний сток, вследствие исключительного обилия осадков в нижних зонах и выпадения части осадков в верхних зонах к концу осени в виде снега, заметно уменьшается с высотой (с 26% до 19%).

Годовой минимум стока на реках исследуемой горной страны наступает в зимний или летне-осенний период, в зависимости, главным образом, от высотного положения бассейна.

Вертикальная зональность времени наступления минимального стока наглядно подтверждается помещаемой ниже таблицей повторяемости годовых минимумов в зимний и летне-осенний периоды [4].

На основании этой таблицы можно отметить, что в бассейнах со средней высотой 1800 м и выше годовые минимумы наблюдаются исключительно зимой. При средней высоте бассейна менее 1800 м годовые минимумы могут наступать и в летне-осенний период. В бассейнах со средней высотой, менее 1500 м годовые минимумы чаще наступают в летне-осенние месяцы, а в бассейнах со средней высотой менее 1000 м годовые минимумы наблюдаются, главным образом, в летне-осенний период.



Наблюдающиеся исключительно в зимний период годовые минимумы рек с высокими бассейнами наиболее часто приходится на январь и февраль. В очень редких случаях, при затяжной зиме, годовой минимум падает на апрель и даже на начало мая.

Наступление зимнего минимума вызывается прекращением поверхностного стока с водосбора и переходом реки на грунтовое питание, которое истощается в течение зимнего периода.

Табл. 1

Таблица повторяемости годовых минимумов по сезонам

Средн. вы- сота бассей- на м	Повторяемость годовых минимумов		Средн. вы- сота бассей- на м	Повторяемость годовых минимумов		Средн. вы- сота бассей- на м	Повторяемость годовых минимумов	
	Зима	Лето, Осень		Зима	Лето, Осень		Зима	Лето, Осень
2470	11	—	1910	16	—	1400	6	9
2450	9	—	1890	12	—	1370	5	9
2370	10	—	1760	19	4	1250	2	8
2330	13	—	1760	17	3	1055	—	11
2180	10	—	1620	24	6	1040	1	14
2140	14	—	1600	17	6	985	4	12
2120	11	—	1550	9	5	980	2	12
2060	16	—	1495	6	4	950	1	14
2000	16	—	1465	3	6	860	1	14
1970	9	—	1430	4	6	750	—	10
1930	6	—						

В невысоких бассейнах годовые минимумы, как это видно из выше-приведенной таблицы, наблюдаются в одни годы зимой, в другие годы летом или осенью, поэтому на этих реках наблюдается обычно и вторичный минимум. В низких же бассейнах, вследствие мягкости зимы и выпадения осадков в течение почти круглого года в виде дождей, вторичные минимумы (зимой) не всегда бывают выражены.

Летне-осенние минимумы в невысоких бассейнах наиболее часто приходится на сентябрь (39%) и октябрь (26%). Следовательно эти минимумы являются преимущественно осенними. В низких речных бассейнах центральной и южной части страны, в связи с сравнительной засушливостью весеннего сезона и незначительным снеговым питанием, годовые минимумы могут наблюдаться в начале лета и даже в конце весны.

Время наступления летне-осенних минимумов в низких бассейнах зависит от характера осадков в летне-осенние месяцы. Наибольшее количество осадков в нижних зонах страны, в особенности в южной части, выпадает осенью. Вместе с тем в первой половине этого сезона чаще всего наступает минимум. Объясняется это тем, что обильные осенние осадки часто выпадают в виде ливней большой интенсивности. В промежутке между ливнями наблюдаются довольно продолжительные засушливые периоды, в течение которых грунтовое питание на небольших реках (в горных условиях только небольшая река может иметь низкий бассейн) истощается, так как быстрый сток ливневых осадков неблагоприятно влияет на пополнение запасов влаги в бассейне, и речной сток достигает годового минимума. Интересно отметить, что на этих реках наблюдались случаи наступления годового максимума через 2—3 дня и даже на следующий день после годового минимума.

В высоких бассейнах с ледниковым питанием засушливые периоды осени вызывают некоторое уменьшение речного стока и иногда являются



причиной наступления вторичного минимума, но годового минимума сток здесь в осенние месяцы, как правило, не достигает.

Влияние геологического строения на величину минимального стока различное.

В высокогорной зоне северной области геологические условия не создают большого различия в минимальной водоносности рек. Бассейны рек сложены здесь кристаллическими и метаморфизованными породами, песчаниками, плотными сланцами и порфиристо-туфогенной формацией. Существующее мнение о слабом подземном питании рек в этой зоне опровергается высокими модулями минимального стока в высокогорных бассейнах. Питание рек подземными водами происходит здесь, повидимому, из глубоких горизонтов. Водные запасы образуются здесь и в рыхлых продуктах разрушения горных пород.

В среднегорной зоне наблюдаются явления карста и, связанный с ними, подземный водообмен, создающие большое различие в величинах минимального стока на малых реках.

Условия формирования и режим карстовых вод отличаются большим разнообразием.

По гидрографическим признакам и условиям питания карстовые воды можно подразделить на две группы:

- а) Источники
- б) Подземные реки.

Источники в свою очередь можно подразделить на источники с устойчивым и неустойчивым режимом.

Среди карстовых подземных рек выделяются три основных типа:

1. Подземные реки, получающие питание с закарстованного бассейна.
2. Подземные реки, образованные подземным перехватом части речной воды непосредственно из русла.
3. Подземные реки, образовавшиеся в результате полного провалывания поверхностной реки.

Режим карстовых источников находится в зависимости от климатических условий, размеров и высотного положения области питания, длины и разработанности подземных путей, глубины проникновения вод и характера поверхностных карстовых форм.

Имеются источники с довольно устойчивым режимом. Экстремные значения дебита одной группы мощных источников по спорадическим многочисленным измерениям в течение двух лет составляют от 0,45 до 1,6 среднего за период измерений расхода.

Подобные источники в отношении естественной зарегулированности значительно уступают мощным источникам вулканического нагорья. Последние отличаются исключительно устойчивым дебитом (колебание дебита от 0,8 до 1,20 среднего многолетнего расхода). Однако, по сравнению с реками и карстовыми источниками той же высотной зоны, описываемый тип карстового источника выделяется своей высокой естественной зарегулированностью. Полной противоположностью в отношении режима являются кратковременно действующие источники. Известно много источников, действующих только во время выпадения интенсивных осадков. Отличаются они резким увеличением дебита.

Встречаются, конечно, источники, по устойчивости дебита промежуточные между описанными.

Интересно отметить, что среди кратковременно действующих источников имеются источники с большим дебитом и с прозрачной водой. Они довольно быстро реагируют на интенсивные атмосферные осадки. Подобные источники, повидимому, имеют хорошо разработанную, расположенную неглубоко, подземную сеть каналов. Отсутствие мутности можно объ-

яснить твердостью слагающих бассейн пород, густой лесной и кустарниковой растительностью и загроможденностью каналов мелким обломочным материалом.

Температура источников находится в зависимости от глубины и длины подземных путей, поэтому температура воды в летний период у одних источников составляет  $6^{\circ}$ — $7^{\circ}$ , у других же  $8^{\circ}$ — $10^{\circ}$ .

Среди отмеченных выше трех типов подземных рек, первый тип наиболее близок по условиям формирования стока к карстовым источникам, отличаясь от них размерами области питания и лучшей разработанностью подземных путей, особенно близ выхода подземной реки на поверхность.

В зависимости от размеров области питания, от длины и разработанности подземных каналов, среди подземных рек, подобно источникам, встречаются реки с большей или меньшей естественной зарегулированностью стока. Некоторые подземные реки первого типа имеют более устойчивый, по сравнению с поверхностными реками той же гипсометрической зоны, дебит, в особенности в летний период, когда в питании их принимают участие подземные реки, образующиеся от таяния снега, сохраняющегося в воронках, расположенных на склоне хребта. Известны реки, из которых помутнение наблюдается очень редко, хотя дебит колеблется в значительных пределах.

Подземные реки второго типа имеют режим в известной степени подобный режиму реки, из которой происходит подземный перехват. Дебит подземной реки находится также в зависимости от русловых процессов. Интенсивный размыв русла горной реки на участке расположения понор может вызвать сильное уменьшение дебита подземной реки и даже полное прекращение стока. Такое же явление наблюдается, если понору забивает мусором и наносами, или же в случае обвалов в подземном канале.

Превращаясь в подземную реку третьего типа, поверхностная река заканчивается провалом, или же имеет слепой конец с несколькими воронками и понорами. В низкую и среднюю воду река, достигнув провала, целиком исчезает в нем. В высокую воду перед понорой иногда имеет место подпор.

На одной из подземных рек третьего типа наблюдались случаи полного прекращения стока на протяжении нескольких часов. Поверхностная река в это время продолжала поглощаться понорой, перед которой не образовывался подпор.

Кратковременное прекращение стока подземной реки можно объяснить засорением наиболее суженных участков подземной полости и накоплением в ней воды. Последнее предположение подтверждается тем, что после возобновления стока из выходного отверстия подземная река в течение непродолжительного времени имела повышенный дебит.

Встречаются в исследуемой зоне подземные реки смешанного типа, минимальный сток которых наиболее трудно поддается изучению. Образуются они из карстовых источников, выходят на поверхность и вновь уходят под землю полностью или частично.

Как это явствует из описанных выше явлений карста, сложность исследования географического распределения минимального стока в зоне карста заключается в наличии подземного водообмена, подземного перехвата, во временных потерях речной воды и в различной естественной зарегулированности карстовых вод.

По выражению М. А. Великанова [3] само понятие бассейна как фактора, определяющего размер стока, в условиях подземного водообмена теряет определенность.



В горных условиях это справедливо для малых бассейнов, т. к. между значительными бассейнами, разграниченными крупными водораздельными хребтами, явления подземного водообмена не наблюдаются.

Изучение географического распределения минимального стока усложняется наличием в карстовой зоне совершенно безводных и сухих массивов, пронизанных трещинами, пещерами и каналами, по которым спускаются дождевые и снеговые воды до современного горизонта карстовых вод. Различные части одного карстового бассейна, охарактеризованные осредненной по бассейну величиной минимального (и среднего) стока, в действительности имеют совершенно различную водность.

При оценке влияния карстовых вод на режим рек, в особенности если это делается для целей практики, необходимо учитывать, что наряду с многочисленными источниками, характеризующимися большой неустойчивостью дебита, пересыхающими, или действующими только во время ливней, встречаются источники с сравнительно хорошей естественной зарегулированностью. Вместе с тем, значительный дебит, прозрачность воды и низкая температура источника могут создать ошибочное представление о постоянстве его дебита.

Особенностью карстовой зоны являются безводные («мертвые») долины, совершенно не характерные для горной страны, обильно увлажняемой и покрытой густой лесной растительностью.

Южная область страны сложена сильно уплотненными туфогенными породами и порфиритами, которые являются плохими коллекторами воды.

Питание рек подземными водами происходит здесь по трещинам или плоскостям напластования. Областью питания являются высокогорные равнинные поверхности, расположенные в верхних частях бассейнов, где выходят головы пластов, покрытые обычно делювием малой мощности. Наиболее часто и наиболее обильные выходы подземных вод наблюдаются на склонах по падению пород. В питании рек подземные воды составляют здесь значительную долю.

Климатические условия исследуемой страны характеризуются большим разнообразием, в связи с большой разностью высот и близостью моря. Многочисленные горные хребты и их отроги усиливают это разнообразие, создавая большое различие между климатическими условиями наветренных и подветренных склонов.

По количеству атмосферных осадков, распределению их в году и по температурному режиму отдельные части исследуемой страны сильно отличаются друг от друга.

Большое разнообразие климатов в сочетании с различным характером питания рек подземными водами обуславливает большую пестроту в географическом распределении минимального стока.

Зимний минимальный модуль стока рек колеблется здесь от 4 л/сек до 48 л/сек с 1 км<sup>2</sup>. При этом малые значения модулей стока наблюдаются как в среднегорных, так и в низкогорных бассейнах. Летне-осенние минимальные модули стока также колеблются в значительных пределах — от 1,4 л/сек до 33 л/сек с 1 км<sup>2</sup>; в географическом распределении их в целом по исследуемой стране нет единой закономерности.

Если исключить отдельные бассейны с резко выделяющимися среди окружающих бассейнов величинами зимних и летних минимальных модулей стока и рассматривать характер пространственного распределения минимального модуля стока в пределах ограниченных районов, то можно уловить некоторую закономерность.

В западном районе северной области, по данным наблюдений, средний зимний минимальный модуль стока колеблется в очень значительных



пределах: от 8,9 л/сек до 48,9 л/сек с 1 км<sup>2</sup>. Средний летне-осенний минимальный модуль стока колеблется в несколько меньших пределах: от 8 л/сек до 29,8 л/сек.

Между смежными бассейнами малых рек, пересекающих зону карста или берущих начало в ней, наблюдается резкое различие в величинах модулей стока как зимних, так и летне-осенних. Так, например, зимний минимальный модуль стока двух рядом расположенных бассейнов составляет 48 л/сек и 12 л/сек, а летне-осенний—29 л/сек и 9 л/сек. На другой паре смежных малых рек зимний минимум составляет 14 л/сек и 19 л/сек, а летне-осенний—8 л/сек и 20 л/сек.

Вертикальная зональность климата, выражающаяся, в частности, в увеличении с высотой длительности и суровости зимы, должна, повидному, обуславливать уменьшение зимнего минимального модуля стока с высотой. Между величиной зимнего минимального модуля стока и высотой бассейна отсутствует отчетливая связь, но имеет место определенная тенденция убывания модуля с высотой. Еще отчетливее выражена тенденция убывания с высотой отношения  $\frac{\bar{m}_{\text{зим.}}}{\bar{M}}$  (рис. 1).

