

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы И Н С Т И Т У Т А Г Е О Г Р А Ф И И

LXXIV

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СССР

18

ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ
АЗЕРБАЙДЖАНА И АРМЕНИИ



1958

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ

LXXIV

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СССР

18

ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ
АЗЕРБАЙДЖАНА И АРМЕНИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА—1958



67681
18949

1950 ИУАН КИЛДЖИ

ИЗДАНИЕ

1950

ИЗДАТЕЛЬСТВО

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор географических наук

Н. В. Думитрашко

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий выпуск «Материалов по геоморфологии и палеогеографии СССР» вошли некоторые работы, написанные по материалам экспедиций Института географии АН СССР, работавших по изучению рельефа Армении и Азербайджана, а также по выявлению форм новейшей тектоники и их связи с сейсмичностью.

Для этих целей большое значение имеют вопросы геоморфологического районирования; поэтому в сборнике значительное место занимают статьи, касающиеся основных особенностей рельефа и геоморфологического районирования Армении, бассейна оз. Севан и северо-восточного склона азербайджанской части Большого Кавказа.

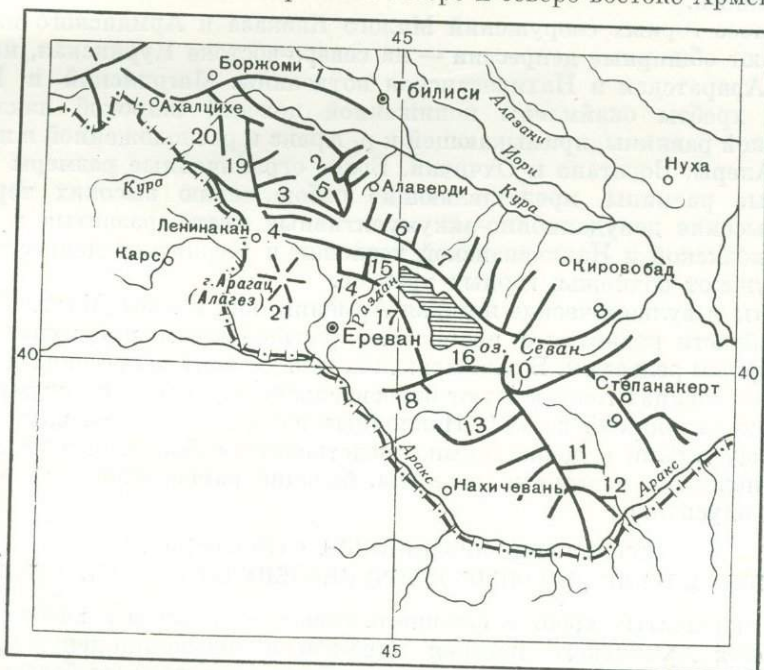
Не менее важна в теоретическом и практическом отношениях характеристика рельефа поверхностей выравнивания, являющихся наиболее удобными районами сельскохозяйственного освоения в горных местностях. Изучение деформаций поверхностей выравнивания дает ряд ценных указаний для выявления новейших тектонических структур, в связи с чем поверхностям выравнивания юго-восточной части Большого Кавказа посвящена в настоящем сборнике особая статья. Наконец, две последние работы сборника касаются геоморфологической роли снежников в вулканических районах и характеристики оползневых рельефа северного склона Большого Кавказа, где оползневые явления широко развиты и приносят ущерб хозяйству района.

В целом сборник знакомит читателя с рядом основных вопросов геоморфологии горных стран на примере рассмотренных районов Армении и северо-восточного Азербайджана.

Н. В. ДУМИТРАШКО

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА
И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АРМЕНИИ**

Армянская ССР занимает юго-восточную часть Малого Кавказа и Армянское вулканическое нагорье. На севере и северо-востоке Армении про-



Фиг. 1. Орографическая схема Малого Кавказа и Армянского нагорья

Малый Кавказ: 1 — Алжаро-Триалетский хр.; 2 — Сомхетский хр.; 3 — Базумский хр.; 4 — Памбакский хр.; 5 — Халабский хр.; 6 — Мургузский хр.; 7 — Шахдагский хр.; 8 — хр. Муров-Даг; 9 — Карабахский хр.; 10 — Зангезурский хр.; 11 — Баргушатский хр.; 12 — Мегринский хр.; 13 — Даралагесский хр.; 14 — Мисханский хр.; 15 — Шахуняцкий хр. Армянское нагорье: 16 — Варденисское нагорье; 17 — Гегамское нагорье; 18 — Урцекский хр.; 19 — Мокрые горы; 20 — Абул-Самсарский хр.; 21 — Арагац

ходят среднегорные лесистые складчатые хребты Малого Кавказа (Сомхетский, Базумский, Шахдагский, Муров-Даг), интенсивно расчлененные глубокими, крутосклонными поперечными долинами (фиг. 1). Они окаймляют область Армянского вулканического нагорья, сложенного мощными

лавовыми покровами. Лавы образуют обширные вулканические плато, над которыми поднимаются щитовидные вулканические массивы, имеющие в плане эллиптическую форму. Массивы отличаются среднегорным характером, за исключением Арагаца (Алагеза), привершинная зона которого имеет высокогорный облик. В юго-восточной части Армении к области вулканического рельефа относятся западные склоны Карабахского нагорья, большая часть которого расположена в Азербайджанской ССР.

Для области вулканических нагорий характерны полная безлесность, степные ландшафты и флора нагорных ксерофитов в связи с аридным, резко континентальным климатом. Последний обусловлен тем, что система хребтов Малого Кавказа изолирует Армянское вулканическое нагорье от влажных воздушных масс, поступающих с Черного и Каспийского морей.

В южной части Армении проходит полоса складчатых хребтов — Айодзорского, Урцского, Даралагезского, Баргушатского, Зангезурского (Конгуро-Алангезского) и Мегринского. Огражденные с севера высокими горными сооружениями, они находятся в условиях аридного, континентального климата, почти лишены лесной растительности и покрыты нагорными степями.

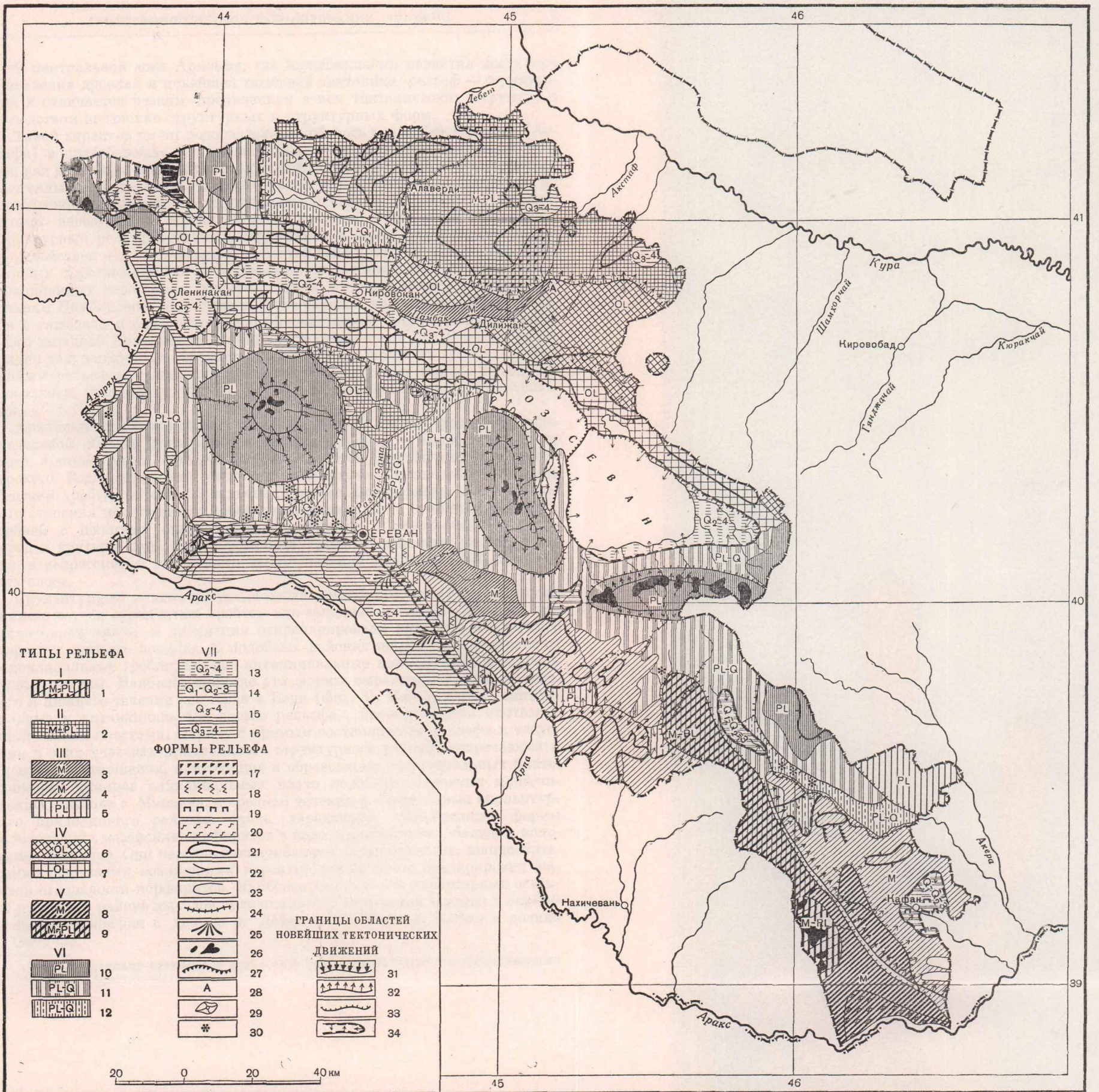
К полосе горных сооружений Малого Кавказа и Армянского нагорья примыкают обширные депрессии — на северо-востоке Куринская, на юго-востоке Араратская и Нахичеванская котловины. Мегринский и Баргушатский хребты окаймлены пониженной полосой широкой наклонной Агеринской равнины, примыкающей к р. Араке и расположенной в низовьях рек Агеры, Воротана и Охчичай. Более ограниченные размеры имеют наклонные равнины, представляющие собою серию высоких террас, а также высокие денудационно-аккумулятивные плато, развитые в пределах Араксинской и Нахичеванской котловин и Куринской депрессии, где они окружают подножья горных хребтов.