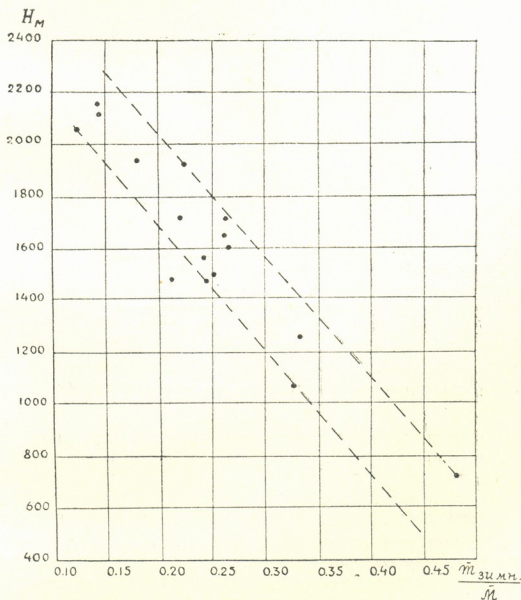


Рис. 1. График связи между отношением  $\frac{\bar{m}_{\text{зим.}}}{\bar{M}}$  и средней высотой бассейна

т. к. минимальный модуль стока убывает с высотой, а средний годовой возрастает.

В западной части северной области страны летне-осенний минимум выражен в малых бассейнах с средней высотой до 1800—1900 м, но уже как вторичный минимум. В более же крупных бассейнах с ледниковым



питанием, при средней высоте бассейна порядка 1700 м летний минимум, как вторичный, наблюдается уже не ежегодно. Поэтому летне-осенний минимальный модуль стока представляет интерес в отношении рек среднегорных и низкогорных.

Летне-осенний минимальный модуль стока и отношение  $\bar{m} \text{ л/о} : \bar{M}$  имеют вполне определенную тенденцию увеличения с высотой (рис. 2), в связи с удлинением с высотой сроков окончания снеготаяния, понижением температуры воздуха и уменьшением дефицита влажности.

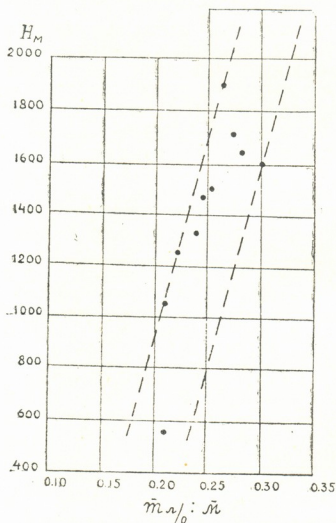


Рис. 2. График связи между отношением  $\bar{m} \text{ л/о} : \bar{M}$  и средней высотой бассейна

Величина минимального модуля стока в условиях однообразного, в отношении водопроницаемости пород, геологического строения территории в общем зависит от климатических условий. При этом величина зимнего минимума в значительной степени зависит от температурного режима, а величина летне-осеннего минимума от количества и режима осадков.

Главным фактором, определяющим водность бассейна, является климат. Поэтому между водностью и минимальным стоком должна существовать связь, если геологические условия не обуславливают различную естественную зарегулированность речного стока.

По западному району северной области мы наблюдаем не тесную, но достаточно отчетливую связь между водностью и минимальными расходами зимними и летними.

Установление связи, помимо практического значения, о котором будет сказано в дальнейшем, представляют и теоретический интерес.

Довольно отчетливая связь между минимальными и средними годовыми расходами рек, пересекающих зону карста или берущих начало в



ней, свидетельствует о том, что во многих случаях изменение среднего и минимального расходов от притока карстовых вод происходит в какой-то пропорции, примерно соответствующей климатическим условиям бассейнов.

В отношении зимнего минимума довольно ясно выражена вертикальная зональность указанной связи.

В отдельных случаях явления подземного водообмена в карстовой зоне вызывают отклонения точек от прямой, когда из бассейна по карстовым трещинам уходит наиболее зарегулированная часть стока. Если известен дебит источников, то представляется возможным ввести приближенный корректив.

В восточном районе северной области наблюдается аналогичная западному району тенденция уменьшения с высотой зимнего минимума и отношения  $\bar{m}_{\text{зим.}} : \bar{M}$ .

Зимние минимальные модули стока колеблются здесь от 4,9 л/сек до 22,5 л/сек. Летне-осенний минимальный модуль стока на среднегорных и предгорных реках изменяется в пределах от 1,4 л/сек до 20,8 л/сек.

Большая разность средних высот бассейнов восточного района позволяет еще отчетливее выявить вертикальную зональность связи между средним многолетним и средним зимним минимальным расходами, а также влияние экспозиции бассейна.

На графике связи между средними зимними минимальными и средними многолетними расходами по расположению точек намечается серия прямых зависимостей (рис. 3).

Первая прямая проведена по точкам, принадлежащим высокогорным бассейнам, вытянутым в продольном направлении. Эти бассейны, прикрытые с юго-запада высокими горными хребтами и их отрогами, получают сравнительно небольшое количество осадков и отличаются суровой и продолжительной зимой, поэтому указанные бассейны отличаются сравнительно низким минимальным стоком.

Ко второй прямой тяготеют точки, принадлежащие высокогорным бассейнам, вытянутым преимущественно в меридиональном направлении, что благоприятствует проникновению в эти бассейны теплых и влажных воздушных масс.

Третья прямая выражает связь между зимним минимальным расходом и средним годовым расходом бассейнов со средней высотой 2000—1100 м.

Наконец, четвертая прямая относится к средне- и низкогорным рекам, в бассейнах которых в зимний период наблюдаются частые оттепели, в связи с чем зимний минимум здесь довольно высокий.

В южной области отмеченные выше геологические условия создают большое различие в питании рек подземными водами. Это различие еще более увеличивается резко изменяющимися, в зависимости от удаленности от моря, высоты и экспозиции бассейнов, климатическими условиями.

Минимальный модуль стока колеблется здесь в больших пределах: зимний — от 6,7 л/сек до 37,1 л/сек, летне-осенний — от 4,4 л/сек до 21,6 л/сек.

В этой области связь между величиной зимнего минимального модуля стока и средней высотой бассейна выражена слабо.

Восточная часть этой области, самая удаленная от моря и довольно высокая, является сравнительно слабо увлажняемой; зима здесь ясно выражена, поэтому зимний минимум низкий.

Бассейны рек, стекающих с передовых хребтов и их отрогов, получают исключительно большое количество осадков. Зима в них теплая и поверхностный сток с водосбора осуществляется в течение почти кругло-

то года. Большая увлажненность в сочетании с теплой зимой обуславливает здесь очень высокий зимний минимальный модуль стока.

Самые низкие бассейны, расположенные на приморской равнине, получают уже меньшее количество осадков и теряют влагу с заболоченных территорий, поэтому они характеризуются меньшей водоносностью.

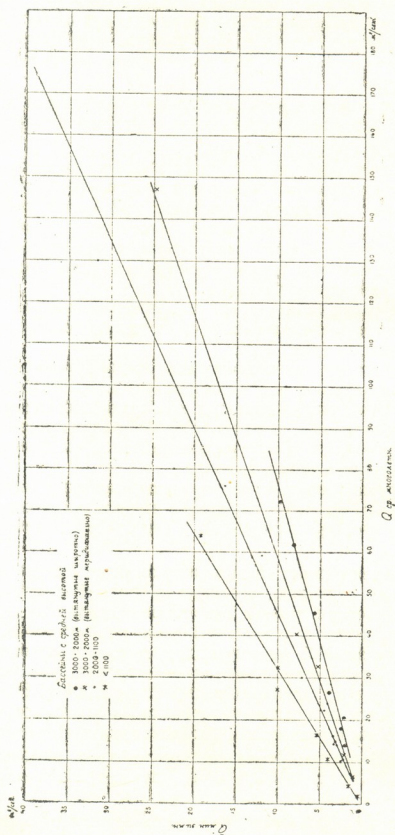


Рис. 3. График связи между расходами зимним минимальным и средним годовым

Наряду с описанным выше изменением величины зимнего минимального модуля стока в зависимости от высоты бассейна на территории южной области, наблюдается много отклонений от нарисованной нами схемы, вызываемых различием в питании рек подземными водами, в удаленности от моря и в экспозиции бассейнов.

Так, например, при близких, колеблющихся в пределах 1370—1500 м средних высотах шести бассейнов, зимний минимальный модуль стока составляет здесь от 9,2 л/сек до 22,1 л/сек.

На реках южной области годовой минимум чаще наблюдается в теплое время года, в промежутке от мая до октября, поэтому правильнее будет его назвать не летне-осенним минимумом, а минимумом теплого полугодия.

Особенностью географического распределения минимума теплого полугодия в южной области является то, что в отличие от северной области, он уменьшается в восточном направлении от передовых хребтов к более высоким водораздельным хребтам, вследствие уменьшения количества осадков по мере удаления от моря. По той же причине, а так же в связи с потерями в заболоченных территориях, минимум теплого полугодия уменьшается от передовых хребтов к приморской равнине.

Связь между водностью и минимумами зимним и теплой половины года в этой области является менее удовлетворительной, по сравнению с северной областью.

Отношение зимнего минимума к летнему в исследуемой горной стране следующее:

В западном районе северной области — от 1,8 в бассейнах с средней высотой порядка 750 м до 0,7 при средней высоте бассейна порядка 1300—1900 м. В восточном районе северной области — от 1,2 при средней высоте бассейна около 1200 м до 0,4 при средней высоте бассейна порядка 2000 м.

У самой восточной оконечности северной области, более низкой и засушливой, по сравнению с остальной частью области, отношение зимнего минимума к летне-осеннему составляет от 3,1 в бассейнах с средней высотой 800 м. до 1,0 в бассейнах с средней высотой порядка 1600—1700 м.

В южной области зимний минимум почти в два раза превышает летний в низких бассейнах (600—800 м) и примерно равен летнему в бассейнах с средней высотой 1700—1800 м.

Зависимость величины минимального стока от размеров площади водосбора в горных условиях ступеневывается под влиянием таких мощных факторов, как высотное положение бассейна и его водность.

Только по крупным бассейнам, отличающимся очень большой разностью высот, средняя высота бассейна оказывается, повидимому, недостаточно характерной для суждения о величине минимума. Этим, очевидно, объясняется наблюдающийся в ряде случаев несколько более повышенный минимальный сток в нижнем течении крупных рек. Почти аналогичные выводы получены в исследованиях по стоку рек Средней Азии [15].

В горных районах с сравнительно суровой зимой и, как следствие, более устойчивым режимом расходов в зимний период, наблюдается довольно тесная связь между средним из зимних минимумов (по срочным наблюдениям) и средним многолетним среднемесячным зимним минимумом (рис. 4).

В свою очередь среднемесячные минимумы имеют вполне отчетливую связь с средними многолетними расходами (рис. 5).

При наличии подобных связей легко определить по среднегодовому расходу среднемесячный минимум или же минимум по срочным наблюдениям.

Две отклоняющиеся на графике точки (рис. 5) принадлежат бассейну, в котором наблюдаются выходы мощных карстовых источников, что обуславливает высокий минимум реки. Этот график хорошо иллюстрирует связь между средним и минимальным стоком и резкое нарушение связи, вследствие изменения гидрогеологических условий.



Несмотря на тесноту связи, зимний среднемесячный минимум и зимний абсолютный минимум иногда приходится на разные месяцы. Объясняется это тем, что для наступления среднемесячного зимнего минимума необходим продолжительный период низких температур, а зимний абсолютный минимум может наступить в результате краткосрочного сильного

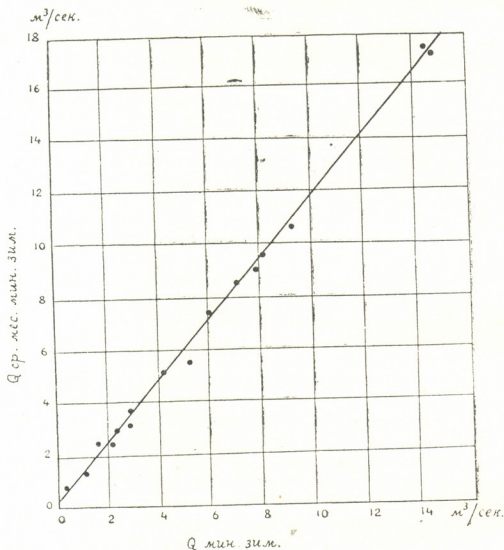


Рис. 4. График связи между расходами зимним минимальным и среднемесячным зимним минимальным

понижения температуры. В отдельных случаях могут наблюдаться в высоких бассейнах зимние минимумы, связанные с ледовыми процессами, что обуславливает разновременность их наступления на реках одной высотной зоны.

Не всегда совпадает и время наступления среднемесячного и абсолютного летне-осеннего минимума, т. к. для наступления среднемесячного минимума весь месяц должен быть засушливым, а абсолютный летне-осенний минимум может наступить при более коротком периоде засухи.

Можно еще отметить, что по этим же районам средние многолетние величины минимумов по срочным наблюдениям и среднесуточным минимумов фазово-однородных очень незначительно различаются. Отношение их колеблется обычно в пределах 0,97—1,00.

Изображение на географической основе распределения минимального стока по территории в горных условиях возможно только методом площадей. Составление карты изолиний минимального стока в горных условиях представляет собой очень трудную, а в ряде случаев и совершенно не осуществимую задачу по следующим причинам.

Связь минимального стока с средним стоком является локальной и подчинена вертикальной зональности. С высотой средний сток возрастает,



зимний же минимальный сток относительно уменьшается. Следовательно, в пределах одного и того же склона вертикальный градиент минимального стока выражен значительно слабее, чем среднего стока, в то же время изменчивость минимального стока по территории оказывается значительно большей, чем среднего стока, при различных климатических и, в особенности, гидрогеологических условиях смежных территорий.

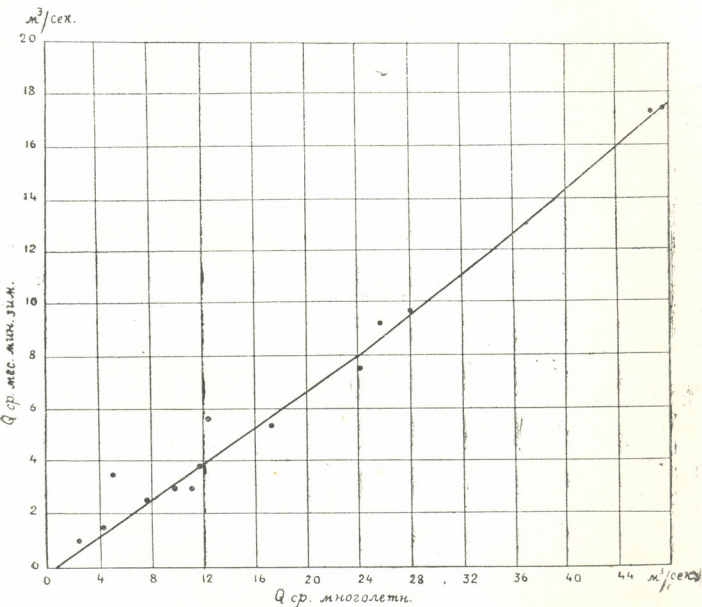


Рис. 5. График связи между расходами средним месячным зимним минимальным и средним годовым

В районах с явлениями карста или сложенных трещиноватыми вулканическими породами и карта изолиний среднего стока по существу является фиктивной и неприменимой для практических целей, т. к. по ней может быть определен только теоретический сток, который имел бы место при отсутствии подземного водообмена. Ясно, что изолинии минимального стока в этих условиях совершенно неприменимы.

Составленная по методу площадей карта минимального стока по исследуемой стране не может служить достаточно надежным отображением географического распределения минимального стока, т. к. она не отражает, вследствие осреднения данных, всего разнообразия, которое наблюдается в пределах одного и того же бассейна. Величина модуля стока находится здесь в большей зависимости от местоположения гидрометрического створа. Интерполяция величины минимального стока по карте для практических целей может привести к большим ошибкам. Поэтому практическое использование карты минимального стока затруднительно.



Вместе с тем такая карта минимального стока интересна в теоретическом отношении, т. к. она дает общее представление о питании рек подземными водами и выявляет аномальные случаи естественной зарегулированности речного стока.

Для практических целей следует пользоваться приближенными связями между минимальным стоком, водностью и средней высотой бассейна.

По вопросу о связи между водностью и минимальным стоком мнения исследователей сильно расходятся.

Одни исследователи [1, 11, 13, 14, 15] величину минимального стока определяют в зависимости, главным образом, от водности, или же указывают на вероятность такой связи; другие исследователи [9] отмечают, что функциональная связь между величинами среднего годового и минимального стока отсутствует, ввиду различного влияния на эти категории стока отдельных факторов физико-географического комплекса. Имеются и более резкие высказывания против возможности установления связи между минимальным и средним стоком, основывающиеся на том, что «меженные расходы малых рек... совершенно не связаны с величиной среднего годового расхода» [10].

Наши исследования показали, что в одних районах связь между водностью и минимальным стоком получается достаточно отчетливой, в других она почти или совершенно отсутствует.

Влияние водности на величину минимального стока хорошо выявляется на многих примерах.

Для сравнения воспользуемся данными по речным бассейнам, расположенным на исследуемой территории и за ее пределами. Так, например, расположенные на противоположных склонах крупного водораздельного хребта, высокогорные бассейны характеризуются весьма различной водностью, в связи с различным климатом этих склонов. По той же причине наблюдается большое различие между водностью отдельных частей склона и того же склона крупного хребта, в зависимости от экспозиции бассейна и расположения параллельных хребтов и отрогов.

В указанных случаях еще речче различаются между собой величины минимального стока, что видно из приводимого ниже примера (табл. 2).

Средние годовые и зимние минимальные модули стока

Табл. 2

Ю ж н ы й с к л о н		С е в е р н ы й с к л о н	
Средний годово- вой модуль стока л/с.	Зимний минималь- ный модуль стока л/с.	Средний годово- вой модуль стока л/с.	Зимний минималь- ный модуль стока л/с.
88,0	16,4	53,1	5,9
83,1	13,8	49,0	5,8
44,6	5,8	37,8	4,6
47,6	4,9	37,5	2,6
42,3	6,3	20,9	2,5

Подобные примеры можно было бы привести и по другим областям. В приведенном примере, как и в установленных по отдельным районам локальных связях, отсутствует строгая закономерность в увеличении среднего и минимального стока, вследствие влияния других факторов, но зависимость минимального стока от водности выявляется вполне отчетливо.

Приведем еще пример (табл. 3) полного отсутствия связи между водностью и минимальным стоком по бассейнам смежного с исследуемой



страной нагорья, сложенного трещиноватыми вулканическими породами и отличающегося обилием подземных вод. Величина минимального стока зависит здесь главным образом, от мест выхода родников, имеющих исключительно устойчивый дебит.

Табл. 3

Средние годовые и минимальные модули стока	
Средний годовой модуль стока л/сек	Минимальный модуль стока л/сек
12,1	6,1
9,3	3,1
8,6	7,2
8,2	4,9
5,6	1,2
5,7	0,9

Ясно, что в подобных районах не представляется возможным устанавливать связи между средним и минимальным стоком и, тем более, не следует пользоваться ими для введения корректива на величину среднего стока, полученного по карте изолиний стока, как это предложено для территории Армении [2].

Вообще сосредоточенный характер выходов источников в горных бассейнах, богатых подземными водами, исключает возможность не только построения связи между средним и минимальным стоком, но и выделения однотипных по условиям формирования минимального стока районов и применения метода аналогов.

В таких условиях следует пользоваться только материалами непосредственных наблюдений.

Следовательно в вопросе о связи между водностью и минимальным стоком одинаково неправильным является как отрицание подобной связи, так и стремление во всех случаях установить зависимость и пользоваться ею. Необходим индивидуальный подход к каждому физико-географическому району.

Детальные исследования, основанные на материалах стационарных и экспедиционных гидрологических и гидрогеологических наблюдений и на тщательном анализе основных физико-географических факторов, с последующим установлением локальных связей, где это окажется возможным, представляют собой наиболее правильный путь изучения минимального стока в горных областях, обычно характеризующихся большим разнообразием условий формирования минимального стока.

Наблюдения над минимальным стоком по большинству водопостов имеются за ограниченный период, поэтому представилось возможным получить лишь приближенную характеристику изменчивости минимальных расходов.

Коэффициенты вариации зимних минимальных расходов колеблются в значительных пределах и обнаруживают приближенную локальную связь с средней высотой бассейна (рис. 6).

Уменьшение изменчивости зимних минимумов с высотой объясняется, по видимому, уменьшением с высотой изменчивости температуры воздуха, что обуславливает большую устойчивость зимних минимальных расходов в верхних зонах. В средних и еще более в нижних горных зонах явления оттепелей вызывают повышение стока в зимний период, в верхних же зонах, в условиях низкой зимней температуры воздуха, повышение зимнего стока за счет оттепелей не происходит.

Коэффициент вариации средних годовых расходов в горных условиях, как известно [6], уменьшается с высотой. Следовательно коэффициенты ва-

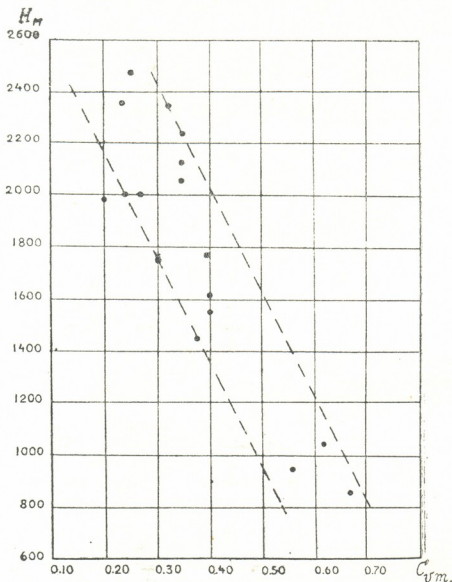


Рис. 6. График связи между коэффициентом вариации зимних минимальных расходов и средней высотой бассейна

риации средних годовых расходов и зимних минимальных расходов зонально изменяются в одном направлении, поэтому между ними существует приближенная связь (рис. 7).

Установленные зависимости могут быть использованы для определения изменчивости минимального расхода по неизученным или же слабо изученным бассейнам.

Изменчивость летне-осенних минимумов не обнаруживает вертикальной зональности. Отчасти это объясняется небольшим диапазоном средних высот бассейнов, в которых наблюдаются летне-осенние минимумы. Кроме того, величина летне-осеннего минимума зависит, главным образом, от характера распределения осадков внутри месяца и продолжительности засушливого периода. В силу одновременного наступления засушливого периода на территории района, изменчивость летне-осенних минимумов, повидимому, не имеет ясно выраженной закономерности, свойственной изменчивости зимнего минимума.

В первом приближении коэффициент вариации летне-осеннего минимума можно принимать равным удвоенному значению коэффициента вариации среднегодовых расходов.



Выполненные нами исследования минимального стока позволили выявить некоторые закономерности в формировании и географическом распределении минимального стока в горных условиях.

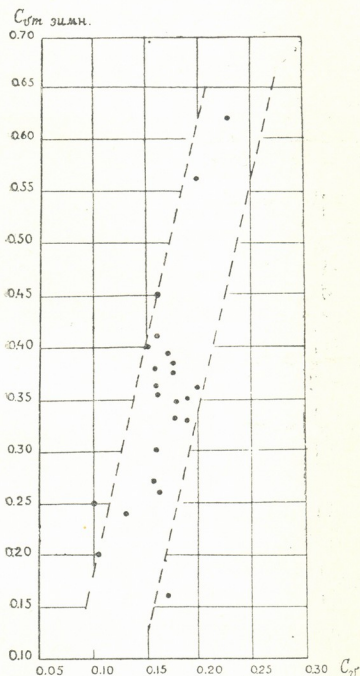


Рис. 7. График связи между коэффициентами вариации зимних минимальных и средних годовых расходов

Установленные нами связи могут быть использованы, в сочетании с рекогносцировочным обследованием бассейна, для определения минимальной водоносности неизученных горных рек исследуемой страны.

В среднегорных и предгорных бассейнах рекогносцировочное обследование целесообразно проводить в период осенней межени. В высокогорья наибольший интерес представляет низкая зимняя межень, но огромные трудности, связанные с обследованием в зимний период, вынуждают часто, и в высокогорья производить обследование в летне-осенние месяцы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Н. Д., Минимальный сток рек Европейской части ССР, Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, в. 2, 1941.
  2. Важнов А. Н., Методика расчета среднего многолетнего стока неизученных рек Армянской ССР. Докл. Ак. Наук Арм. ССР, т. XII, 1951, № 3.
  3. Великанов М. А., Водный баланс суши, М., 1946.
  4. Владимиров Л. А., О вертикальной зональности минимального стока, Мет. и гидр., 1951, № 9.
  5. Данович Д. А., Анализ минимального стока и обуславливающих его факторов на примере рек Белорусской ССР, Труды ГГИ, вып. 27(81), 1950.
  6. Зайков Б. Д., Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа, Труды НИУ ГМС, сер. IV, в. 40, Л. 1946.
  7. Куделин Б. И., Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек, Труды лаб. гидрогеол. проблем, т. V, 1949.
  8. Макаренко Ф. А., О закономерностях подземного питания рек., Докл. АН СССР, т. VII, 1947, № 5.
  9. Норватов А. М., Минимальный сток малых рек в связи с подземным питанием, Труды ГГИ, вып. 27(81), 1950.
  10. Петров Г. Н., Водный режим малых рек в период межени и его изучение, Мет. и гидр., 1949, № 2.
  11. Поляков Б. В., Определение связи между подземными водами и поверхностным стоком, Труды ЦИП, в. 2(29), 1947.
  12. Соколов А. А., (ред.), Вопросы подземного питания и минимального стока рек СССР, Труды ГГИ, вып. 27(81), 1950.
  13. Соколовский Д. Л., Гидрогеологические и водохозяйственные расчеты при проектировании малых ГЭС, Труды НИУ ГМС, сер. IV, в. 36, 1946.
  14. Шевелев М. Э., Метод расчета обеспеченных минимумов речного стока, Мет. и гидр., 1937, № 8.
  15. Шульц В. Л., Реки средней Азии, М., 1949.
-

Л. А. ВЛАДИМИРОВ

## О ВЛИЯНИИ КАРСТОВЫХ ВОД НА РЕЖИМ СТОКА РЕК ЮЖНОГО СКЛОНА ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Влияние карстовых вод на режим стока рек южного склона Главного хребта зависит от степени участия этих вод в речном стоке, интенсивности развития карстовых процессов в бассейне, от размеров бассейна и его положения по отношению к карстовой области, от различия в режиме карстовых и речных вод.

Сравнительно крупные реки, берущие начало в области ледников и вечных снегов, пересекают карстовую область мощным потоком, на режим которого явления подземного водообмена (приток и отток подземных вод из бассейна) не оказывают существенного влияния. Но на некоторых значительных реках, пересекающих карстовую область конечным участком своего среднего течения, наблюдается увеличение среднего годового и, в особенности, минимального стока. Очевидно карстовые воды усиливают здесь тенденцию увеличения подземного питания рек вниз по течению.

Сильнее отражается влияние карстовых явлений на стоке небольших рек, пересекающих карстовую зону.

Так, например, на р. Юпшаре (приток Геги-Бзыби-Черное море) наблюдается неоднократно проваливание и появление речной воды. В результате сток р. Юпшары в устье оказывается более зарегулированным, чем в истоке, у выхода из озера Рица, хотя на трехкилометровом устьевом участке исчезает более одной трети потока. В период зимней межени расход р. Юпшары в устье снижается меньше, чем в истоке. Это означает, что регулирующее влияние карстовых вод в устье реки сказывается сильнее, чем влияние озера в истоке реки.

На примере Юпшары особенно наглядной становится вероятность получения ошибочных представлений о величине и внутригодовом распределении стока реки, если эти представления основываются на наблюдениях в каком-либо одном створе карстовой реки.