Хребты и вулканические нагорья Армении, как и всего Малого Кавказа, это области поднятия с интенсивно расчлененным, преимущественно среднегорным рельефом. В окаймляющих горную зону депрессиях и в межгорных котловинах господствуют относительное опускание и аккумуляция, создавшие равнинный рельеф. Наклонные равнины и плато, расположенные между горами и депрессиями, представляют собой втянутые в современное поднятие подгорные равнины, бывшие ранее областями аккумуляции и опускания.

СТРУКТУРНО-ЭРОЗИОННЫЕ, СТРУКТУРНЫЕ, НИВАЛЬНО-ЛЕДНИКОВЫЕ И АРИДНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ГОРЫ

Для складчатых хребтов внешнего, северо-восточного и юго-западного обрамления Армянского нагорья характерен эрозионно-денудационный рельеф, развившийся в условиях складчатых, складчато-глыбовых структур (фиг. 2). В процессе длительной денудации, делившейся на ряд фаз, эти структуры были в значительной степени срезаны. Вследствие этого водораздельные части хребтов Армении приобрели аструктурный рельеф, с пассивным отражением в нем тектонических форм, выработанный в условиях длительной планации. Они сглажены и представляют собой высоко поднятые нагорные равнины — поверхности выравнивания — с волнистым, пологохолмистым и увалистым рельефом. Однако в районах, густо пересеченных поперечными долинами, этот древний рельеф резко изрезан и имеет облик глубоко и густо расчлененного среднегорья.

В наиболее приподнятых участках, поднимающихся выше снеговой границы, в связи с развитием вечных снегов и следов современного и древнего оледенения, рельеф приобретает черты нивально-ледникового.



Фиг. 2. Геоморфологическая карта Малого Кавказа и Армянского нагорья

Типы рельефа

Структурно-эрозионные горы (с пассивным отражением тектоники в рельефе): I. Нивально-ледниковые горы: 1 — высокие, резко расчлененные горы с глыбовыми структурами. II. Эрозионно-денудационные горы; 2 — расчлененные среднегорья со складчатыми структурами и разломами. III. Аридно-денудационные горы; 3 — резко расчлененные среднегорья со складчатыми структурами и разломами; 4 — расчлененные среднегорья со складчатыми структурами и разломами; 5 — плато и расчлененные предгорья с моноклиальными структурами. Структурные горы (с активным, прямым отражением тектоники в рельефе): IV. Эрозионно-структурные горы; 6 — резко рас-

члененные среднегорья с глыбовыми структурами; 7 — расчлененные среднегорья с глыбовыми и складчато-глыбовыми структурами. V. Аридно-денудационные структурные горы; 8 — резко расчлененные среднегорья с глыбовыми структурами; 9 — расчлененные среднегорья со складчато-глыбовыми структурами. VI. Вулканические горы и равнины: 10 — высокогорные и среднегорные щитовидные вулканические массивы; 11 — среднегорные и предгорные лавовые плато; 12 — лавовые равнины. VII. Аккумулятивные равнины: 13 — озерные; 14 — озерноледниковые; 15 — аллювиальные; 16 — аллювиально-пролювиальные.

Формы рельефа

17 — скульптурные бронированные формы расчленения; 18 — бедленды; 19 — расчлененные террасированные предгорья; 20 — останцы; 21 — расчлененные поверхности выравнивания; 22 — V-образные узкие долины; 23 — ячикообразные долины; 24 — каньоны и ущелья; 25 — аллювиально-пролювиальные конусы выноса; 26 — кары и трюги; 27 — тектонические углубления; 28 — антицедентные долины (выраженные в

рельефе); 29 — стратовулканы; 30 — шлаковые конусы
Границы областей новейших тектонических движений
31 — интенсивных сводовых поднятий; 32 — наиболее интенсивных поднятий центральной части свода; 33 — интенсивных дифференциальных (локальных) глыбовых поднятий; 34 — относительных опусканий.

Примечания: 1. В пределах контура к востоку от Кировакана с условным обозначением III₂ — расчлененные среднегорья со складчатыми структурами и разломами. 2. В пределах контура в районе Кафана — холмистые и террасированные предгорья со складчатыми структурами. 3. В пределах контура к югу от горы Арагац с условным обозначением IV₁ — бугристые и грядовлаговые плато.

В центральной зоне Армении, где максимального развития достигают проявления древней и новейшей глыбовой тектоники, рельеф — структурный и отличается резким проявлением в нем тектонических структур и господством эрозионно-структурных и структурных форм.

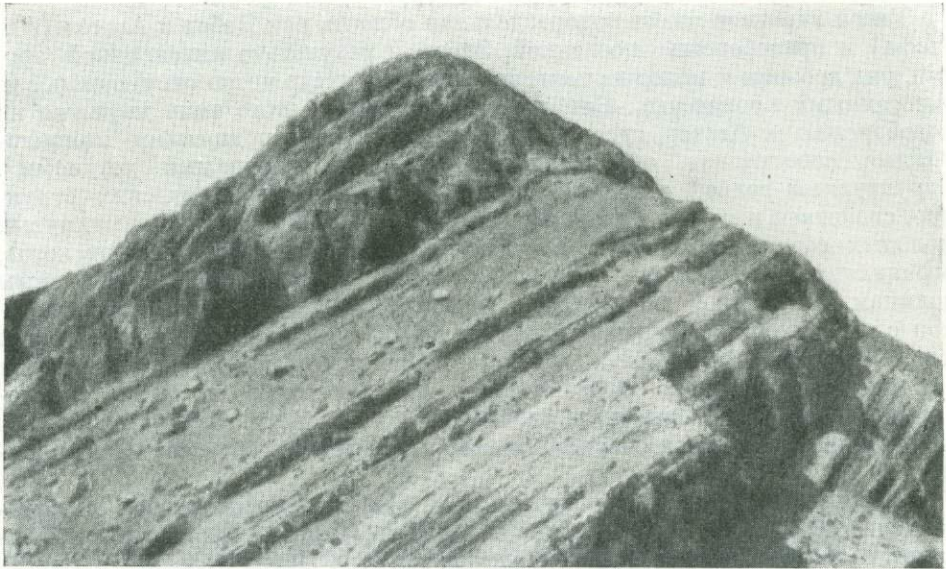
Такой характер имеет водораздельная область рек Дебет и Агстев (Акстафа) и правобережье последней. Здесь, в результате интенсивной эрозии, ряд древних и молодых тектонических структур четко отпрепарирован экзогенными процессами. Наиболее четко рельеф этого типа выражен на левобережье р. Агстев, где он представлен высоко поднятыми моноклиналиями известняков, ограниченными резкими куэстовыми уступами¹. Структурный рельеф с прямым отражением в нем тектонических структур, свойствен и прилегающей к р. Агстев зоне почти широтно вытянутых молодых горстовых хребтов Халабского и Мургузского (Миапорского), ограниченных разломами сбросового типа и прилегающих к широтным долинам Памбакской на западе и Терсачайской на востоке. Часть районов с глыбовой и складчато-глыбовой тектоникой расположена в южной и юго-западной Армении, на границе с Нахичеванской АССР и отличается аридно-денудационным среднегорным расчленением и резко расчлененным рельефом с широким развитием десквации горных пород, образованием останцов и чехлов осыпей, явлениями эолового выветривания.

Аридно-денудационный аструктурный рельеф широко развит в водораздельной области ряда хребтов южной Армении — Ераносского, Урцского, а также вдоль западной окраины хребтов Даралагезского и Зангезурского. Водоразделы эти имеют антиклинальное (Ераносский, частично Урцкий хребты) и моноклинальное строение. Водоразделы моноклинального строения представляют собой серии великолепно отпрепарированных гребней с пологими склонами, совпадающими с плоскостями падения пород и крутыми куэстовыми уступами, ориентированными по направлению к депрессиям и котловинам вкрест падения моноклинально залегающих слоев.

Скульптурный аридно-денудационный рельеф широко развит в придолинных частях складчатых хребтов юго-западной и южной Армении, где интенсивная эрозия и денудация отпрепарировали ряд мелких структур второго и третьего порядка. В подобных районах широко распространены моноклинальные гребни, мелкие антиклинальные возвышенности, скульптурные уступы. Наиболее типично эти формы выражены в долинах среднего и нижнего течения рек Арпа и Веди (фиг. 3). Нередки здесь синклинальные и антиклинальные формы рельефа, бронированные плотными устойчивыми пластами. Наряду с прямым соотношением рельефа и тектоники в этих участках придолинного структурного рельефа встречаются и обратные соотношения, приводящие к образованию синклинальных плато. Примеры останцов синклинальных плато подобного строения многочисленны в районе г. Микояна, в среднем течении р. Арпа. Среди скульптурного придолинного рельефа очень характерны своеобразные формы выветривания мезойских порфиров в виде серии пирамид, башен и конических останцов. Они нередко заканчиваются закругленными, шапкообразными вершинками, возникшими, вероятно, в результате препарировки шаровой отдельности порфиров. Наиболее типично эти характерные останцы развиты в районе выходов вулканогенных отложений мезозоя в окрестностях г. Алаверди в долине р. Дебет и в районе р. Кафан в долине р. Охчичай.

¹ Эти моноклинали возникли в результате расчленения эрозией антиклинальных структур и их фрагментов.

Для скульптурного рельефа южной Армении, особенно для монокли-нальных гряд и гребней свойственно мелкоовражное расчленение типа бедленда. Бедленды широко развиты вдоль склонов Арагатской котловины



Фиг. 3. Скульптурные уступы на поверхности сложно дислоцированных пород в нижнем течении р. Арпы.
Фото Е. А. Нефедевой

к югу от Еревана, вдоль долины р. Арпы (фиг. 4) в районе г. Микояна, а также на склонах террас р. Куры, где расчленению подвергаются не коренные породы, а аллювиальные и аллювиально-пролювиальные аккумулятивные толщи.