Примером резкого изменения величины и режима стока в устьевой части является р. Джампал, близ устья которой выходят из двух пещер карстовые воды, имеющие значительный дебит. Эти воды поступают подземным путем из бассейна р. Амткел. В ущельи этой реки в 1891 г. образовалось озеро, в результате грандиозного обвала, возможно связанного с карстовыми явлениями. Пробивающаяся из озера через толщу завала вода попадает в русло р. Амткели, но вскоре поглощается понорой и выходит в устье р. Джампал. Описанное явление вызывает уменьшение стока р. Джампал на участке нижнего течения. На этом же участке совершенно не отражается регулирующая роль озера.

Интересные подземные перехваты, оказывающие заметное влияние на величину и режим речного стока, имеют место на р. Келасури. В среднем течении Келасури по левому берегу расположены три поноры. Верхняя (по течению) понора является постоянно действующей. В межень она



поглощает около половины расхода воды. Эта вода дает начало р. Беслети.

Следующая вниз по течению пещера начинает поглощать воду Келасури при не очень значительном подъеме. В третью пещеру речная вода может поступать только во время больших подъемов воды. Суммарное влияние всех трех понор на режим стока Келасури сказывается в общем снижении стока, особенно значительном в межень, и в сглаживании павсдковых пиков на реке ниже пещер.

Из остальных небольших рек, пересекающих карстовую область, можно отметить Геги, Зап. Гумисту, Окуми и Техури. На реках Геги и Зап. Гумиста происходит подземный водообмен, повидимому, в пределах своих бассейнов, что вызывает перераспределение стока по длине реки.

Р. Геги принимает близ устья мощный карстовый источник, низвергающийся водопадом из трещиноватых известняков.

В Западную Гумисту впадают, недалеко от ее устья, мощные с довольно устойчивым дебитом источники, образующиеся, повидимому, за счет инфильтрующихся в бассейне Зап. Гумисты атмосферных осадков. До впадения источников Западная Гумиста характеризуется низкой меженью и вообще малой водностью, в связи с отрицательным подземным водообменом.

Отрицательным подземным водообменом характеризуется также р. Окуми, отличающаяся низкой водностью. Наоборот, р. Техури, повидимому, перехватывает воды соседних бассейнов, т. к. имеет она повышенную водность.

Обилие в бассейне Техури, как и в бассейне Абаши, воронок заполненных снегом, который тает в летний период, является причиной повышенного летнего стока.

Из рек, образующихся в пределах карстовой области, характерными являются Беслети, Речхи, Цачхура, Абаши, Цхалтубо и Диди-чала.

Р. Беслети образуется выходами мощных карстовых источников. Правый источник с сравнительно устойчивым дебитом и левый источник представляющий собой выходы Келасурской воды, которая поглощается первой (верхней) Келасурской понорой.

Количество поступающей из Келасури воды составляет в среднем 65% расхода Беслети у Линдава (среднее течение). В высокую воду приток воды из Келасури в Беслети увеличивается, в межень—уменьшается.

В противоположность р. Келасури, которая, теряя постоянно часть стока, отличается слабой естественной зарегулированностью, р. Беслета имеет сравнительно высокую естественную зарегулированность стока. Объясняется это тем, что Келасурский источник, вследствие ограниченной пропускной способности поноры, характеризуется большей, чем р. Келасури, устойчивостью дебита. Кроме того, второй (правый) источник Беслети, повидимому, не связанный с Келасури, имеет слабо колеблющийся дебит, что еще более выравнивает сток р. Беслети.

Интересные сведения о Келасури и Беслети (Беслахе) имеются в словаре Брокгауза и Ефрона: «По рассказам местных жителей в 30-х годах (XIX столетия—Л. В.) земляной обвал заградил узкое ущелье Келасури и два дня вся вода р. Келасури шла через пещерную реку». К сожалению неизвестен сезон, а следовательно и фаза режима реки при этом явлении. В это время вода из Келасури в Беслети поступала, очевидно, по всем трем понорам.

Из сказанного о Беслети ясно, что водность ее совершенно не соответствует водосбору, ограниченному поверхностным водоразделом.



Примером резкого несоответствия поверхностного и подземного водоразделов являются малые карстовые реки—Речхи, Цачхура и Цхалтубо.

Р. Речхи (приток р. Эрис-цкали) образуется выходами мощных карстовых источников. Сток реки подвержен резким колебаниям, почти подобным некарстовым малым рекам Черноморского побережья с паводочным режимом.

Р. Цачхура питается исключительно карстовыми водами. Вытекает она из дебитирующей воронки, расположенной в пещере с провалившейся кровлей. Режим Цачхуры характеризуется большой неустойчивостью и сравнительно повышенным летним стоком. Последнее, повидимому, вызывается причинами, отмеченными в отношении Техури и Абаши.

Очень сильно колеблется сток и малой реки Цхалтубо, которая является типично карстовой речкой, будучи связана системой подземных каналов с огромными воронками.

Резкие колебания стока свойственны р. Абаше, которая образуется слиянием выходящих из-под земли речек и по пути принимает карстовые источники, чрезвычайно резко реагирующие в отношении дебита и помутнения на ливневые осадки.

Р. Диди-чала (иногда ее ошибочно называют Шаорой) является примером водотока, образующегося слиянием большого количества карстовых источников и речек, вытекающих из гротов и дебитирующих воронок. Сильные колебания стока р. Диди-чала свидетельствуют о слабой естественной зарегулированности стока, образующих ее карстовых речек и источников.

Провалившись под землю и пройдя 2-километровый путь, р. Диди-чала выходит из грота под названием Шараулы. Режим Шараулы подобен режиму Диди-чала. Только в высокие воды, вследствие ограниченной пропускной способности подземной полости, расход Шараулы, достигнув определенного предела больше не увеличивается. Малая пропускная способность и засорение понор являются причинами затопления рекой Диди-чала Шаорской котловины.

Потери на испарение с постоянных водоемов и, в особенности, с временных водоемов, образующихся при затоплении, заметно уменьшают сток в бассейне р. Диди-чала.

Р. Ткибули, имеющая резко выраженный паводочный режим, провалившись в огромную воронку-понору, выходит под названием Дзеврулы. Сток р. Дзеврулы в паводок имеет более сглаженный по сравнению с р. Ткибули, режим, что объясняется недостаточными для пропуска высоких вод размерами подземной полости. Во время паводка перед понорой, поглощающей р. Ткибули, образуется подпор и происходит затопление прилегающей местности. Максимальная пропускная способность подземной полости, судя по максимумам р. Дзеврулы, не является постоянной, но колеблется в небольших пределах. Наблюдались случаи резкого снижения и даже полного прекращения стока р. Дзеврулы, что, повидимому, связано с временным засорением подземного канала, т. к. перед понорой-воронкой, поглощающей р. Ткибули, в это время подпор не наблюдался. Вода, очевидно, накапливается в подземной полости, что подтверждается повышенным дебитом р. Дзеврулы в первое время после возобновления стока.

Таким образом влияние карстовых вод на режим стока рек южного склона Главного Кавказского хребта сводится к следующему.

На некоторых значительных реках, пересекающих зону карста, усиливается тенденция увеличения подземного питания рек, вниз по течению.

Среди небольших рек, пересекающих карстовую зону, явления карста вызывают резкое изменение водности по длине реки, снижение или увеличение меженного стока рек, сглаживание паводочного режима и, в общем, увеличение или уменьшение естественной зарегулированности речного стока.

Малые реки, формирующиеся в зоне карста, в зависимости от наличия положительного или отрицательного подземного водообмена, отличаются очень низкой или, наоборот, значительной относительной водностью.

Естественная зарегулированность стока этих рек зависит от режима карстовых источников, среди которых встречаются источники как с устойчивым, так и с неустойчивым дебитом.

Провалившиеся под землю и вновь вышедшие на поверхность карстовые реки большей частью приобретают более сглаженный режим в паводок. Вместе с тем, на них может наблюдаться кратковременное резкое снижение, и даже, полное прекращение стока.

Кроме перераспределения стока по территории и по длине реки и изменения внутригодового режима, карстовые явления в общем обуславливают увеличение стока, в связи с уменьшением потерь на испарение при интенсивной инфильтрации атмосферных осадков в трещины и полости. Но в отдельных случаях, при наличии в бассейне большого числа заполненных водою слабодобитирующих воронок и засоренных поглощающих воронок, происходит увеличение потерь на испарение и снижение стока. Затопления, связанные с карстовыми явлениями, также вызывают уменьшение стока.

В. А. КЛОПOTOVский

К ГЕОГРАФИИ И ИСТОРИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА  
 ЦАЛКИНСКОЙ НАГОРНОЙ КОТЛОВИНЫ<sup>1</sup>

(Южная Грузия)

Представленные на территории Цалкинской котловины типы почвенного покрова и их географическое размещение могут быть охарактеризованы в виде нижеследующей таблицы.

Разновидности почв		Географическое распространение
Типы	Подтипы	
I. Горно-луговые почвы	1. Торфянистые	Склоны Самсарского хребта и верхняя полоса Триалетского хр.
	2. Дерновые	По всем окраинным хребтам и горным массивам Цалки
	3. Черноземовидные	На границе дерновых горно-луговых почв и черноземов, выс. 1700—2000 м. Массивы Булаг-даг и Самсарский.
II. Чернозёмы	Средне выщелоченные	Южные склоны Цалкинской антиклинальной гряды между с. с. Санта и Бешташени; между с. с. Аязма и Тяккилиса; на ступенчатой равнине между с. с. Шинцхаро и бив. озером Шиняк
	Сильно выщелоченные	На ровных и слабо наклоненных поверхностях, на глинистом делювии андезито-базальтов и на карбонатных сланцах палеогена
	Полностью выщелоченные	Наиболее дренируемые части чернозёмной зоны: пологовыпуклые склоны и широкие гребни.
	Деградированные	На участке от с. Реха до с. Авранло и по северному склону хр. Белеши
	Перегноино-карбонатного типа	На северо-западной окраине чернозёмной части Цалки, между с. с. Реха и Тарсон, на известняковом массиве г. Аврими

<sup>1</sup> Печатается в сокращенном виде.



III. Древне аллювиальные	Черноземовидные выщелоченные	В северной полосе котловины от с. Тарсон до с. Теджис и на Даракском щитообразном конусе выноса
IV. Заболоченные	Влажно-луговые оглеенные	На дне бывших озёрных котловин и в пойме р. Храми
	Дерново и торфянисто-охристо-глеевые	На расширенной части поймы р. Храми между с. с. Авранло и Дараков и в бывших озёрных ваннах северо-восточной Цалки (район с. с. Теджис и Арджеван-Сарван)
V. Бурые лесные	Темноокрашенные	В окраинной северо-западной части котловины, к северу и западу от с. с. Ханло, Реха и Тарсон (в бассейнах р. р. Тусреби и Грамалис-хеви)
VI. Высокогорные почвы под зарослями рододендрона	Торфяные	

Существующее разнообразие типов почв Цалки и особенности их географического размещения в пределах котловины являются результатом весьма сложной эволюции всей ее географической среды со времени глубокой геологической древности. Велика также роль человека, которая в этой стране древней культуры насчитывает не менее 3500 лет своего существования.

1. Проследим главнейшие исторические этапы развития почвенного покрова Цалки, поскольку это возможно на основе имеющихся материалов.

Современная картина географического распространения почв Цалки может быть правильно понята при анализе развития всего ландшафта Цалки, начиная с третичного времени.

После орогенического подъема меловых и нижнетретичных пород, слагающих часть бортов и фундамент дна Цалкинской котловины, на востоке и западе Цалки в мио-плиоцене излились основные лавы, вслед за чем в плиоцене и отчасти уже в четвертичном периоде были воздвигнуты величественные сооружения Самсарской группы вулканов, высотой около 3000 м. Центральный пояс Цалки, от ее западного края до восточного, в плиоцене был залит мощными потоками андезито-базальтовой и долеритовой лавы, почти скрывшей под собой древний рельеф страны. Ниже с. Цалки, — в каньоне р. Храми, у с. Ташбаш и в многочисленных других местах Цалки, речной эрозией вскрыты обнажения многометровых лавовых толщ, последовательно перекрывающих друг друга. Между двумя соседними лавовыми покровами местами залегают слои из различных рыхлых и полужелезистых образований, в разной степени обожженные, часть которых имеет вид типичных погребенных почв.

Не входя в детальный разбор характера погребенных почв Цалки, отметим, что общее впечатление, создавшееся в результате просмотра большинства встреченных образований этого рода, позволяет предполагать господство в плиоцене в центральной Цалке глинистых почв болотного типа почвообразования. Однако не вся местность была заболочена;





имелись участки более легких аллювиальных почв<sup>1</sup>. Вопрос о зональном типе погребенных плиоценовых почв Цалки остается пока открытым, хотя имеются некоторые данные, говорящие о том, что в это время зональным типом могла быть почва более гумидная, чем чернозём<sup>2</sup>. Эти положения, добытые нами на основе сравнительно скудного фактического материала, встреченного в Цалке, согласуются с представлениями о природе Антикавказа в мио-плиоцене.

Цалкинская котловина за длительный период времени, протекший между излиянием плиоценовых лав и наступлением ледникового периода, испытала значительное поднятие. Высота местности была еще более увеличена мощными вулканическими сооружениями Самсарской группы вулканов, действовавших в четвертичное время.

Ко времени последней ледниковой эпохи Цалкинская котловина в целом была расположена уже настолько высоко, что ее юго-западная, наиболее повышенная часть, ориентированная к тому же своими макросклонами на северо-восток, подверглась непосредственному воздействию горного оледенения. Об этом красноречиво свидетельствуют многочисленные ледниковые кары, хорошо сохранившиеся в обширной кальдере вулкана Самсара и на склонах прилегающих к нему вулканических массивов (напр. Кара-дага), несмотря на то, что условия интенсивного физического выветривания, свойственные послеледниковому и современному климатам высокогорной части Цалки, благоприятствуют их быстрому разрушению. Здесь же, в основании каров между вулканами Самсар и Кизил-даг, на высоте около 2750 м над уровнем моря, сохранился совершенно свежий моренный ландшафт, в виде большой группы округлых холмов, гряд и бессточных котловин; часть котловин занята в настоящее время небольшими озерами. Моренные холмы подверглись почвообразованию с формированием на них горно-луговых торфянистых почв.