Примером эрозионно-денудационного скульптурного рельефа является территория с мелкоостанцовым расчленением вдоль долины р. Мегригет в нижнем течении, где река прорезает Зангезурский кристаллический массив. Останцы имеют различную высоту, коническую и пирамидальную форму, обусловленную системой взаимно перекрещивающихся тектонических трещин, которые прорезают кристаллические породы.

Останцовый рельеф характерен также для области предгорий в междуречье рек Дебет и Агстев, где его происхождение связано с избирательной эрозией и денудацией в плотных трещиноватых мезозойских отложениях.

Вдоль долин, пересекающих складчатые хребты северной и южной Армении, развит крутосклонный, резко изрезанный эрозией рельеф. Он возник в условиях глубокого долинного расчленения поднимающейся горной страны. Долины сопровождаются крутыми скульптурно-эрозионными и денудационными уступами различной высоты, у основания и частично по склонам которых развит плац щебнистых осыпей и пролювиальных шлейфов. Особенностью долинных ландшафтов являются также эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы, расчлененные эрозией и отличающиеся различной степенью сохранности. Лучше всего террасы развиты в устьевых участках рек, где сохранилась обычно наиболее полная их серия.

На склонах долин широко распространены щебнистые и глыбовые россыши (чингилы). Они не имеют непосредственной связи с эрозивно-денудационными уступами. Особенно характерны они для области вершин,

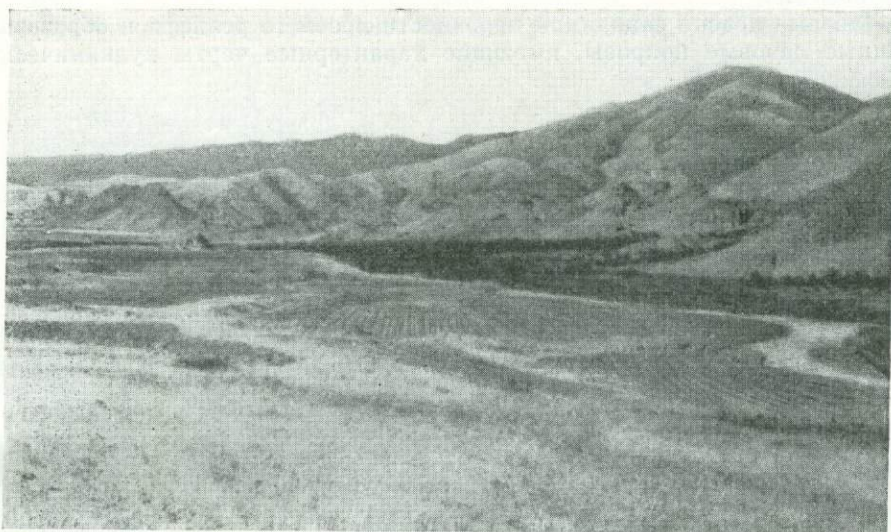


Рис. 4. Рельеф бедленда на левом берегу р. Арпы близ устья р. Селимчай.
Фото Е. А. Нефедьевой

нередко одетых сплошным крупноглыбовым покровом. На склонах вершин и долин, особенно в пределах резко расчлененного среднегорного рельефа, многочисленны скалистые выходы коренных пород различной формы, представляющие собою характерные формы скульптурного рельефа.

На участках склонов долин и речных террас, сложенных глинами, мергелями и глинисто-суглинистым делювием, часто встречаются оползни, достигающие крупных размеров.

Оползневые цирки с бугристой неровной поверхностью спускаются многочисленными ступенями от вершины до подошвы склонов. Среди бугров нередки озера, окруженные тростником и болотной растительностью. Оползни сопровождаются трещинами, отделяющими тело оползня от коренных склонов и разбивающими нередко в различных направлениях оползневые массы. Наиболее крупные оползни развиты в долинах рек Раздан выше Еревана, Ахурян в районах г. Лениакана и с. Бахчалара, в верховьях р. Арпы и на других участках.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГОРЫ И РАВНИНЫ

Вулканический рельеф Армянского нагорья возник в результате трещинных ареальных излияний лав, связанных с возникновением глубоких разломов в осевой зоне и на крыльях антиклинальных структур. В связи с господствующим субмеридиональным направлением разломов, по которым происходили излияния лав, большинство щитовидных массивов (Мокрые горы, Гегамское и Карабахское нагорья) имеет субмеридиональное направление. Вдоль этих разломов многократно изливались основные

лавы андезитового, андезито-базальтового и базальтового характера. Довольно жидкий состав этих лав способствовал их растеканию далеко в стороны. Излияния заканчивались выбросами кислых лав — дацитов, обсидианов и др.

Лавовые потоки заполнили неровности древнего рельефа и образовали мощные лавовые покровы, имеющие характерные черты вулканических



Фиг. 5. Вулканический конус и лавовый поток в районе горы Большой Агдаг.
Фото Е. А. Нефедьевой

плато. Многократные излияния лав вдоль трещин крупным разломом закончились образованием выпуклых щитовидных массивов, которые в результате молодых тектонических движений были высоко подняты над окружающей поверхностью вулканических плато.

Большая часть извержений относится к плиоцену; в это время образовалась основная часть лавовых покровов, подстилающих их мощных туфобрекчий и вулканических щитовидных массивов, насаженных на лавовые поля. Второй крупный цикл извержения лав относится к четвертичному периоду, во время которого образовались крупные лавовые потоки, наполнившие долины, и мощные выбросы туфов, привязанных также к понижениям долавого и лавового рельефа.

В течение четвертичного вулканического цикла крупные трещины, обусловившие ареальные извержения плиоценовых лав, частично закрываются и происходят центральные извержения вулканических шлаковых и липаритовых экстрозивных конусов. Для вулканических щитовидных массивов характерна линейная ориентировка насаженных на них вулканических конусов, расположенных вдоль тектонических трещин, по которым в плиоцене извергались лавовые потоки. В центральной привершинной области щитовидных массивов обычно ясно выражен лавовый пьедестал с плоской поверхностью, на которую насажена цепочка четвертичных вулканов (фиг. 5). Крутые склоны пьедестала, сложенного лавами наиболее молодых излияний плиоценового цикла, спускаются к равнинному

привершинному плато. Последнее окружает центральное поднятие и занимает всю водораздельную область щитовидных массивов.

Привершинные плато сменяются на периферии этих массивов ступенчатыми склонами с многочисленными уступами, заваленными мощными россыпями глыбовых лав (фиг. 6). Эти россыпи (чингилы) характерны



Фиг. 6. Лавовые уступы в каньоне р. Абаран у с. Самгасаванк

Фото Е. А. Нефедевой

и для склонов шлаковых конусов и окружающего их пьедестала и представляют собой отчасти продукты физического (морозного) выветривания, отчасти же являются результатом структурных особенностей лав, возникающих в процессе их остывания.

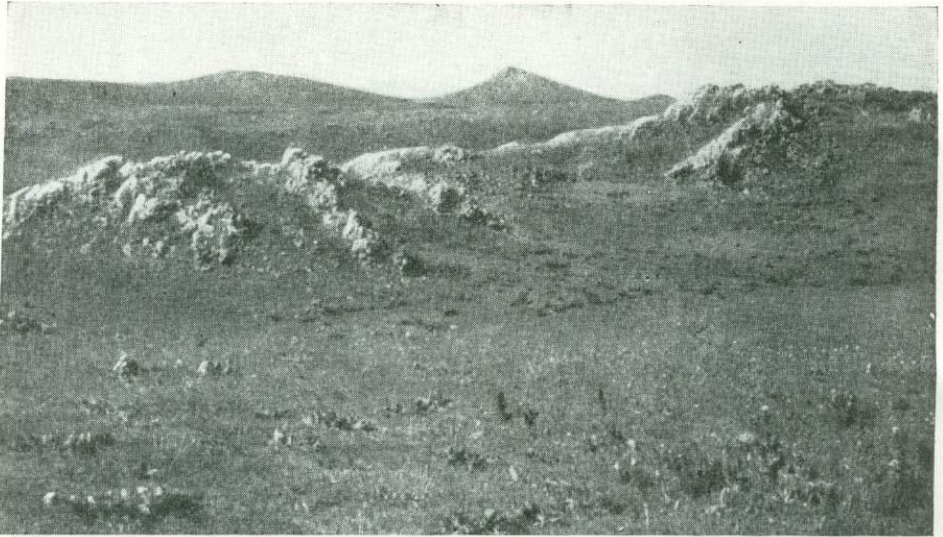
На периферии вулканических нагорий, например Гегамского, Варденисского, Карабахского, Арагаца, встречаются шлаковые конусы, линейно вытянутые вдоль тектонических разломов.

Описанная схема рельефа характерна для большей части вулканических нагорий Армении (Гегамского, Варденисского, Карабахского).

Рельеф Мокрых гор несколько отличается от приведенной схемы слабым развитием шлаковых конусов в центральной зоне, вершины которой представляют собой главным образом эрозионно-вулканические формы рельефа. Совершенно особенное строение имеет вершинная область Арагаца, которая отличается от вулканических построек указанного выше типа отсутствием центрального пьедестала и цепи расположенных в его центре шлаковых конусов. Привершинное плато Арагаца, над которым поднимается ряд эрозионно-вулканических кряжей, заканчивается в вершинной зоне единым мощным четвертичным стратовулканом, наложенным на щитовидный массив¹. Остатки этого вулкана типа Везувия, расчлененные

¹ Вопрос о вулканической природе вершин Арагаца является дискуссионным. По К. Н. Паффенгольцу (1931), он представляет собой брахиантиклиналь, а не вулкан, по С. П. Бальяну (1949), — кальдеру взрыва. По нашим данным, подтверждаю-

эрозией и последующим оледенением, образуют четыре зубчатые вершины Арагаца. Для периферии Арагаца в области его вулканических плато весьма характерны шлаковые конусы паразитических вулканов, расположенных вдоль концентрических кольцевых трещин, связанных с разломами, сопровождавшими поднятие Арагаца.



Фиг. 7. Бугристая поверхность лавового потока с россыпями базальтовых глыб.

Фото Е. А. Нефедьевой

Вторым стратовулканом Армении, хотя и значительно меньшим по своим размерам, чем Арагац, является вулкан Араилер (Карны-Ярых), расположенный к востоку от Арагаца в северной части Егвардского плато. По своей форме и периклинальному залеганию лав он является типичным слоистым вулканом. Остатки кратера, частично уничтоженные эрозией, ясно видны в вершинной области Араилера. На склонах его имеются многочисленные прекрасно сохранившиеся барранкосы, характерные для ряда вулканов центрального типа¹.

К вулканическим аппаратам центрального типа относятся многочисленные шлаковые конусы, характерные для всех щитовидных вулканических массивов Армянского нагорья. Часть из них, как уже указано выше, расположена в центральной вершинной зоне. Другие линейно вытянуты по периферии этих вулканических построек или в области обрамляющих их вулканических плато и являются паразитическими.

Более молодые шлаковые конусы до сих пор сохранили в своей вершинной зоне остатки кратеров; таковы вершины Далик-Тапа, Магманган, Кетан-Даг и другие (Габриелян и Бальян, 1952). Особенно характерны шлаковые конусы подобного типа для Гегамского нагорья. Кратеры некоторых конусов заполнены здесь водой и представляют собой типичные кратерные озера (Нефедьева, 1950). На стенках кратеров и их склонах

щим ряд предыдущих исследований, Арагац — стратовулкан, что доказывается характером залегания лав на его вершине и наличием размытого кратера.

¹ Вопрос о генезисе Араилера также является дискуссионным. Имеющиеся фактические данные подтверждают принадлежность его к слоистым вулканам.

нередко сохранились продукты свежих вулканических выбросов в виде вулканических бомб и лапиллей (Габриелян и Бальян, 1952). Более мелкие шлаковые конусы подверглись эрозии и денудации и утратили типичные формы кратеров в области вершины (Большой и Малый Спитаксар,



Фиг. 8. Формы выветривания андезитобазальтов в долине р. Башкенды джур (ячейки, пустоты и пещеры).

Фото Е. А. Нефедьевой

Атис, Большой и Малый Артени и другие). Формы вулканических аппаратов зависят не только от длительности и интенсивности процессов эрозии и денудации, но также и от вязкости лав. Лавы основного типа в большинстве случаев слагают хорошо выраженные конусы с хорошо сохранившимися углублениями (кратерами) в центре. Кислые лавы (обсидианы, липариты) образуют безкратерные аппараты, являющиеся экструзивными конусами. Типичными примерами их служат Артени и Атис (Габриелян и Бальян, 1952). Шлаковые конусы распространены значительно больше липаритовых и обсидиановых.

Вулканические плато, окружающие щитовидные лавовые массивы, имеют частью волнистый и волнистоувалистый, частью бугристый и бугристо-грядовый рельеф (фиг. 7). Последний наиболее характерен для молодых лавовых покровов, особенно послеледниковых. Он связан со структурными особенностями застывающих лав, разбивавшихся в процессе охлаждения на беспорядочно нагроможденные глыбы, которые создают гряды и конические бугры различной высоты и формы, разделенные западинами и ложбинами. Часть этих бугров представляет собой конусы лавовых набуханий и газового прорыва типа «гарнитос» (Бальян, 1953а).

Последние частично вторичного происхождения и связаны с явлениями выщелачивания вдоль трещин и пустот в базальтах. Для поверхности и особенно для склонов плато характерны многочисленные уступы, заваленные глыбовыми нагромождениями лав. Происхождение их отчасти связано с неровностями долавого рельефа, отчасти со ступенеобразными краями перекрывающих друг друга лавовых потоков и со структурными особенностями застывания лав.

Четвертичные лавовые потоки, заполняющие долины, создают вдоль долинных понижений равнинный рельеф лавовых террас. Образование их связано, с одной стороны, с чередованием циклов эрозии в сформировавшихся речных долинах, с другой стороны, они обусловлены налеганием друг на друга серии лавовых потоков и последующей препарировкой их краев эрозией и денудацией, ведущей к образованию скульптурных уступов. В долинных лавовых потоках встречаются столчатая отдельность базальтов и различные пустоты, многочисленные в склонах каньонов, прорезающих потоки лав (фиг. 8).

АККУМУЛЯТИВНЫЕ РАВИНЫ

Для депрессий, окружающих на северо-востоке и юго-западе горные сооружения Армении, характерен рельеф аккумулятивных террасовых равнин. В Куринской депрессии развита довольно полная серия низких и средних террас, в Араратской котловине по Араксу распространены низкие террасы, среди которых преобладает наиболее низкая первая надпойменная терраса. Поверхности террас в этих депрессиях имеют слабый, но ясный уклон к рекам Куру и Араксу. Вдоль основания гор на поверхности террас накладываются делювиально-пролювиальные шлейфы, а в тех местах, где в депрессии выходят долины боковых притоков Куры и Аракса, образуются конусы выноса, особенно ярко выраженные в Араратской котловине по р. Араксу. Поверхности аллювиальных террас постепенно переходят в поверхности конусов выноса. Это явление особенно заметно в пределах Араратской котловины, вследствие чего ясные границы между террасами отсутствуют. В прирусловой части низкая первая надпойменная терраса вдоль р. Аракса повышается. Благодаря этому между полосой предгорных шлейфов и конусов выноса, расположенной у подножья Урцского хребта, и приречной зоной низкой первой террасы в южной части Араратской котловины имеется продольное понижение — так называемая Араздаянская степь. Ввиду плоского рельефа и отсутствия дренажа, воды атмосферных осадков и подземные воды не находят выхода и застаиваются, что обуславливает заболачивание этой степи, несмотря на аридные климатические условия. Питание подземными водами Араздаянской степи происходит из конусов выноса, окружающих предгорья Урцского хребта, и из приречной полосы первой надпойменной террасы.

Локальное заболачивание встречается и в пределах других понижений линейного характера, расположенных в центральной и северной частях Араратской котловины. Оно приурочено к староречьям — карасу, частично занятым водой на отдельных плесах.

В Куринской депрессии явления заболачивания отсутствуют. Она хорошо дренируется руслами боковых притоков и состоит из серии террас. Из них наиболее широко развиты третья и четвертая надпойменные террасы. Они имеют ясный уклон по направлению от периферии горной страны к долине Куры в связи с явлениями поднятия в горной области, а также в связи с широким развитием пролювиальных и аллювиально-пролювиальных выносов.

В основании склонов Урцского хребта в Араратской котловине над полосой этих выносов высоко поднимаются предгорные плато, покрытые древними конгломератами и представляющие собой втянутые в подытие древние аллювиально-пролювиальные террасы Араратской котловины. Такой же характер имеет и так называемая советашенская терраса, покрытая мощными галечниками и примыкающая к долине ручья Шорагбюр юго-западнее Еревана, а далее поднимающаяся к подножию хребта Кара-Кая у с. Вохчаберд. Так как в эти древние террасовые уровни в районе р. Шорагбюр врезаны наиболее высокие террасы, а сами эти уровни имеют характер моноклиальных плато, не связанных непосредственно с современной гидрографической сетью, правильнее отнести их к денудационно-аккумулятивным поверхностям выравнивания, нижнюю ступень которых они представляют.

СВОДОВАЯ СТРУКТУРА СОВРЕМЕННОГО ПОДНЯТИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Распределение высот в Армении и на всем Малом Кавказе показывает, что современное поднятие этой горной области имеет характер сложно построенного свода. Максимальные высоты в пределах Армении совпадают с центральными областями свода и достигают на хребтах Базумском (Бзовдальском), Памбакском, Цахкуняце (Мисханском) 2800—3000 м над ур. м. В области вулканических щитовидных массивов такие же высоты имеют привершинные плато и лавовые пьедесталы шлаковых конусов, которые поднимаются в ряде случаев на высоту свыше 3500 м (Гегамское, Вардениское и Карабахское нагорья). В южной части сводового поднятия Малого Кавказа высоты достигают 2800—3000 м и более в Зангезурском хребте и почти 4000 м в области его вершины — горы Капыджик. К окраинам сводового поднятия наблюдается понижение высот, более значительное в сторону Куринской депрессии. В этом направлении высоты снижаются до 600—800 м. К Араратской котловине Аракса снижение несколько меньше, и высоты достигают вдоль ее края в среднем 1000—1500 м. От Араратской котловины горные сооружения отделены большей частью крутым уступом, совпадающим с флексуобразным изгибом лав или же с резким обрывом куэст (например, Урцкий хребет).

Некоторая асимметрия в распределении высот по периферии горной области Армении объясняется более низким гипсометрическим положением Куринской низменности. Она расположена на абсолютной высоте около 400—500 м, в то время как Араратская котловина имеет отметки 800—900 м. Менее резкий характер уступа горной области к Куринской депрессии по сравнению с высоким уступом ее к Араратской котловине объясняется особенностями тектонического строения — наличием флексуобразного изгиба вдоль Араратской котловины. Значительное долинное расчленение и присутствие серии куринских террас в основании горных склонов придают периферии хребтов Малого Кавказа на границе с Куринской депрессией характер холмистых предгорий, окаймляющих среднегорную область. Предгорья Ераносского, Айоцзорского и Урцского складчатых хребтов, окружающие Араратскую котловину, имеют облик моноклиальных гребней.

Сводовая структура юго-восточной части Малого Кавказа четко видна на ряде гипсометрических поперечных профилей, проведенных в различных его частях, которые охватывают среднюю, центральную и южную Армению. Эта сводовая структура в центральной части осложнена крупной депрессией Севана, Памбакской долины, Амасийской, Гукасянской и Ле-

пинаканской котловин, соответствующей Севано-Курдистанскому мезозойскому прогибу. Продолжением центральной депрессии к юго-востоку являются пенецпленизированное Герюсинское плато и наклонная Акеринская равнина.

Кроме основной центральной депрессии, на северо-западном и юго-восточном склонах юго-восточной части Малого Кавказа имеется серия других депрессий. Они вытянуты линейно (иногда кулисообразно) в общекавказском простирании, параллельно центральной депрессии. На северном склоне к ним относятся Кедабекско-Дашкесназкая, Терсачайская, Чичханская и Степанованская котловины, а на южном — Айнадзорское и Азизбековское плато, Базарчайская, Ангекахотская и Сисянская котловины. Депрессии Айнадзорского и Азизбековского плато заполнены галечниками, а Базарчайская, Ангекахотская и Сисянская котловины — озерными отложениями с диатомитами и представляют собой новообразования, т. е. структуры, наложенные на древнее сводовое поднятие.