Отмеченный, сравнительно небольшой, масштаб древнего оледенения Цалки конечно не мог иметь значительного прямого влияния на формирование ее почв. Важно подчеркнуть два других момента, сыгравших решающую роль в дальнейшей эволюции почв Цалки. Во первых, излившаяся в центральную Цалку лавовые покровы успели ко времени наступления ледникового периода претерпеть значительную пликративную дисканцию и способствовали образованию целого ряда тектонических котловин, послуживших вместилищем для многочисленных четвертичных цалкинских озер. Всего нами в Цалке было обнаружено около 25 не заполненных водой котловин разного происхождения. При этом, половина этих котловин имеет площадь более одного квадратного километра, а две котловины,—одна (Нижне-Цалкинская), в настоящее время в значительной степени использованная под искусственное водохранилище Храгес, достигает размеров 26 км на 3—9 км, а другая—Верхне-Цалкинская,—14 км на 2,5—4,5 км. Во вторых, влияние ледниковой эпохи сказалось в Цалке не столько в большой площади оледенения, сколько в накоплении больших снежников и в общем сильном обводнении территории, усилившемся ко времени их таяния и ставшей причиной образования многочисленных цалкинских озер. Характерно, что эти же процессы были типичны и для смежных с Цалкой равнин и котловин Южно-Кавказского вулканического нагорья—Ахалкалакского и Башкичето-Гомаретского, Арпагельского, Лорийского и других. В настоящее время в Цалке имеется

<sup>1</sup> Данные бурения также указывают на широкое распространение в Цалке озерно-речных отложений, залегающих под верхними долеритами Цалки.

<sup>2</sup> В каньоне р. Храми ниже с. Ташбаш под плиоценовыми лавами залегают лессовидные (озерные) отложения, не содержащие известки.



не менее десяти озер, но все они небольшого размера<sup>1</sup>. Значительное число цалкинских котловин в прошлом несомненно также были заняты озерами. В ледниковое и в послеледниковое время Цалка представляла собою страну озер и болот. Четвертичные озера Цалки, расположенные более высоко, переливали свои воды в озера, расположенные ниже; все воды Цалки выводились из Цалкинской котловины посредством единственной крупной ее артерии—рекой Храми. Это явление, проявлявшееся на фоне интенсивных молодых поднятий Цалки, еще более ускорило пропиливание реками существовавших озерных перемычек, выраженных чаще всего в виде антиклинальных долеритовых гряд и вытекание озерных вод из котловин.

К настоящему времени главная часть четвертичных цалкинских озер уже давно вытекла, а дно многих из них успело претерпеть речную эрозию; почти всюду древнеозерные мелкоземистые осадки размыты и заменены более грубозернистыми речными наносами. Можно, например, отметить, что типичные древнеозерные мелкоземистые наносы, мощностью более 3 метров, имеются в окрестностях с. Цалки и используются для приготовления кирпичей. В этих наносах, на глубине 2 м от поверхности, нами были найдены коренные зубы и черепные кости млекопитающего, которые, по предварительному определению Д. В. Церетели, принадлежали лошади *Eguas caballus* L.

В зависимости от местоположения древнеозерных котловин в системе ландшафтов Цалки и связанного с этим срока вытекания из них озерных вод, а также в зависимости от положения местного базиса эрозии, почвы дна бывших озер и прилегающих к нему склонов находятся в настоящее время на разной стадии развития. Здесь можно наблюдать значительную часть почв, типичных для Цалки, проследить за географическими условиями, благоприятствующими переходу одних почв в другие и, таким образом, расположить основные почвы Цалки в эволюционные ряды. Этим путем возможно, конечно с общеизвестными оговорками, до некоторой степени представить себе историю развития почвенного покрова Цалки также и во времени.

По двум наиболее крупным цалкинским котловинам можно наблюдать всю серию природных образований, начиная от живых озер и глубоких (для горных районов) торфов, через различные выщелоченные, заболоченные и аллювиальные почвы, отчасти к горно-луговым почвам, а главным образом, к разнообразным черноземам, в том числе к черноземам с карбонатным горизонтом.

Приведенный эволюционный перечень почв цалкинских котловин указывает на общее направление развития одной группы основных почв Цалки, осуществляемого от образований, более обеспеченных грунтовой влагой (озерные бассейны, болота), к почвам, этой влагой менее обеспеченным (влажно-луговые, древне-аллювиальные и черноземные почвы).

В связи с тем, что вывод озерно-болотных и речных вод из всей Цалкинской котловины с давних времен осуществляется единственной рекой Храми через восточный край котловин, где эрозия успела создать уже усиленный дренаж (глубокий каньон р. Храми ниже районного центра Цалки),—естественно ожидать, и наблюдения это всецело подтвердили, что в восточной части Цалки эволюция почв отдельных котловин подвинулась вперед значительно далее, чем в западной.

Можно считать, что, в общих чертах, по мере движения с запада на восток болотно-луговой комплекс почв сменяется лугово-черноземным

<sup>1</sup> Самое крупное из естественных озер Цалки—Баретское (Башков) имеет площадь около двух кв. км.

кмплексом. В связи с этим, можно отметить, что на крайнем западе Цалки—в зоне горно-луговых почв—сохранились даже торфяные болота. Особый интерес представляет расположенное около северо-восточной подошвы вулкана Кизыл-даг осоково-моховое послеозерное болото, на котором нами был обнаружен белый мох *Sphagnum platyphyllum* (Sull Lindb) Warnst и торф мощностью в 1,25 метра; другое осоково-моховое болото было найдено нами в котловине Сапитиахишо (в 7 км западнее с. Кизил-килиса), причем мощность торфа в нем достигала 1,7 м. В Цалке имеются котловины, всецело занятые заболоченными почвами, имеются и такие, в которых уже господствуют черноземы.

Почвы Нижне-Цалкинской, наиболее крупной в Цалке котловины, простирающиеся от с. Авранло до с. Бешташени на расстояние около 20 км<sup>1</sup>, еще недавно представляли собой наиболее наглядный пример характерной для Цалки пространственной эволюции почвообразования, которую одновременно, с известными оговорками, можно принять за эволюцию почв во времени. В то время как в западной, менее дренированной половине—Нижне-Цалкинской котловины, между с. с. Авранло и Дарков преобладают болотные и влажно-луговые аллювиальные почвы, развитые на глинах и галечно-песчаных наносах, в восточной более дренированной половине— между с. с. Дараков и Бешташени, на тех же породах и на той же абсолютной высоте господствовали хорошо сформированные сильно выщелоченные черноземы (вскипающие в HCl), с прекрасной зернистой структурой и карбонатным аллювиальным горизонтом.

Не следует однако думать, что эволюция названных почв Цалки протекала только под влиянием уменьшения их грунтового увлажнения, вызванного в основном геоморфологическим развитием местности (усилением дренажа). Процесс эволюции почв был значительно сложнее. Наряду с прямой геоморфологической причиной, усилившей дренаж цалкинских котловин и двинувшей процесс почвообразования по новому пути, дальнейшее развитие почв осложнялось, а местами начиналось заново при вытеснении древне-озерных отложений более молодыми речными наносами; при накладывании на озерные или речные осадки делювиальных плащей, материал которых поступал благодаря выветриванию и денудации антиклинальных гряд, постепенно увеличивающих свою относительную высоту и «денудационную энергию» в продолжении четвертичного времени, и по другим причинам. Все эти события разворачивались на общем фоне происходивших в четвертичное время значительных поднятий всей Цалкинской котловины, повлекших за собой существенные климатические изменения и смену одних растительных формаций другими.

Произведенный выше краткий историко-географический обзор некоторых почв Цалкинской нагорной котловины позволяет нам, с известными оговорками, представить поверхностные образования и почвы, встречающиеся в отдельных котловинах черноземной зоны Цалки в виде последовательной смены, происшедшей на протяжении послеледникового времени. Начальные стадии этой смены обусловлены резко различным геоморфологическим положением, в котором находились породы и наносы, подвергшиеся почвообразованию (схема 1).

Рассмотрение приведенной схемы показывает значительную сложность и разнообразие путей почвообразования, типичных для черноземной зоны Цалки. В то время, как на дне отдельных цалкинских котловин, современно выступления в силу процесса почвообразования, последний в основном выражался в прогрессирующем развитии из почв избыточно уе-

<sup>1</sup> В настоящее время значительная восточная часть этой котловины заполнена водами искусственного водохранилища Храмгес.



лаженных почв более оптимально увлажненных, вплоть до черноземов, на склонах котловин главное значение получил процесс черноземнообразования, усложненный активными денудационно-аккумуляционными явлениями и воздействием на почвы лесной формации. Последнее выразилось в образовании своеобразных черноземных сильно выщелоченных слитных почв и «деградированных» черноземов, развившихся (если судить по аналогии с Чобаретским лесным массивом северо-западной Джавахетии) под сосновыми лесами с богатым травянистым ярусом.

В горно-луговой зоне Цалки эволюция почв происходила в ином направлении. Для Тriaлетского пастбищного массива несомненно справедливо предположение, что буковые леса, сейчас довольно широко распространенные в бассейне р. Тусреби, в историческую эпоху росли по ущельям южного склона Тriaлетских гор, встречались значительно восточнее и возможно даже местами выходили на наклонную поверхность дна частично заболоченной Верхне-Цалкинской котловины. Горно-луговая зона Тriaлетских гор была тогда значительно уже. Вероятно, аналогичен путь формирования горных лугов Беденского пастбищного массива, расположенного в юго-восточной части Цалки и увенчанного вершиной Гелиндаг. На склоне Самсарских гор, обращенном к Цалке, возможно предположить существование этапов развития почвенного покрова, отображенных в схеме 2.

Естественно считать, что в четвертичное время, после образования главных вулканических конусов Самсарской горной цепи, подвергшихся затем довольно значительному каровому оледенению, породы, слагающие конусы и их основание, подверглись интенсивному морозному выветриванию, благодаря чему оказались раздробленными на грандиозные каменики, покрывающие до настоящего времени значительную часть горных склонов<sup>1</sup>. Очевидно, что в отрезок времени, непосредственно следовавший за последним оледенением, каменики были распространены на Самсарских горах значительно шире, чем теперь; они, быть может, занимали всю современную зону горно-луговых почв. На первых порах, в более теплое последниковое время, процессу почвообразования в первую очередь подверглась полоса низко расположенных камеников, на которых, как это происходит и сейчас, начали формироваться наиболее примитивные (в ряду горно-луговых почв) горно-луговые торфянистые, маломощные и сильно скелетные почвы; к последним по более увлажненным и обогащенным глиной местам стали присоединяться, а впоследствии получили большое распространение, высокогорные торфяные почвы кустарниковых зарослей кавказского рододендрона (*Rhododendron caucasicum* L.). В дальнейшем, в связи с постепенным потеплением последникового климата и усилением процессов биологического выветривания, несмотря на некоторое общее поднятие всей Цалки, образовавшиеся торфянистые почвы также постепенно стали видоизменяться в более сформированные и мощные дерновые горно-луговые почвы, а некоторая часть камеников оделась покровом торфянистых горно-луговых почв. Дальнейшее прогрессирующее развитие почвенно-географической среды привело к тому, что на месте значительной части нижней подзоны горно-луговых почв, представленной дерновыми почвами, сформировалась еще одна подзона горно-луговых черноземовидных почв (находящаяся в непосредственном контакте с черноземной зоной Цалки); дерновые почвы расположились соответственно выше на месте торфянистых почв, а эти последние имели воз-

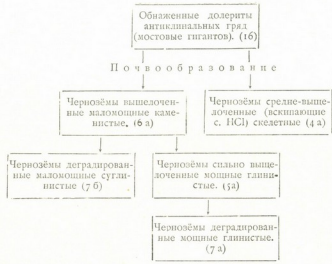
<sup>1</sup> Интересно отметить, что ни один хребет Южно-Кавказского вулканического наргорья не может сравниться с Самсарским по грандиозности его камеников.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ В СМЕНЕ ОСНОВНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ПОЧВ ОТДЕЛЬНЫХ ЦАЛКИНСКИХ КОТЛОВИН—в пределах её черноземной зоны в послеледниковое время

а) Дно котловин



Схема 2



Различная мощность почв — как вследствие деградационно-аккумулятивного процесса

Слитность и деградация почв — как влияние лесной растительности

б) Борты котловин

возможность развиться на части вышерасположенных каменников. Следует также отметить, что немалая часть горно-луговых торфянистых почв имеет в Самсарских горах вторичное происхождение, разившись на месте высокогорных торфяных почв зарослей рододендрона, после уничтожения скотоводами этого кустарника, применяемого в качестве топлива.

В настоящее время вышеназванные подтипы горно-луговых почв Самсарских гор образуют три ее почвенные подзоны; считая снизу вверх, это будут: горно-луговые черноземовидные, дерновые и торфянистые почвы. Выше простирается резко выраженная зона высокогорных каменников, на дневной поверхности которых поселились колонии лишайников светло-зеленого и красно-бурого цвета.

Как было отмечено выше, большое воздействие на почвы Цалки оказала хозяйственная деятельность человека. Краткие сведения о ней приводятся в нижепомещаемой второй части заключения, касающейся вопросов производственного значения.

II. Обращаясь к вопросам производственного значения почв Цалкинской нагорной котловины, необходимо в первую очередь подчеркнуть то обстоятельство, что почвы Цалки уже не менее 3500 лет испытывают на себе, в той или иной мере, прямое или косвенное влияние хозяйствующего человека. При этом только на самом последнем, весьма кратковременном отрезке исторического времени, а именно после Великой Октябрьской Революции началось планомерное и рациональное использование почвенного богатства Цалки, тогда как раньше использование почв носило стихийный характер, без заботы о планомерном возмещении утрачиваемого богатства.