Степанованская котловина покрыта молодым лавовым потоком, спустившимся с Мокрых гор и перекрытым флювиогляциальными галечниками. Последние имеются также в Базарчайской и Ангекахотской котловинах, где они перекрывают диатомиты.

Терсачайская и Чичханская котловины представляют собой узкие межгорные впадины, занятые пенецпленизированным низкогорным рельефом.

По абсолютным высотам поверхность выравнивания, срезающая низкотгорья в пределах этих котловин, относится к нижнему уровню регионально развитого пенецпленена (2000—2200 м над ур. м.).

Начиная от Севанской котловины, сводовое поднятие юго-восточной части Малого Кавказа раздваивается на две сводовые структуры — Карабахского и Зангезурского хребтов, протягивающиеся на юго-восток и юго-запад соответственно древним геосинклинальным структурам. Вдоль центральной части юго-западного крыла Малокавказского свода располагается полоса вулканических нагорий.

Возраст извержений на Малом Кавказе колеблется в широких пределах от эоцена до четвертичного времени. Эоценовые эффузии в противоположность плиоценовым и четвертичным не выражены в рельефе и слагают эрозионные хребты (Далидаг, Зангезурский). Асимметричное положение лавовых излияний, расположенных к юго-западу от центральной депрессии, указывает на органическую их связь с последней. Возможно, что депрессия представляет собой область глубинного разлома, выраженного на поверхности синклинальными структурами, осложненными разрывами (Севан). Местами разрывы преобладают, и синклинали превращаются в грабены (Памбакская долина). Разломы окаймляют складчатые сооружения хребтов Памбакского, Базумского, Цахкуняца и Шахдагского и в ряде случаев прекрасно выражены в рельефе. Ими ограничены и более мелкие структуры — хребты Халабский, Мургузский, Терсачайская и Чичханская котловины. Таким образом, разломы четко выражены в рельефе хребтов центральной части свода юго-восточной оконечности Малого Кавказа и придают им складчато-глыбовое строение.

Анализ основных черт рельефа и тектонических структур юго-восточной части Малого Кавказа дает возможность установить унаследованный еще с мезозоя план развития макроформ рельефа этой территории. Центральная депрессия совпадает с Севано-Курдистанским прогибом, существование которого явственно обозначилось с мезозоя. Полоса поднятий Шахдагского, Карабахского хребтов и Муров-Дага, расположенных к северо-востоку от центральной депрессии, а также Мисханского, Зангезурского хребтов и Гегамского нагорья, протягивающихся к юго-западу от нее,

соответствует Сомхето-Карабахской и Мисхано-Зангезурской геоантиклинальным зонам, существующим также с мезозоя (Леонтьев, 1949). Мисхано-Зангезурская геоантиклинальная зона, как указывает Л. Н. Леонтьев, отличалась устойчивой тенденцией к поднятию, начиная с триаса до эоцена и далее в неогене-антропогене. В Сомхето-Карабахской зоне, в Храмском, Локском районах и в Шамхорском антиклинории, поднятия намечаются уже с лейаса (там же).

В верхнем сеномане, по данным Л. Н. Леонтьева (там же), в пределах хребтов Муров-Дага, Карабахского, Агдамского и Мисхано-Зангезурского существовали очаги размыва, откуда носился терригенный материал, образовавший флишеподобные осадки кампана.

Впадины среднего Аракса — Ереванская и Нахичеванская — наследуют заложившийся еще в мелу Еревано-Ордубадский прогиб, мигрировавший в течение мезозоя — третичного времени на юго-запад (там же).

Основные элементы тектонических структур Малого Кавказа в течение мезозоя и начале палеогена несколько изменялись в очертаниях и перекрывались верхнемеловой и палеогеновой трансгрессиями. Однако главная тенденция к поднятию в областях Сомхето-Карабахского и Мисхано-Зангезурского антиклинориев и к опусканием в зонах Севано-Курдистанского и Еревано-Ордубадского прогибов оставалась постоянной. Мезозойский рельеф на Малом Кавказе почти не сохранился. Реликтами этого рельефа могут быть лишь откопанные верхнеюрские кордильеры, хорошо выраженные в рельефе Азербайджана (в верховьях Шамхорчя и бассейна Тертера), а также откопанные поверхности выравнивания Даралагезского хребта и Джульфинского района, врезанные в складчатый палеозой и перекрытые мезозойскими отложениями (В. Е. Хаин, личное сообщение).

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА И ИХ КОМПЛЕКСОВ

Наиболее характерными формами рельефа Армении являются: 1) поверхности выравнивания в водораздельных областях хребтов; 2) террасы в долинах рек и озерных котловинах; 3) сложно построенные речные долины с чередованием древних и молодых участков, обусловленных системой перехватов и 4) формы рельефа, связанные с древним оледенением.

Поверхности выравнивания. Для рельефа Армении характерно присутствие серии поверхностей выравнивания, представляющих собой волнистые расчлененные нагорные равнины с колебаниями относительных высот от 50 до 100—150 м. Основные уровни поверхностей выравнивания имеют абсолютные высоты 3000—3200, 2700—2800, 2000—2500, 1600—1800, 1200—1300 и 700—900 м.

Наиболее низкие поверхности выравнивания (700—1600 м) расположены на периферии горного сооружения юго-восточной части Малого Кавказа, вдоль его северного фронта, где они обрамляют Куринскую низменность и развиты в предгорьях и нижней части гор, а также на юго-западе, вдоль склонов Ереванской и Нахичеванской котловин Аракса (Советашенское, Сарайбулагское, Карабагларское плато) и в пределах Акевинской равнины у южной оконечности Карабахского и Мегринского хребтов.

Эти поверхности большей частью моноклинально изогнуты. В ряде участков наблюдается четкое разделение их на три ступени, высотой в 700—900, 1200 и 1600—1800 м.

Холмистая поверхность высотой 700—900 м, развитая в Азербайджане между Кировабадом и Ханларом, отделяется на юге более резким уступом

от поверхности высотой 1200 м, над которой на склонах хребта Муров-Даг ступенчато поднимаются уровни выравнивания в 1600—1800 и 2000—2500 м. Эти две ступени прекрасно развиты также на южном склоне Муров-Дага к р. Тертеру в районе с. Атерк. На северном склоне Малого Кавказа в ряде районов нижняя поверхность выравнивания моноклиinally изогнута.

На междуречье Агстев-Дебет нижняя поверхность выравнивания плавно поднимается от борта Куринской депрессии, где она имеет абсолютную высоту 400 м, до 800—1000 м и более, а на хребте Чатыр-Даг достигает 2000 м высоты. Южнее, между хребтами Чатыр-Даг и Халабским, резкий и крутой уступ, высотой около 1000 м отделяет ее от уровня выравнивания в 2700—2800 м высоты (К. М. Мкртчян, личное сообщение).

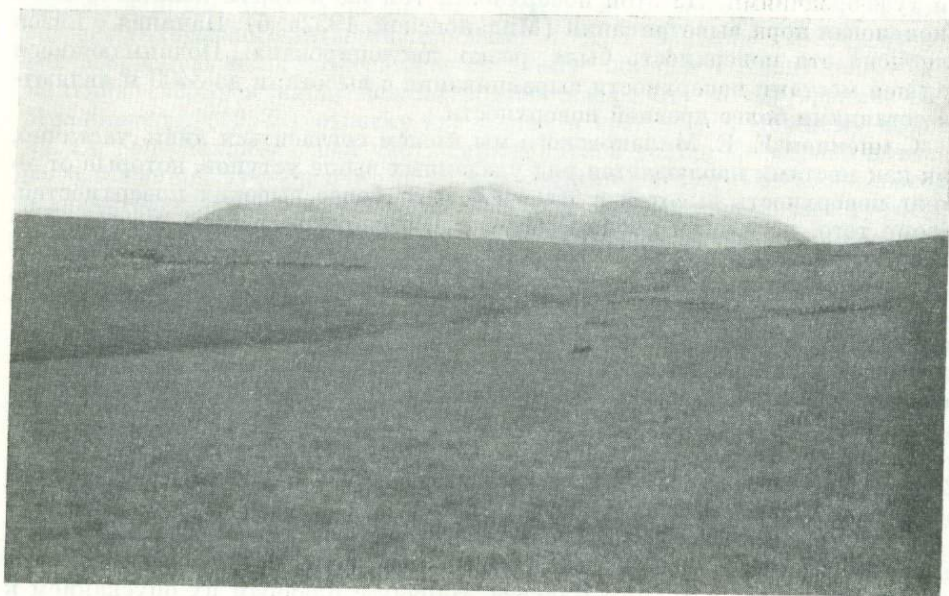
В низовьях р. Геранчая, к юго-востоку от Кировабада, нижняя поверхность выравнивания высотой 700—900 м плавно погружается с юга на север.

На южном склоне Малого Кавказа, вдоль Ереванской и Нахичеванской котловин, уровень высотой 700—900 м плавно поднимается до 1200—1300 м и более. Таким образом, эти уровни здесь ясно дислоцированы и погружаются в сторону котловин Аракса. Вышележащие уровни на склонах Загезурской антиклинали также полого и плавно погружаются к Нахичеванской котловине, начиная от высот 2500 до 1200 м. В Ереванской котловине Аракса и на ряде участков северного склона юго-восточной части Малого Кавказа такого значительного погружения поверхностей выравнивания в сторону депрессий нет. Здесь наблюдаются только их пологие наклоны от центральных частей сводового сооружения Малого Кавказа к его периферии. Разница высот в пределах каждой поверхности выравнивания не превышает 100—200 м.

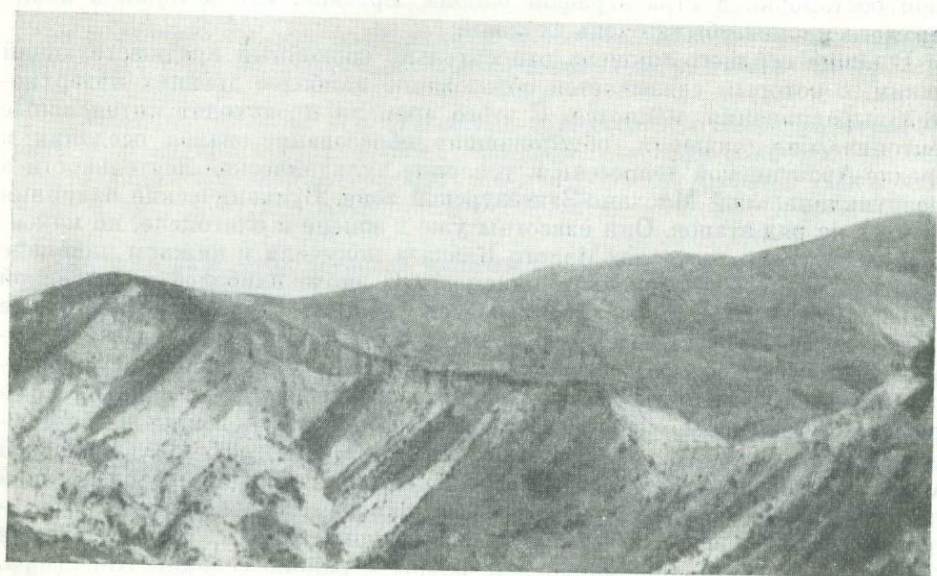
Наряду с этим, в центральных частях Армении и всей юго-восточной части Малого Кавказа наблюдается ступенчатое расположение поверхностей выравнивания, отделенных друг от друга крутыми эрозионными склонами. Наиболее высокие поверхности (3000—3200, 2700—2800 м) распространены в пределах областей вулканических нагорий — Мокрых гор, Арагаца, Гегамского и Карабахского нагорий, на хребтах — Цахкуняце, Памбакском и Базумском (фиг. 9 и 10). Поверхность высотой 2000—2500 м распространена наиболее широко и занимает центральные водораздельные части хребтов юго-восточной части Малого Кавказа. Она является весьма сложной и состоит большей частью из двух уступов (2000—2200 и 2400—2500 м).

В центральных хребтах Армении (Цахкуняц, Памбакский, Шахдагский) наблюдается ясная связь поверхностей выравнивания с направлением древней гидрографической сети.

На северном склоне Малого Кавказа в Шамхорском районе Азербайджана Е. Е. Милановский (1952б) наблюдал вдоль долин рек плавное поднятие нижней поверхности выравнивания в интервале абсолютных высот от 1000 до 1600—1800 м. Далее, по его наблюдениям, эта поверхность поднимается до 2000—2200 м в бассейне оз. Севан, где в районе с. Ахты на ней залегают меотические отложения. Это обстоятельство, а также наличие на северном склоне Малого Кавказа, в Шамхорском районе, пород конкского яруса, залегающих на древней абразионной поверхности, входящей в состав описываемого уровня, дает основание Е. Е. Милановскому относить ее к доверхнемиоценовому времени. По мнению того же автора, эта поверхность трудно реконструируется под лавами, но все же прослеживается местами по положению субстрата вулканогенной толщи, где наличие ее маркируют контакты верхнемиоценовых отложений с плиоценовы-



Фиг. 9. Поверхность уровня выравнивания Гегамского нагорья на высоте 2800 м
в районе горы Большой Агдаг.
Фото Е. А. Нефедьевой



Фиг. 10. Пенепленизированная поверхность Южно-Селимского хр. (на высоте 2800 м)
и молодой врез р. Селимчай.
Фото Е. А. Нефедьевой

ми туфобрекчиями. На этой поверхности тем же автором констатирована миоценовая кора выветривания (Милановской, 1952а, б). Начиная с низов плиоцена эта поверхность была резко дислоцирована. Поднимающиеся над ней местами поверхности выравнивания с высотами до 3400 м являются останцами более древней поверхности.

С мнением Е. Е. Милановского мы можем согласиться лишь частично, так как местами наблюдается ряд указанных выше уступов, которые отделяют поверхность высотой в 700—900 м от более высоких поверхностей. Кроме того, по нашим наблюдениям, в Шамхорском районе, на горе Кабахтапа, конкские отложения не залегают на регионально развитой поверхности выравнивания Малого Кавказа, а срезаются ею. Наконец, в районе с. Ахта поверхность планации, имеющая отметки 2200 м, не покрывается меотическими отложениями, а срезает их. Что же касается поверхности на контакте верхнемиоценовых пород со среднеплиоценовыми туфобрекчиями, то в прилегающем к г. Еревану районе эта поверхность местами является ископаемой. Вместе с тем хорошо выраженная в современном рельефе поверхность выравнивания у с. Вохчаберд срезает на высоте 2000—2200 м верхнюю часть толщи туфобрекчий, а не подстилает ее и, таким образом, является послесреднеплиоценовой.

Таким образом, мы не можем согласиться полностью с представлениями Е. Е. Милановского о характере дислокаций поверхностей выравнивания на северном склоне Малого Кавказа. Наряду с плавным их опусканием к северу, от высот 2000 м и более до 1000 м, наблюдается ряд уступов, которыми они отделены от выше и ниже лежащих поверхностей.

Соображения Е. Е. Милановского о доверхнемиоценовом возрасте этой поверхности лишены основания, что видно из анализа палеогеографической обстановки и стратиграфии района Еревана. Его история в конце верхнего миоцена была очень сложной.

В конце верхнего миоцена относительно спокойный предшествующий режим, с которым связывается образование наиболее древних поверхностей выравнивания, меняется. С этого времени происходят интенсивные тектонические движения, обусловившие образование овалов оседания в Средне-Араксинской депрессии и усиление вулканической деятельности в геосинклинальной Мисхано-Зангезурской зоне. Вулканические излияния делятся на ряд этапов. Они известны уже в эоцене и олигоцене, но максимальный размах для всего Малого Кавказа получили в нижнем плиоцене (меотисе) и особенно среднем плиоцене. К эпохе наиболее интенсивной вулканической деятельности относятся мощные андезито-базальтовые (а местами и более кислые) туфобрекчии и туфы гoderзской свиты в Грузии, вохчабердской свиты в прилегающем к г. Еревану районе, туфобрекчии западной части Даралагезского хребта, а также вулканогенные породы низовий р. Базарчая, перекрывающие майкопские отложения и залегающие на абракунасской олигоценовой толще в пределах Нахичеванской АССР (Леонтьев и Хаин, 1949). Плиоценовый возраст преобладающей части туфобрекчий Ереванской и Нахичеванской котловин ясно устанавливается благодаря их налеганию на верхнесарматские отложения, а также находкам в них нижнеплиоценовой флоры в районе селений Айнадзора, Эльпина, Гортуна и Карахача (Тахтаджян и Габриелиан, 1948).

Из гoderзской свиты И. В. Палибин (1939) описывает комплекс олигоценовых, миоценовых и плиоценовых форм и относит эту свиту к нижнему плиоцену. Г. М. Заридзе (1944) первоначально относил гoderзскую свиту к миоцену, а затем, вместе с И. Ф. Татришвили (Заридзе и Татришвили, 1948), причислил ее к акчагылу. Основанием для этого послужило сопоставление этой свиты с цалкинским лавовым комплексом,

акчагыльский возраст которого установлен этими авторами по фаунистическим данным. М. С. Узнадзе (см. Заридзе и Татришвили, 1948) считает возраст годерзской свиты миоценовым. А. А. Габриелян (1948б) относит вохчабердскую толщу Еревана к среднему плиоцену. Наблюдения С. П. Бальяна (1953) и наши вполне подтверждают эту точку зрения. Е. Е. Милановский (1952а) относит эту толщу к среднему и нижнему плиоцену. Он сопоставляет с ней часть сарыкаинской толщи Севанской котловины, сложенной туфобрекчиями и туфоконгломератами. Гегамское нагорье в значительной степени сложено толщами среднеплиоценовых туфобрекчий, перекрытых впоследствии лавовым комплексом. Они широко распространены на его северном и южном склонах.

Стратиграфия района Еревана позволяет сделать предположение о том, что извержения туфобрекчий и туфоконгломератов Малого Кавказа относятся преимущественно к среднему плиоцену. Мы отвергаем акчагыльский их возраст, устанавливаемый Г. М. Заридзе и И. Ф. Татришвили (1948), так как синхронность цалкинского лавового комплекса с годерзской свитой, на которой основывается вывод этих авторов, не доказана. Наоборот, стратиграфическое положение долеритов цалкинского лавового комплекса вполне соответствует положению долеритовых базальтов Ереванского района. Акчагыльский возраст этих базальтов убедительно доказан А. Т. Асланяном (1949, 1950б), который также проводит параллель между этими долеритами и цалкинскими. В Ереванском же районе базальты залегают на размытой поверхности вохчабердской толщи, являющейся аналогом годерзской толщи. Таким образом, они значительно моложе последней. Принимая акчагыльский возраст покрова долеритовых базальтов и среднеплиоценовый возраст вохчабердской и годерзской свит, мы считаем возможным параллелизовать их с продуктивной толщей Юго-Восточного Кавказа. Начало формирования продуктивной толщи ознаменовалось регрессией и значительными поднятиями, способствовавшими возникновению обширных участков суши с дельтовым и озерным режимом (Вебер, 1941; Хаин, 1950 а).

Правильность этого сопоставления доказывается как стратиграфическим положением продуктивной толщи между понтом и акчагылом, соответствующим положению туфобрекчий центральной Армении, так и наличием в ряде мест в продуктивной толще вулканических пеплов (Вебер, 1941).

Добавим еще, что, по новым данным Е. Е. Милановского (1952а), в отложениях сарыкаинской толщи в туфобрекчиях найдены остракоды, аналогичные остракодам продуктивной толщи Аншеронского п-ова.

А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян (1948) ранее сопоставляли вохчабердскую и годерзскую свиты с продуктивной толщей и акчагылом, а вулканогенные толщи западного Даралагеца (в районе Карабаглара) с нижнеплиоценовой фауной относили к меотису — понту. Таким образом, наши представления о возрасте туфобрекчий центральной части Малого Кавказа очень близки к взглядам названных исследователей.