Основное воздействие человека на почву шло путем использования естественной растительности, а также при помощи примитивных способов обработки почв, необходимых для получения сельско-хозяйственной продукции. В первую очередь, уже в давнее время, подверглись полному уничтожению леса Цалки, которые, как показали наши почвенные исследования, занимали здесь ранее значительные площади: сосновые леса с богатым травянистым покровом покрывали платообразные части Цалки, лиственные леса (вероятно с преобладанием бука, березы и других пород) росли в горных долинах южного склона Триаletских гор и по отрогу Гелин-даг. Сильная вырубка лесов повлекла за собой резкую смену почвообразовательных процессов, усиление эрозии почв (особенно на южных крутых склонах Триаletских гор) и распространение вторичных луговых фитоценозов с господством в травостое полевицы (*Agrostis capillaris*), а местами и осоки (*Carex humilis* Leyss).

Значительному сокращению подверглись также заросли кавказского рододендрона (*Rhododendron caucasicum* L.), несомненно покрывавшие в прошлом большие пространства в горно-луговой зоне Самсарского горного массива Цалки. Они систематически уничтожались кочевниками не только по той причине, что представляли почти единственный вид топлива, имевшийся во время летнего выпаса скота в высоких горах, но также и сознательно, с целью увеличения площади пастбищ. Вместе с гибелью рододендрона частично гибли и видоизменялись характерные для них высокогорные торфяные почвы. Сильно дерновые с заметным оторфованием горно-луговые почвы влажных ложбин с крутыми обращенными на север склонами, сейчас нередко занятые зарослями чемерицы (гора Далидаг и др.), по всей вероятности, представляют видоизмененные таким путем торфяные почвы зарослей рододендрона.

Имеются основания говорить также о том, что в более низкой части сильно каменистых гор Самсарского хребта могли произрастать субальпийские березняки, которые впоследствии были целиком уничтожены



древним населением Цалки, а именно за счет их уничтожения образовалась часть вторичных каменников Самарского массива.

Значительное изменение в почвы горных лугов Цалки были внесены многовековым усиленным и бессистемным выпасом на них скота. Следствием этого выпаса явилось резкое изменение фитоценологического состава лугов, сокращение сенокосных лугов и увеличение площади низкотравных пастбищ, появление пастбищ малого кормового значения (*Alchimilietum*, *Stobaliteum*, *Nardetum* и др.), с большим количеством сорняков и с участием ядовитых трав. Смена фитоценозов сопровождалась повышенной денудацией почвенного покрова, вплоть до образования на больших площадях значительно смытых почв и скалистых обнажений.

В черноземной зоне главное влияние человека на почвы выразилось в многовековой бессистемной обработке пригодных для земледелия почв черноземного и древне-аллювиального типов, производившейся в основном для получения урожая хлебных злаков. Не имея возможности вернуть земле извлекаемые из нее с урожаем питательные вещества (в особенности перегной, фосфор и азот), раздробленное индивидуальное хозяйство земледельца дореволюционной эпохи довело плодородные почвы Цалки до сильного истощения. Урожай зерновых с цалкинских черноземов были одними из самых низких из всех районов Грузии. Благодаря обезструктуриванию пахотного горизонта почв, вызванному продолжительной их распашкой, усиливались процессы денудации почв, что приводило к еще большему снижению урожаев сельско-хозяйственных культур. Влажно-луговые почвы Цалки, встречающиеся большими массивами в ее черноземной зоне, также использовались нерационально: десятки тысяч кочек, которыми покрыты в настоящее время эти луга (на горе Желтой около с. Имера и в других местах)—являются следствием несвоевременного выпаса скота ранней весной на необсохшую еще сырую дернину. Вся система хозяйства и использования цалкинских почв способствовали прогрессирующему их обеднению и потере ими своего плодородия.

Советскому крестьянству в наследство от прошлого достались в Цалке истощенные и в общем бедные почвы. С организацией коллективных хозяйств началось и все более совершенствуется рациональное использование земель как пахотных, так и пастбищно-сенокосных. Открылись разнообразные пути повышения урожайности культур и рационального использования лугов и пастбищ района. В настоящее время завершается изучение лугов и пастбищ Цалки с выработкой комплекса мероприятий по их правильному использованию; в частности значительное число пастбищ, развитых на пологих некаменистых склонах (массив г. г. Булагдаг, Иняк-даг и др.), могут быть переведены в сенокосы. Выработаны приемы борьбы с кочковатостью лугов, с малопитательными фитоценозами и отдельными сорными и ядовитыми травами. Регулирование пастыбищ скота, разгрузка переутомленных пастбищ, перевод части пастбищ в сенокосы уже значительно улучшили кормовой фонд района. На очереди введение поверхностной обработки пастбищ и сенокосов, подсев местных трав и внесение разнообразных удобрений для увеличения зеленой массы пастбищ и лугов. Все эти мероприятия обеспечивают одновременное резкое снижение темпов почвенной эрозии и увеличение общего плодородия почв. Наконец, имеется полная возможность введения в Цалке искусственного лугового кормодобывания, путем посева трав и травосмесей. В связи со значительной выщелоченностью большинства черноземных и влажно-луговых почв Цалки, повидимому, рациональным окажется введение в культуру красного клевера, тимофеевки и других луговых мезофильных трав.



Коллективному хозяйству стали под силу мероприятия по осушению массивов болот и избыточно-влажных лугов, расположенных по дну многочисленных цалкинских котловин. Общие топографические условия этих массивов благоприятствуют выводу вод, заболачивающих луга, без применения больших почвоуглубительных работ. В результате осушения заболоченных мест, следует ожидать общего улучшения качества произрастающих на них трав и повышения их урожайности.

Несмотря на то, что черноземные и древне-аллювиальные почвы Цалки—этот основной полеводческий земельный фонд района—богаты перегноем, они, для повышения урожайности зерновых культур и особенно картофеля, требуют внесения больших доз полных удобрений, так как по существу являются издавна истощенными почвами.

При подборе скороспелых и морозостойких сортов зерновых (пшеницы, ячменя), площади, занятые ими, могут быть значительно расширены, особенно на выщелаченных черноземах и влажно-луговых почв. То же самое в известной мере касается и культуры картофеля.

Особое внимание следует обратить в Цалке на лесомелиорацию. Здесь имеются все условия для широкого восстановления произраставших в Цалке в прошлом сосновых лесов. Для лесопосадки в первую очередь подойдут среднепокатые северные склоны хребта с вершиной Яйло, северные пологие и покатые склоны основных лавовых гряд, пересекающих Цалку в широтном направлении. Представляет также интерес испытывать в Цалке возможность произрастания в ней мичуринских морозостойких плодовых и ягодных культур.

В заключение необходимо отметить, что пора обратить внимание на имеющиеся в Цалке торфа (болота Сапитиахшо, Кяряжское и др.), которые в этой бедной топливом стране, повидимому, могут быть с успехом использованы для местных нужд коллективных хозяйств.

Л. И. МАРУАШВИЛИ

## ОБСИДИАНОВЫЙ АЛЛЮВИЙ КЛДЭИССКОГО УЩЕЛЬЯ (ЮЖНАЯ ГРУЗИЯ), КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПАМЯТНИК

Данная заметка представляет собой попытку палеогеографической интерпретации замечательного факта нахождения обсидиановой гальки в Клдэисском ущелье. Необходимо сделать несколько вступительных замечаний, поясняющих географическое положение и природные черты интересующего нас района. Клдэисское ущелье находится в южной части Грузинской ССР, на территории Тетри-цхаройского административного района. Орографически оно входит в ту промежуточную между Триалетским и Сомхитским хребтами Малого Кавказа систему гор, которую можно назвать Средне-Храмской горной группой, а гидрографически оно составляет часть бассейна р. Храми (прав. прит. Куры). Располагаясь на границе Южно-Грузинского вулканического нагорья со складчатой горной системой Малого Кавказа, бассейн Клдэисской речки или Клдэисс-цхали (левого притока Храми) носит в своем геологическом строении и морфологии характерные черты обеих названных областей Закавказья.

Геологически Клдэисское ущелье принадлежит к так наз. Храмскому кристаллическому массиву—крупному выходу древнепалеозойских гранитов и других магматических пород, по краям прикрытому меловой вулканогенной свитой.

Ущелье разработано в основном в гранитах, диорит-гнейсах и кварц-порфирах ([6], стр. 61). В верхнюю часть ущелья и в узкой полосе вдоль его правобережья с севера вторгается языковидный выступ молодых лав, слагающих высокорасположенное Беденское плато. Лавы представлены долеритами и в ряде мест подстилаются континентальными отложениями.

Геоморфологически бассейн Клдэисс-цхали характеризуется господством горно-эрозионных форм рельефа, образовавшихся под преобладающим воздействием глубинной эрозии. Клдэисское ущелье—одно из многочисленных ответвлений грандиозного Храмского ущелья. Место слияния рр. Храми и Клдэисс-цхали находится на высоте примерно 850 м над ур. моря, а высшие точки ограничивающих Клдэисское ущелье хребтов—гг. Лысая, Гелин-даг и др. достигают 1700—1900 м. Таким образом, рельеф здесь является среднегорным, с господством крутых склонов. Верхняя часть ущелья, занятая выступом беденских лав, существенно отличается от только что описанного типа морфологии. Здесь между эрозионными ущельями двух основных истоков р. Клдэисс-цхали располагается совершенно плоское плато, сливающееся на севере с Беденским плато. Абсолютная высота этого плоского выступа равна 1400—1600 м (возрастает к северу). На южной оконечности плато находится ранее описанная нами ледяная шахта Хорхеби, привлекавшая внимание географов (в частности Вахушти) уже в XVIII веке [3].

Почти весь бассейн Клдэисской речки, исключая северную платообразную часть и гребни наиболее высоких горных массивов ограничивающих водоразделов, одет лиственным лесом с господством широколиствен-



страненных по Закавказью видов дуба, граба, клена, бука и с отдельными массивами сосны. Вышеуказанные безлесные участки частью заняты леселесными лугами, частью же представляют собой обрабатываемые человеком пахотные земли. В бассейне Клдэсис-цхали расположены два постоянных населенных пункта—селения Большое и Малое Клдэси. Первое из них находится на правом склоне ущелья, на абс. выс. в 1300 м, а второе—на выс. 1400 м, на южной оконечности лавового выступа—плато. Мал. Клдэси соответствует древнегрузинскому селению Хорхеби, находившемуся в данном месте еще в XVII веке.

### Загадка обсидианового аллювия Клдэси

В 1945 г., при посещении Клдэсского ущелья, наше внимание было привлечено многочисленными хорошо окатанными обломками обсидиана, разбросанными на дорогах, пашнях и в овражках вдоль правобережья ущелья, на всем протяжении от южной оконечности лавового плато до сел. Больш. Клдэси. Факт нахождения в массовом количестве обсидиановой гальки в бассейне р. Клдэсис-цхали не может не возбуждать интереса ввиду отсутствия в пределах указанного бассейна и в непосредственно прилегающих к нему районах возможных источников происхождения этого материала в виде коренных обнажений вулканического стекла. Каким образом обсидиановая галька попала сюда? Первый вариант ответа на этот вопрос заключался в том, что галька принесена человеком. Известно, что обсидиан Мокрых гор, с которым обсидиановая галька Клдэсского ущелья обнаруживает совершенное сходство, в каменном веке служил материалом для изготовления орудий производства. Южно-грузинский обсидиан, отличающийся значительной прозрачностью, вывозился еще в палеолите по всему Кавказу и далеко за пределы Кавказа, как высококачественный материал для изготовления каменных орудий [8, 10, 11]. В районе самого Клдэсского ущелья мы находили осколки обсидиана, несомненно являющиеся произведением человеческих рук — например, наконечники стрел, нуклеусы и пр. Однако предположение об искусственном приносе обсидиановой гальки Мокрых гор в Клдэсское ущелье должно быть отброшено ввиду массового ее количества, а также полного отсутствия следов обработки гальки. Кроме этого, транспортировка обсидиана в виде гальки человеком каменного века вообще мало вероятно, если учесть близость коренных месторождений обсидиана (района г.г. Иняк-даг и Коюн-даг), дававших значительно более пригодный и более удобный для обработки материал, чем мелкая галька.

Возникла мысль о том, что обсидиановая галька Клдэси, несмотря на отсутствие видимой связи этого района с районом коренных месторождений обсидиана, все же должна быть принесенной естественным способом, а именно силой текучих вод. Самый характер обломков—хорошо окатанная круглая форма—указывает на речной перенос. Хотя поверхность обсидиановых галек отличается от поверхности окатанных обломков подавляющего большинства других горных пород своей неровностью, выщербленностью, шероховатостью, но это результат хрупкости вулканического стекла, не выдерживающего ударов о другие камни, общая же форма галек свидетельствует о долгом переносе их в русле реки. Какая это была река?—Попытка разрешить такой вопрос встречала значительные трудности геоморфологического порядка, поскольку в условиях современного рельефа, при существующей конфигурации речной сети материал коренных выходов обсидиана, расположенных южнее перевала Тикматаш, не может естественным способом попадать в бассейн Клдэсис-цха-



ли. Приходилось строить догадки о том, какой вид могли иметь рельеф и гидрография района в эпоху заноса обсидиановой гальки в Клдэисское ущелье.

Было естественно искать обсидианосодержащие аллювиальные отложения в их первичном залегании где нибудь высоко на правом склоне ущелья. Поскольку Клдэисское ущелье имеет крутые склоны, почти лишённые террас и совершенно не имеющие аллювиального покрова, единственно возможным являлось наличие аллювия под лавами, в виде широкого выступа вторгающимся с севера до с. М. Клдэиси и далее узким языком доходящими до окрестностей сел. Б. Клдэиси. В 1945 г., за неимением времени, заняться поисками мы не смогли, хотя большой палеогеографический смысл, заключающийся в факте наличия обсидиановой гальки в Клдэисском ущелье, подсказывал необходимость исследований. Лишь в 1949 г., повторно посетив район в сопровождении студентов географического факультета Кутаисского педагогического института, автор смог довести дело до конца. Студент Габриел Мансурадзе, со свойственными ему смекалкой, энтузиазмом и отвагой обшаривший труднодоступные обнажения подстилающих долеритовую лаву континентальных отложений, нашел обсидиановый аллювий в первичном залегании, тем самым подтвердив наши предположения, возникшие в 1945. Обнажение, которое нашел Г. Майсурадзе, было осмотрено и описано автором 23 июля 1949 г.