Наблюдения, произведенные нами и С. П. Бальяном в районе г. Еревана, показали, что вохчабердская толща носит явно пролювиальный характер и представляет собой результат переотложения мощных вулканогенных свит, образованных вулканическими выбросами центральных частей Гегамского нагорья. Крупнообломочный состав свиты, среди которой нередки валуны (до 1—1,5 м в диаметре) и ее значительная мощность (до 500—600 м) указывают на резкие тектонические поднятия. Они охватили всю центральную часть Малого Кавказа и сопровождалась громадными выбросами вулканогенного материала. Благодаря им возникла

сильно расчлененная геоантиклинальная Мисхано-Зангезурская зона, протягивавшаяся в общекавказском направлении с северо-запада на юго-восток. Высота ее значительно превышала современную мощность туфобрекчий, на что указывает значительный размыв, происходивший после образования этой толщи.

В акчагыльское время бурная вулканическая деятельность, сопровождавшая интенсивные тектонические движения (поднятия в геоантиклинальных зонах и погружения в депрессиях) сменились планацией рельефа в связи с замедлением темпа тектонических движений и региональными опусканиями в Каспийской впадине. Последние вызвали широкое развитие наиболее крупной по площади плиоценовой акчагыльской трансгрессии. Ко времени этой трансгрессии относится и образование в основном тех наиболее обширных поверхностей выравнивания, которые охватывают центральные части междуречий Малого Кавказа. Они представляют собой главную систему поверхностей выравнивания в осевых частях Аджаро-Триалетского, Сомхетского, Памбакского, Базумского, Мисханского, Шахдагского, Муров-Дага, Зангезурского и Карабахского хребтов, расположенную преимущественно на отметках 2000—2500 м. Стратиграфическое положение этой поверхности выравнивания, как это правильно показал А. Т. Асланян, весьма точно датируется срезанием ею туфобрекчий вохчабердской толщи в районе селений Вохчаберд и Гегард. Кроме того, она перекрывается в пределах Гегамского нагорья, района г. Еревана и массива Арагац долеритовыми базальтами акчагыльского возраста (Асланян, 1949, 1950б).

Мы не считаем, однако, правильным отнесение долеритовых базальтов к нижнему акчагылу, как это делает А. Т. Асланян. Этому противоречит то обстоятельство, что покрывающие их в долине р. Раздан и на Цалкинском плато озерные отложения содержат фауну верхнеакчагыльского типа (Асланян, 1949; Заридзе и Татришвили, 1948). Поэтому правильнее всего сопоставлять долеритовые базальты со средним акчагылом, а покрываемый ими пенецпен — с нижним акчагылом.

Установленный выше акчагыльский возраст основной поверхности выравнивания Малого Кавказа совпадает с точкой зрения А. Т. Асланяна и отличается от представлений Л. А. Варданиянца (1948б), который относил эту поверхность к ашшеронскому времени. В ашшероне, ввиду значительного размыва, в Армении не было условий для образования крупных поверхностей выравнивания, и поэтому трудно согласиться с ашшеронским возрастом этой обширной поверхности планации. Наша точка зрения ближе к представлениям В. Е. Хаина, который считает эту поверхность предашшеронской.

Как показали последние исследования, глубина размыва, предшествующего отложению базальтов, достигала 400—500 м (Асланян, 1950 а). Это обстоятельство указывает на значительную сложность формирования среднеплиоценового рельефа центральной Армении и Малого Кавказа. Значительные колебания высот описанного пенецпена (от 2000 до 2500—2600 м) не обусловлены последующими деформациями. Наличие в его пределах не менее двух, а местами и трех уступов, соответствующих перегибам топографической поверхности на высотах 2000—2200, 2400, а местами и до 2500—2600 м, привязанных, по-видимому, к древней гидрографической сети (например, в районе массива Маймех, на Памбакском и Мисханском хребтах), указывает на значительный период времени образования этого наиболее обширного на Малом Кавказе пенецпена, пережившего в процессе своего развития ряд циклов эрозии. В областях, свободных от покровов долеритовых базальтов, образование пенецпена могло

продолжаться и в верхнем акчагыле, для которого в Приереванском районе центральной Армении характерен озерный режим с отложением диатомитовых толщ. Таким образом, формирование пенеплена происходило не только в нижнем, но и в верхнем акчагыле (в бассейне р. Раздан, у с. Нурус в районе с. Таджерибек близ Еревана).

Возраст нижних поверхностей выравнивания (700—900, 1200—1300 м) определяется как верхнеплиоценово-нижнечетвертичный (верхний апшерон — баку), поскольку в пределах советашенской террасы они сложены галечниками, перетолженными в процессе размыва среднеплиоценовой вохчабердской толщи и перекрыты долеритовыми базальтами.

На северном склоне юго-восточной части Малого Кавказа в районе Нафталана поверхность выравнивания высотой в 700—900 м срезает акчагыльские отложения и надапшеронские галечники. Таким образом, она также является нижнечетвертичной (бакинской). Возраст других поверхностей выравнивания определить весьма трудно за неимением прямых данных, однако же в ряде мест имеется возможность его установить по некоторым общим соображениям.

Так как возраст наклонных поверхностей выравнивания Советашенского, Сарайбулагского, Киврасского, Азизбековского, и Айнадзорского плато предположительно верхнеплиоценово-нижнечетвертичный (верхний апшерон — баку), а возраст нижней поверхности выравнивания на северном склоне хребтов Сомхето-Карабахской зоны в районах Кировабада, Нафталана и р. Касах нижнечетвертичный, мы считаем возможным отнести к среднему апшерону планацию, которая была связана с разработкой продольных древних речных долин — Памбака, Охчи, Арпы и Воротана. К этому времени относится образование поверхностей выравнивания, высотой 1600—1800 м, развитых главным образом на северном и южном склонах Муров-Дага и Шахдагского хребта (Атеркская котловина в среднем течении р. Тертер и другие), а также Карабахского хребта, где они прекрасно выражены в районах г. Степанокерта и с. Шуши, а также на склонах Баргунатского хребта по водоразделу рек Охчичай и Воротан. Добакинский возраст этой поверхности доказывается налеганием на нее верхнеплиоценовой герюсинской вулканогенной толщи на левом берегу р. Воротан у впадения р. Горисчай (Б. А. Антонов, личное сообщение). Верхнеплиоценовый возраст имеет также поверхность выравнивания, высотой 2000 м, которая срезает на хребте Каракая, близ Еревана, среднеплиоценовые туфобрекчии вохчабердской толщи.

Более высокие поверхности выравнивания (2700—2800 и 3000—3400 м), распространенные в пределах хребтов Памбакского, Цахкуняца, Муров-Дага, относятся, по-видимому, к миоцену и олигоцену. Миоценовый возраст имеет, по всей вероятности, поверхность выравнивания высотой 2000—2500 м в центральной части Даралагезского хребта, так как она врезана в нижнетретичные отложения и расположена выше дислоцированных плиоценовых поверхностей выравнивания, находящихся на его южных склонах. Для Аджаро-Триалетского хребта возраст наиболее высоких поверхностей выравнивания устанавливается как верхнеолигоценый (Кузнецов, 1940). Вместе с тем наиболее высокие поверхности (3000—3400 м) на вулканических нагорьях хребта значительно моложе и датируются верхним плиоценом, поскольку они врезаны в долеритовые базальты, покрывающие на Гегамском нагорье и в Приереванском районе среднеплиоценовые туфобрекчии сарыкаинской и вохчабердской толщ.

В результате дифференциальных движений щитовидных вулканических массивом Мокрых гор, Арагаца, Гегамского и Карабахского нагорий

верхнеплиоценовые поверхности выравнивания подняты до высоты 2800, 3000—3400 м. В то же время на хребтах северо-западной части Малого Кавказа, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, поверхности выравнивания этой высоты имеют более древний, миоценовый, а частично олигоценый возраст.

Таким образом, равновысокие поверхности выравнивания Малого Кавказа являются нередко разновозрастными, хотя в ряде мест, главным образом в пределах осадочно-вулканогенных хребтов, устанавливается серия разновозрастных уровней выравнивания, расположенных друг над другом. Региональное развитие в центральных частях свода имеет поверхность в 2000—2500 м высотой.

К концу плиоцена — началу четвертичного времени относятся, вероятно, наиболее активные дислокации древних (акчагыльской и других) поверхностей выравнивания, которые на склонах Даралагезского и Зангезурского хребтов плавно спускаются более чем на 1000 м по направлению к Нахичеванской котловине (от 2200 до 700—800 м абс. высоты).

По-видимому, к этому времени относится и моноклинальный изгиб древних поверхностей выравнивания, отмеченный Е. Е. Милановским (1952б) на северных склонах хребта Муров-Даг в районе с. Шамхор. Одновременно с этим происходили значительные поднятия акчагыльской поверхности выравнивания на массивах Гегамского и Карабахского нагорий, Мокрых гор, Варденисского хребта и на Абул-Самсарском массиве. Однако амплитуда этих поднятий, обусловленных воздыманием предполагаемого кристаллического субстрата лавовых толщ, несколько неясна. А. Т. Аслаян (1950б) высказывает предположение, что кольцеобразное лавовое привершинное плато Арагаца, расположенное на высоте 2700—2800 м, представляет собой акчагыльский пенеПЛен, деформированный молодыми движениями и забронированными лавами. Однако морфологическая структура этого плато сложнее, чем ее схематически описывает А. Т. Аслаян. Над ровной поверхностью плато поднимаются до высоты 3100—3200 м эрозионные кряжи, сложенные лавами (Личков, 1931; Думитрашко, 1950б). Наличие их показывает, что привершинное плато Арагаца не является приподнятой акчагыльской поверхностью выравнивания, забронированной лавами, а образовалось эрозионным путем.

С другой стороны, это плато могло быть результатом накопления вязких лав в привершинной части Арагаца, у подошвы активно действовавшей вершины вулкана. Подобная картина образования 2700—2800-метровой поверхности хорошо видна на Гегамском нагорье (Нефедьева, 1950). Таким образом, нет оснований принимать привершинные плато Арагаца и Гегамского нагорья за приподнятый акчагыльский пенеПЛен, генезис которого здесь еще неясен. Вместе с тем не вызывает сомнений наличие дифференциального поднятия Арагаца, Гегамского нагорья и других массивов Закавказья в конце плиоцена — начале четвертичного времени, способствовавшего деформациям акчагыльского пенеПлена. Неясным остается вопрос о значительном погружении акчагыльского пенеПлена между Арагацем и Карсом, который допускает А. Т. Аслаян (1950б). Этому противоречит то, что возникновение депрессии, существовавшей здесь в бассейнах рек верхнего Аракса и Ахурияна, относится еще к понту, меотису, а может быть даже и к олигоцену, т. е. произошло ранее формирования акчагыльского пенеПлена.