Это обнажение находится неподалеку от сел. М. Клдэиси. При следовании из этого селения по тропе, идущей в сел. Б. Клдэиси, приходится переходить речку, являющуюся одним из двух главных истоков р. Клдэисис-цхали. Указанная речка, начинаясь на южных склонах г. Яйло (1951 м), пересекает западную часть Беденского плато у одноименного свозха и затем течет по западному краю южного выступа беденских лав (см. выше описание этого выступа). Обнажение обсидианового галечника находится на правом склоне ущелья этой речки, выше точки его пересечения тропой М. Клдэиси—Б. Клдэиси, южнее пещер. Склон крутой, труднопроходимый, облесенный. К обнажению приходится добираться почти ползком.

Под лавовым обрывом высотой в 20—25 м залегают толща континентальных отложений, имеющая видимую мощность около 7 м. Лавы представлены долеритом. Подстилающая лаву континентальная толща подразделяется на две части, из которых верхняя, имеющая 3 м мощности, представлена галечником речного происхождения, а нижняя (видимая мощность 4 м)—озерными осадками. Галечник содержит, наряду с обломками других эффузивных пород, многочисленную хорошо окатанную гальку обсидиана с поперечником от 1—2 до 4—5 см. Гальки состоят преимущественно из черного обсидиана, но встречается также красная разновидность. Оба типа неотличимы от обсидианов Коюн-дага и несомненно происходят оттуда. Озерная серия состоит из белого кремнистого осадка (трепел?), переходящего книзу в мергеля и слоистые пески. Озерный осадок содержит растительную пыльцу, микроскопический анализ которой, произведенный П. А. Мchedlishvili, показал неполный спектр из 29 зерен пыльцы древесных и 37 зерен травянистых растений (из них *Picea* — 12 зерен, *Pinus* — 7, *Fagus* — 7, *Abies* — 3, *Artemisia* — 8, *Cramineae* — 17, *Superaceae* — 12). В условиях равнинных стран спектр с таким соотношением древесных и травянистых компонентов обычно рассматривается, как производное от растительного покрова частично облесенной местности ([4], стр. 75—76), но для горных районов вроде нашего он возможно указывает на близость какой то границы, разделявшей лесной и безлесный пояса гор,—например верхней границы леса. Принимая во



внимание преобладание пыльцы ели—породы, в современную эпоху здесь не растущей (ближайшие массивы еловых лесов находятся в 12—15 км по прямой линии, в верховьях р. Алгети, отделенных от Клдэисского ущелья хребтом Бедени), следует предположить, что в эпоху отложения озерной серии леса района носили более мезофильный по сравнению с современным характер, состояли из ели, бука и переходили кверху в горно-луговую растительность, при чем верхняя граница их должна была тогда располагаться ниже, чем в нашу эпоху. Все это может указывать на климатическую обстановку ледникового времени, но для таких палеогеографических выводов нужны более полные данные.

Таким образом, обнажение у сел. М. Клдэиси с несомненностью подтверждает природный (речной) приток обсидианового материала в Клдэисское ущелье. В эпоху, промежуточную между отложением озерных слоев и последующим излиянием беденских лав, существовала река, транспортировавшая продукты разрушения обсидиановых выходов Коюн-дага (Мокрые горы) в район Клдэиси. Впоследствии отложения указанной реки были залиты лавовым потоком и благодаря этому сохранились до наших дней. Обнажение древнего аллювия представляет результат последнего этапа геоморфологической эволюции, характеризующегося эрозионным расчленением молодых лав.

В каком направлении протекала древняя река, отложившая в Клдэисском ущелье обсидиановый галечник? Прежде всего, нет сомнения в том, что такая река могла существовать только при орографических условиях, значительно отличавшихся от современного плана орографии района. Клдэисское ущелье с севера замыкается высоким Беденским хребтом, а на юге соединяется с Храмским ущельем. Молодые лавы особенностями своего залегания свидетельствуют о том, что разливались они в условиях достаточно расчлененного горного рельефа и в основном распространялись по эрозионным долинам. С этим положением, общим для всего описываемого района, гармонирует в частности и факт налегания лав в обнажении у М. Клдэиси на аллювиальные отложения. Общий характер рельефа в эпоху отложения клдэисского обсидианового галечника напоминал, следовательно, современный рельеф района; может быть речные долины в то время были разработаны лучше. Отличия того рельефа от нынешнего должны были заключаться в основном в расположении долин и водоразделов. Только таким путем становится возможным объяснить занос обсидиана Мокрых гор в Клдэисское ущелье.

Имеются два возможных маршрута, по которым могли передвигаться обсидиановые обломки: а) от Мокрых гор через Цалку к верховьям Клдэисис-цхали и далее параллельно последней вниз по течению и б) от Мокрых гор через район низовьев р. Чочнани, далее к устью современной Клдэисской речки и затем на север, против направления течения последней из названных рек.

Первый вариант маловероятен ввиду того, что обломки обсидиана Мокрых гор не могут сноситься текучими водами в Цалку, вследствие гидрографической изолированности бассейна р. Кцна от коренных выходов обсидиана на Коюн-даге. Обсидиановая галька в аллювиальных отложениях Цалки отсутствует, а неокатанные обломки вулканического стекла встречаются, если не считать искусственно занесенных осколков и орудий, только за гребнем Мокрых гор, на спуске с пер. Тикма-таш в Тапараванскому озеру. Остается второй вариант, т. е. перенос гальки с Коюн-дага через район низовьев р. Чочнани к устью Клдэисис-цхали и далее на север к району Беденского плато (а также, параллельно, от обсидианового массива Кулябьяка через Гомаретское плато). Интересно, что при пересечении Чочнанского ущелья кратчайшей дорогой

из сел. Молотово в сел. Б. Гомарети, в указанном ущелье попадаетея множество грубо окатанной обсидиановой гальки, последняя вымывается из галечников, которые либо одновозрастны обсидиановому аллювию Клдэиси и в таком случае их выходы следует искать под лавами на краях Чочианского ущелья, либо являются рецентными образованиями, налегаая на лавы. Во всяком случае, транспортировка обсидиана Мокрых гор в район низовьев р. Чочиани может считаться несомненной. В пользу южного заноса обсидианового аллювия в Клдэисское ущелье говорит также и отсутствие в его составе триалетских пород при наличии петрографических компонентов Храмского кристаллического массива; в том случае, если бы галечник транспортировался северным путем (через Цалку), в нем должны были в обильном количестве присутствовать обломки пород, слагающих Триалетский хребет и являющихся основным материалом цалкинских галечников,—таковы в первую очередь эоценовые порфириты. Последние, будучи самым обычным петрографическим компонентом галечников в разрезах Авранлойского, Гумбатского, Ашкалинского и Кляркского каньонов [9], в обсидиановых отложениях М. Клдэиси, повидимому, не фигурируют. Это было бы необъяснимо при северном маршруте переноса обсидианового аллювия, проходящем по южной подошве Триалетского хребта.

Из вышеизложенного можно заключить, что передвижение обсидианосодержащего аллювия в анцестральной долине Клдэиси должно было происходить в направлении с юга на север—против течения современной р. Клдэисис-цхали. В этом же направлении двигались излившиеся позже лавы. Следовательно, наша точка зрения расходится с мнением Т. Г. Казахишвили ([6], стр. 119) о том, что в районе Клдэисского ущелья «движение долеритовой магмы было, повидимому, с севера на юг» и «таким образом, центр извержения данных лав должен быть расположен на север от массива». Названный автор основывает свой взгляд, по всей видимости, на направлении современного наклона топографической поверхности лавового потока Клдэиси; этот наклон, как мы постараемся показать ниже, является вторичным и не имеет решающего значения для выяснения путей распространения лав.

Основываясь на выясненном нами факте переноса обсидиановой гальки из района г. Коюн-даг вдоль течения современной р. Чочиани, далее к устью современной р. Клдэисис-цхали и затем в северном направлении к Беденскому плато, можно сделать ряд интересных заключений в отношении поздних этапов геологической истории бассейна р. Храми.

### Интерпретация

Южно-Грузинское вулканическое нагорье—район со сложным геологическим прошлым, формировавший свою структуру и пластику под влиянием многочисленных факторов. Бурные проявления вулканической деятельности сочетались здесь с интенсивными тектоническими процессами, а также явлениями оледенения, нормальной эрозии и т. д.

Одним из важнейших регионально-геологических вопросов для Южной Грузии является вопрос о местонахождении центров излияния слагающих ее лав. Он решается по разному для вулканических формаций различного возраста, принимающих участие в строении нагорья. Вулканическая деятельность подразделялась здесь (за период континентального развития области) по меньшей мере на два, а возможно и на три цикла, состоявшие из ряда фаз. Среди вулканических образований довольно отчетливо различаются две главнейшие формации—более древ-



няя, подвергшаяся интенсивным дислокациям и слагающая доминирующие в рельефе положительные орографические единицы и более молодая, образующая плоские плато со слабо нарушенным залеганием слагающих пород. Первая из них (более древняя), носящая в геологической литературе название «Годердзской свиты», слагает Эрушетское нагорье (Дохушунар), фундамент и окраинные возвышенности Ахалкалакского плато, Цалку, часть Мокрых гор; вязкие продукты соответствующих эффузивных циклов образуют более древние из центральных вулканов Самсарского хребта и Мокрых гор. Установить центры излияния древних основных лав Южной Грузии на данном этапе ее геологической изученности представляется делом весьма трудным. Циклы, создавшие «Годердзскую свиту», охватывали, повидимому, время с верхнего миоцена по нижний плиоцен включительно. Тектогенез и эрозия с тех пор существенно нарушили первоначальную картину распределения продуктов вулканизма и их отношение к вулканическим центрам. Вулканическая деятельность вначале носила, повидимому, ареальный характер и лишь впоследствии ее проявления локализовались по определенным линиям и центрам. Местонахождения этих центров излияния лав «Годердзской свиты» мы здесь касаться не будем.

Наша задача—попытаться установить местонахождение центров излияния лав, образующих вторую (более молодую) формацию. Последняя слагает несколько лавовых плато—Ахалкалакское, Гомаретское, Башкичетское, Беденское и Нижне-Карталинское и потоки по рр. Машавери, Дебеда-чай, Гуджаретис-цхали и др. Возраст этих лав молодой, ибо микроскопический анализ растительной пылицы из озерных осадков Ахалкалакского, Беденского и других плато показывает флору, имевшую современный состав, хотя и с другим расположением растительных зон, связанным возможно с климатической обстановкой ледникового времени. Установление центров излияния этих последних по времени продуктов вулканизма Южно-Грузинского нагорья значительно легче, чем это имеет место в отношении «Годердзской свиты», хотя, как увидим дальше, все же не обходится без затруднений и в данном случае.

Основываясь на направлении наклона поверхности лавовых плато, нетрудно подметить связь трех из них (именно Ахалкалакского, Гомаретского и Башкичетского плато) с южной частью Мокрых гор. Здесь, в районе вулканического конуса Емликли, излились новейшие долеритовые и андезито-базальтовые лавы, спустившиеся на СЗ, СВ и В и образовавшие, соответственно, лавовые плато Ахалкалакское, Гомаретское и Башкичетское. Сам андезито-долеритовый конус Емликли (3054 м) представляет собой последнее проявление новейшего эффузивного цикла и отмечает собой центр излияния вышеупомянутых основных лав.

Труднее увязать с определенными центрами два остальных лавовых плато Южной Грузии—Беденское и Нижне-Карталинское. Они оба расположены несколько обособленно от основного массива эффузивов Закавказского нагорья и ограничиваются большей частью выходами относительно древних (меловых, палеогеновых) морских формаций.

Беденское плато занимает плоское дно корытообразного углубления вребневой области Беденского горного массива. Оно со всех сторон окружено возвышенными грядами, имея единственный выход—из западной части «корыта» на юг, в верховья Клдзисского ущелья. Окружающие гребни сложены главным образом породами меловой туфогенной свиты; в строении хребта Бедени, который ограничивает Беденское плато с севера, участвуют плиоценовые долеритовые лавы, которые вместе с более древними породами образуют антиклинальную складку широтного (триалетского) простирания. Поверхность плато слабо (под углом в 4—7°),



наклонена к югу, т. е. в общем согласно с падением южного крыла антиклинали Беденского хребта. В том же направлении наклонена под углом в  $2-3^\circ$  поверхность лавового выступа, в виде «полуострова» выдвинутого со стороны Бедени в верховья Клдэисского ущелья. Ничто в строении и морфологии Беденского массива в целом не намекает на возможность наличия здесь центров излияния лавы, хотя из наклона Беденского плато и его южного выступа можно было бы выводить заключение о существовании таких центров.

Второе долеритовое плато—Нижне-Карталинское занимает между речью рр. Алгети и Машавери и прорезается в продольном направлении нижним течением р. Храми. Из всех частей Южно-Грузинского вулканического нагорья ближе всех подходит и смыкается с данным плато у истоков р. Чивчави восточная часть Беденского плато. Западная часть Нижне-Карталинского плато, вытянутая подобно потоку, представляет собой как бы продолжение Беденского плато, отделяющееся от последнего крутым уступом. С севера плато ограничено восточным отрогом Беденского массива—хребтом Гомер. Поверхность Нижне-Карталинского плато имеет заметный поперечный наклон к югу, благодаря чему из сел. Тетри-Цхари (быв. Амбулах) можно заглянуть в Машаверскую долину и видеть ее дно на участке, находящемся выше сел. Болниси (Люксембург). На востоке Нижне-Карталинского плато доходит до сс. Арухло, Марнеули и Ташти-Кулар, уходя здесь под аллювий Борчалойской низины. Вулканические центры отсутствуют и здесь; г. Самеба у сел. Чхиквта, которую Г. Абиш считал экструзивным образованием; не только не может являться центром излияния лав, слагающих Нижне-Карталинское плато, но и, наоборот, представляет скорее производное от последнего (поднятую тектогенезом и затем моделированную эрозией окраинную выступающую часть плато).

Таким образом, исходя из современного орографического характера Южной Грузии, трудно удовлетворительно ответить на вопрос о местонахождении вулканических центров, которые дали слагающие два вышеуказанных плато лавовые излияния. По нашему мнению, решение проблемы возможно лишь при допущении иного орографического характера области в прошлом. Палеогеографическое состояние в момент излияния новейших лав Южной Грузии можно восстановить, опираясь на выясненный нами выше факт транспортировки обсидиана Мокрых гор от района г. Коюндаг через районы современных устьев рр. Чочиани («Джуджиани») и Клдэис-с-цхали в направлении Беденского плато.

Поскольку обсидиановая галька заносилась древней рекой в Клдэисское ущелье с юга, естественно полагать, что долеритовые лавы, излившиеся вслед за отложением обсидианового аллювия, также должны были, придерживаясь в своем течении речных долин, двигаться в том же направлении. Наклон Беденского плато и его южного выступа к югу, кажущийся противоречащим данному предположению, представляет собой вторичное явление, результат продолжающегося развития антиклинали Беденского хребта. Беденский массив в целом представляет антиклинальное поднятие, где новейшие лавы вовлечены в складчатые дислокации Триалетской системы и, одновременно с наклоном к югу, подняты примерно на 200 м вверх. Уяснив это осложняющее историю области обстоятельство, можно найти объяснение всем «странностям» горизонтального и вертикального распространения и наклона лавовых покровов в бассейне среднего и нижнего течения р. Храми.

Лавы, слагающие Беденское и Нижне-Карталинское плато, изливались в области Мокрых гор и стекали по двум речным долинам, из кото-





рых одна, до этого служившая путем переноса обсидиановой гальки, стиралась от района г. Коюн-даг через районы устьев рр. Чочиани и Клдзисис-цхали к Бедени. В районе устья р. Клдзисис-цхали с ней соединялась другая долина, направлявшаяся от района г. Емликли через районы нынешних сс. Верхн. Карабулах и Каклиани в общем на северо-восток. Первая (левая) долина послужила руслом андезито-базальтового потока, повидимому не дошедшего до Клдзисского ущелья, а по второй двигались долеритовые лавы, излившиеся в районе г. Емликли и распространившиеся далеко (на расстояние больше 100 км) до Борчалойской низины. От лавовых потоков, занимавших части указанных долин в районе между устьями рр. Чочиани и Карабулах и уничтоженных впоследствии эрозией, выработавшей Храмское ущелье, сохранились небольшие лавовые останцы—андезито-базальтовый—у крепости Ткемлианис-цихе (в 4 км ниже устья р. Чочиани по течению р. Храми) и долеритовый у сел. Каклиани ([6], стр. 117—118). Далее лава текла по древней долине от Беденского плато на Ю, ЮВ и В в сторону Тетри-цхари и далее к Арухло. Таким образом, Беденское плато с его корытообразной формой представляет часть долины древней реки (Палеохрамы), выполненную лавой, а Нижне-Карталинское плато является продолжением лавового потока, создавшего Беденское плато. Возвышенное положение Беденского плато (одного из средних участков лавового потока)—результат тектонических нарушений и в частности разлития антиклинали Беденского хребта.

Южный наклон Беденского плато и его выступа, крутой разделяющий уступ между восточным Бедени и западной частью Нижне-Карталинское плато, а также южный наклон последнего, позволяющий из Тетри-Цхари обозреть дно Машаверской долины—следствия продолжающегося формирования все той же антиклинальной структуры Беденского хребта и его восточного продолжения—хребта Гомер.

Заполнение древних долин лавой существенно преобразовало систему дренажа области, что в соединении с тектоническим поднятием стимулировало интенсивный ход эрозионных процессов вдоль новых направлений стока. Глубинная эрозия после излияния лав достигает в районе устья р. Карабулах 530 м—величина довольно внушительная. Река Храмы, получившая тогда свое нынешнее направление, разработала огромное ущелье, уничтожив на своем пути лавовое выполнение анцестральных речных долин. Новые притоки Храмы, заложившие свои ущелья после изменения дренажа, также глубоко врезались в лавы и подстилающие их древние формации. Из учения об эрозионном цикле известно, что в начале каждого цикла, обусловленного тектоническим или каким-либо иным нарушением структуры, эрозионные процессы происходят бурными темпами; эта фаза юности эрозионного рельефа продолжается недолго, поскольку водотоки быстро достигают такого состояния своих тальвегов, при котором глубинная эрозия почти прекращается; аналогично протекает развитие склонов, которым процессы плоскостного смыва быстро придают «градированный» характер с медленными темпами сноса. Поэтому нет никакой необходимости принимать для продолжительности последнего (поствулканического) эрозионного цикла Южной Грузии большие геологические сроки. Выработка разветвленной сети эрозионных ущелий могла осуществиться за короткий промежуток времени, благодаря бурному ходу эрозии, обусловленному тектоническим и вулканическим вмешательством. Нарушенные эндогенными факторами профили равновесия речных тальвегов и склонов должны были быстро восстановиться.

## Заклучение

Основные выводы из вышеизложенного могут быть сформулированы следующим образом:

1. Встречающаяся в бассейне р. Клдэисис-цхали обсидиановая галька происходит из речных наносов, подстилающих поток долеритовой лавы.

2. Обсидиановая галька принесена естественным путем (в составе аллювия, по речному руслу) и характеризуется хорошей окатанностью, свидетельствующей о длительности переноса.

3. В связи с отсутствием коренных выходов прозрачного обсидиана вне средней части Мокрых гор, обсидиановая галька Клдэисского ущелья, неотличимая от обсидианов района г.г. Коюн-даг и Иняк-даг, может происходить только отсюда.

4. Петрографический состав обсидианового аллювия Клдэиси показывает, что река, транспортировавшая обсидиановую гальку, протекала здесь в направлении с юга на север, т. е. как раз против современного течения р. Клдэисис-цхали и наклона южного выступа Беденского плато.

5. В момент излияния новейших долеритовых и базальтовых лав речная система Храми имела существенно отличную от ее современного характера конфигурацию. Две реки, стекавшие от г. Емликли на СВ и от Г. Коюн-даг на восток, сливались друг с другом где-то в районе устья современной р. Клдэисис-цхали; объединенная река (Палеохрамы) протекала сначала к северу в район современного Беденского плато, затем поворачивала на восток и через район Нижне-Карталинского плоскогорья достигала района Борчалойской низины. Излившиеся лавы следовали долине Палеохрамы, их маршрут отмечен лавовыми плато—Гомаретским, Беденским, Нижне-Карталинским, Клдэисским выступом второго из них, а также останцами у с. Каклиани и крепости Ткемлианис-цихе.

6. Центры излияния указанных лав располагались в Мокрых горах. Можно наметить два вероятных центра: а) г. Емликли в южной части Мокрых гор, откуда излились базальтово-долеритовые лавы, распространявшиеся через районы Гомаретского, Беденского и Нижне-Карталинского плато до современной Борчалойской низины и б) район перевала Тикма-таш, где изливались андезитово-базальтовые лавы, прошедшие, по всей видимости, менее значительное расстояние по сравнению с базальтовыми лавами.

7. После излияния вышеупомянутых лав, в бассейне р. Храми имели место тектонические движения значительной интенсивности, выражавшиеся как в поднятиях и опусканиях с амплитудой в сотни метров, так и в продолжающемся развитии складчатых структур в северной части бассейна, по соседству с Триалетским хребтом. В результате этих движений Беденский участок долеритового потока был приподнят на 200 м над прилегающими участками той же лавы, южный выступ Беденского плато получил обращенный наклон, поверхность самого Беденского и Нижне-Карталинского лавовых плато наклонилась к югу, произошли сбросы на южном склоне хр Бедени-Гомер.

8. Направления стока вод Храмского бассейна в результате вулканических излияний и тектонических движений существенно изменились. Образовалась современная система р. Храми и началась бурная эрозия заложившихся ущелий. В сравнительно короткое время реки углубились на 400—500 м и выработались профили равновесия тальвегов и склонов.

9. Представления Г. Абиха, а также некоторых позднейших исследователей, искавших центры излияния храмских лав в широтно ориентированных грядах Цалки и Беденского массива [1, 2, 7], должны быть

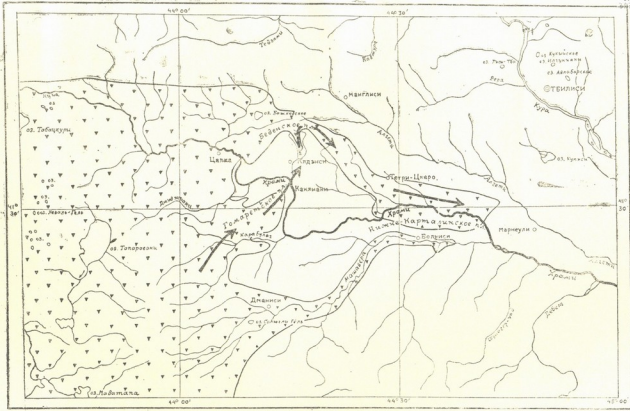
отвергнуты. Выше была сделана попытка показать, что при учете пост-вулканических изменений рельефа, связанных с тектогенезом и эрозией, все лавовые покровы, потоки и останцы бассейна Храми увязываются с центрами Мокрых гор.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г. В., Геология Армянского нагорья, Восточная часть. Орографическое и геологическое описание, «Зап. Кавк. отдела императ. Русского Географич. об-ва», кн. XXIII, Тифлис, 1902.
2. Б е л и к о в Б. П., Розенбергский (Александрсгильфский) кристаллический массив, АН СССР, СОПС и Петрогр. ин-та им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, «Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии», III—Триалетский хр., М.—Л., 1936.
3. В а х у ш т и, Географическое описание Грузии, Перевод и примечания М. Г. Джанашивили, «Записки Кавк. отдела импер. Русского Географич. общества», кн. XXIV, вып. 5, Тифлис, 1904.
4. Г р и ч у к В. П. и З а к л и н с к а я Е. Д., Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии, Москва, 1948.
5. Г р о м о в В. Н., Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит), «Труды Ин-та геологич. наук», вып. 64, сер. геол. № 17, АН СССР, 1948.
6. К а з а х и ш в и л и Т. Г., Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива, Материалы по петрографии Грузинской ССР, (Труды Груз. Гос. Геол. упр., вып. 5), Тбилиси, 1941.
7. К у з ь м и н С. А., Основные лазы Палкиского плато, АН СССР, Совет по изучению производительных сил и Петрографический институт им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Серия закавказская, вып. 20, Мат. по геол. и петрогр. ССР Грузии, III—Триалетск. хребет (бассейны рек Алагетки, Кавтуры, Хекордузлы) АН СССР, М.—Л., 1936.
8. К у ф т и н Б. А., Археологические раскопки в Триалети, Тбилиси, 1941.
9. М а р у а ш в и л и Л. И., К геоморфологии Цалкинской котловины в Южной Грузии, (на грузинском языке), Труды Кутаисского Гос. педагогич. института, VI, Кутаиси, 1946.
10. П о т а п о в А., Передисторичный Кавказ. «Східний Світ», № 2, Харьков, 1928.
11. Т а к а н ш в и л и Е. С., Археологические экскурсии, разыскания и заметки, Вып. IV, Тифлис, 1913.



# Схема Палео-Храмы



Условные обозначения



Новейшие лава



Направление Палео-Храмы

12. Географический обзор. № 1. Ф. VI

Общегосударственный архив Грузии. № 177

ს ა რ ო ბ რ — О Г Л А В Л Е Н И Е

1. ლ. ი. მარუაშვილი—Геоморфологический очерк Гомборского или Кахетинского хребта в Восточной Грузии . . . . .	5
2. ნ. ე. ასთახოვ — Опыт геоморфологической характеристики бассейна верхнего течения р. Иори (Восточная Грузия) в связи с неотектоническими процессами . . . . .	25
3. <u>Б. А. Клопотовский</u> — Геоморфология и палеогеография центральной части Аджаро-Триалетской горной области . . . . .	37
4. ნ. ე. ასთახოვ — О поверхностях выравнивания на Триалетских горах (Восточная Грузия) и их связи с историей формирования долины р. Куры . . . . .	75
5. ლ. ი. მარუაშვილი — Псевдоморена у Цебельды . . . . .	87
6. დ. წყნეთელი—თუშეთის თანამედროვე ყინვარები, ჰელი გაყინვარების ნიშნები და მდინარეული ტერასები . . . . .	103
7. ლ. ა. ვლადიმეროვი — Исследование закономерностей минимального стока в горных областях . . . . .	133
8. ლ. ა. ვლადიმეროვი — О влиянии карстовых вод на режим стока рек южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Западной Грузии . . . . .	151
9. <u>Б. А. Клопотовский</u> — К географии и истории почвенного покрова Цалкинской нагорной котловины . . . . .	155
10. ლ. ი. მარუაშვილი—Обсидиановая галька Клдзისского ущелья (Южная Грузия), как палеогеографический памятник . . . . .	167



დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის  
სარედ.-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით

\*

გამომცემლობის რედაქტორი შ. პ ა ა ტ ა შ ვ ი ლ ი  
კორექტორი ლ. გ ო რ დ ე ლ ა ძ ე  
ტიქრედაქტორი ა. თ ო ლ უ ა

გადაეცა წარმოებას 14.4.1955; ანაწყოების ზომა  $7 \times 12$ ; ხელმოწერილია  
დასაბეჭდად 22.11.1955; ქალაქის ზომა  $70 \times 108/16$ ;  
ქალაქის ფურცელი 5,56; საბეჭდი ფურცელი 15,2; სააგტორო  
ფურცელი 14,38; სააღრიცხვო-საგამომცემლო ფურცელი 14,71.  
შეკვეთა 769; უე 07645; ტირაჟი 500  
ფასი 12 მან. 30 კაპ.

---

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა  
თბილისი, ა. წერეთლის ქ. 3/5.