Подводя итог изложенному, следует указать, что поверхности выравнивания юго-восточной части Малого Кавказа возникли в результате длительного прерывистого сводового поднятия этого горного сооружения и осложнения дифференциальными движениями, обуславливающими их

местные деформации. Поверхности выравнивания образовались в периоды замедленных поднятий и пенепленизации рельефа, соответствующие эпохам трансгрессий Каспия, а разделяющие их крутосклонные участки соответствуют эпохам регрессий, вызванным интенсивным поднятием и эрозией. Поднятия большей частью имели унаследованный характер и связаны с основными интрагеоантиклинальными элементами структуры Малого Кавказа, заложившимися еще с мезозоя. Генетически поверхности выравнивания представляют собой области древних подгорных равнин и предгорий, втянутых впоследствии в прерывистое сводовое поднятие. Они сформированы денудацией и эрозией, особенно боковой, имевшей место в периоды замедленных движений, связанных с трансгрессиями. Эта боковая эрозия осуществлялась реками продольного направления, древние долины которых морфологически сохранили связь с поверхностями выравнивания. Подчиненное значение имела абразия вдоль склонов крупных опускающихся депрессий — Куринской, Ереванской и Нахичеванской. Амплитуды и интенсивность опускания этих депрессий различны, вследствие чего приараксинские котловины являются областями относительных поднятий по сравнению с Куринской депрессией.

Террасы и речные долины. Для рек Армении и всей юго-восточной оконечности Малого Кавказа характерна система шести — восьми надпойменных террас. Они имеют довольно постоянные уровни, несмотря на ряд местных деформаций. Относительные высоты их следующие:

I терраса	— 1,5 — 3 м	V терраса	— 60 — 80 м
II »	— 5 — 10 »	VI »	— 100 — 140 »
III »	— 15 — 17 »	VII »	— 190 — 200 »
IV »	{ — 25 — 35 ¹	VIII »	— 240 — 260 »
	{ 40 — 50 »		

Наиболее широко распространены три нижние террасы, являющиеся аккумулятивными. Они сложены галечниками аллювиального и аллювиально-пролювиального происхождения. В разрезах третьих террас встречаются галечники флювиогляциального происхождения. Они наблюдаются на периферии массива Арагаца и Мокрых гор в пределах флювиогляциальных конусов, которыми заканчиваются долины со следами оледенения в верховьях, в некоторых долинах, спускающихся со склонов Гегамского нагорья, несущего следы оледенения, а также в области ряда вершин в верхней части долин рек Воротан и Охчичай, спускающихся с Карабахского нагорья и Конгуро-Алангезского хребта. Так как в нижнем течении р. Абаран третьи террасы покрыты еще флювиогляциальными отложениями последнего вюрмского оледенения, соответствующего хвалынского времени, то возраст их определяется концом этого времени. Более низкие вторая и первая террасы — последниковые и соответствуют новокаспийским террасам побережья Каспийского моря.

Существует, однако, ряд фактов, указывающих на значительную молодость третьих террас рек Малого Кавказа, так как вместе со вторыми и первыми террасами они представляют собой весьма ясно выраженную серию, принадлежащую, несомненно, к единому циклу эрозии. Они сложены обычно галечниками, перекрытыми нередко лавами и туфами, и не содержат озерных отложений, характерных для более древних четвертых и пятых (хазарских и хвалынских) террас.

Галечники низких террас перекрыты суглинками аллювиального, аллювиально-пролювиального и делювиального генезиса.

¹ Высоты двух уступов, которые местами образует эта терраса.

Реже распространены четвертые террасы, частью аккумулятивные, частью эрозионные и докольные с покровом аллювиальных отложений. В аккумулятивном комплексе четвертых террас преобладают галечники среднего размера, покрытые аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и делювиальными суглинками. Среди галечников четвертых террас видную роль играют флювиогляциальные, распространенные в тех же районах, что и флювиогляциальные галечники третьих террас. Соотношение их с моренами максимальной фазы последнего (условно вюрмского¹) оледенения Кавказа, отличающегося большой свежестью форм, показывает, что четвертые террасы по времени образования соответствуют этой фазе, т. е. являются верхнечетвертичными. Это соотношение ясно видно в долине р. Абарана у с. Кучак, где аллювиальные галечники переслаиваются с флювиогляциальными отложениями максимальной фазы последнего оледенения Большого Кавказа, с таянием которого связана хвалынская трансгрессия. Возникновение его было связано с предхвалыньским поднятием, способствовавшим росту гор до уровня снежной границы.

Вюрмский возраст четвертых террас, соответствующий хвалыньскому веку, датируется также присутствием остатков *Elephas primigenius*, описанных К. Н. Паффенгольцем (1946а) в озерных отложениях четвертых террас среднего течения р. Памбак, в районе с. Нальбанд². Ввиду того, что серия четвертых террас довольно точно датируется хвалыньским временем, более высокие пятые террасы мы считаем хазарскими.

Основным фактором, определяющим возраст шестых террас рек Малого Кавказа, является их совпадение с наклонной верхнеплиоценово-нижнечетвертичной (верхнеапшеронско-бакинской) поверхностью выравнивания в пределах Советашенского плато и Нахичеванской котловины. Здесь шестые террасы бассейнов рек Раздана и Аракса врезаны в эту поверхность, в связи с чем возраст их определяется как среднечетвертичный. Поэтому более высоко расположенные седьмые и восьмые террасы (высотой 190—200 и 240—260 м над ур. м.), встреченные на реках Дебет, Агстев и в низовьях рек Акеры и Воротан³, следует считать более древними средне- и нижнечетвертичными (гюргянскими и бакинскими), тем более, что в нижнем течении последних двух рек они врезаны в отложения акеринской свиты апшеронского возраста. Более высокие террасы р. Агстев имеют явно более древний возраст, чем бакинский, и относятся к различным этапам плиоцена. В настоящее время их хронологию установить невозможно, тем более, что часть из них, вероятно, дифференциально приподнята. Некоторые из этих террас образовались еще, очевидно, на берегах пролива, существовавшего вдоль р. Агстев временами в миоцене и плиоцене.

Приведенная параллелизация террас речных долин Армении и юго-восточной части Малого Кавказа с каспийскими трансгрессиями не вполне совпадает с высказанными ранее в литературе мнениями. С. П. Бальян (1953б) указывает, что высокие террасы Нахичеванской котловины следует увязывать с галечниками, залегающими на Армянском нагорье под долеритовыми базальтами, которые он предположительно относит к ачкагылу и апшерону. Он отождествляет с этими галечниками также и галеч-

¹ Ввиду того, что климатические особенности Альп и Кавказа и характер их оледенения в ледниковую эпоху были различны, мы принимаем альпийскую терминологию лишь условно.

² К. М. Мкртчян (личное сообщение), работавший здесь в 1949—1950 гг., относит эти террасы р. Памбак к вюрмскому возрасту.

³ Ранее мы считали, что высокая терраса Воротана относится к хазарскому времени, как и весь уровень поверхности Акеринской равнины (Думитрашко, 1950). В свете новых данных это мнение следует признать неправильным.

никовые отложения перевальных долин, которые, по его мнению, изолированы тектоническими поднятиями и частично погребены долеритовыми лавами в Ереванской котловине.

Галечники расположены в области ряда перевалов (Селимского, Биченагского, Кочбекского) и на поверхности выравнивания акчагыльского возраста на хребте Цахкуняц. По Е. Е. Милановскому (1952а), они имеются также и на Мокрых горах, и в Ленинанском и Ахтинском районах. Следы размыва, относящиеся, очевидно, к ашшерону, сохранились и в современном рельефе в виде перевальных долин Биченагского и Кочбекского перевалов, соединяющих системы рек Арпа, Воротан и Нахичеванчай.

Первоначально мы относили к ашшерону галечники советашенской террасы и наклонных поверхностей выравнивания Айнадзорского, Азизбековского, Сарайбулагского и Киврагского плато, окружающих северо-восточные склоны Ереванской и Нахичеванской котловин вдоль долины р. Аракса, а также северные склоны Даралагезского хребта к долине р. Арпа и наклонные поверхности выравнивания, располагающиеся на высотах в среднем от 700 до 1300 м.

Этот вывод был нами сделан на основании находок верхнеплиоценовой фауны в травертинах Киврагского плато (А. Л. Тахтаджян, личное сообщение) и ввиду явной связи петрографического состава галечников с туфобрекчиями среднего плиоцена, за счет размыва которых они образовались. Е. Е. Милановский (личное сообщение) считает, что эти галечники произошли одновременно с упомянутыми выше галечниками, широко распространенными на водоразделах. Если начало образования этих галечников на Советашенском, Сарайбулагском и Киврагском плато, может быть, и относится к концу верхнего плиоцена — ашшерону, то максимальные их накопления в этих районах и отложение галечников на Айнадзорском и Азизбековском плато имели место, несомненно, позднее, в бакинское время. Это следует из того, что Айнадзорское и Азизбековское плато расположены в котловине значительно ниже Селимского и Кочбекского перевалов, поэтому они не могли образоваться одновременно с галечниками этих перевалов, отложившихся в продольной долине палео-Арпа-Воротана. Если бы в период формирования этих галечников существовали глубокие депрессии Айнадзорского и Азизбековского плато, то не могло бы происходить стока по древней долине палео-Арпа-Воротана на юго-восток; он должен был бы направляться в сторону Айнадзорской и Азизбековской котловин. Так как наличие стока из Севана в систему палео-Арпа-Воротана подтверждается региональным анализом всей палеогеографической обстановки, нельзя согласиться с представлением об одновозрастности галечников Айнадзорского и Азизбековского плато и Селимского и Кочбекского перевалов, тем более, что в галечниках указанных плато имеются валуны до 1,5 м в диаметре, а в галечниках, распространенных на перевалах приереванских плато, валуны не превышают в поперечнике 30—40 см.

Верхним пределом для образования галечников Советашенского плато является верхнебакинское время. Оно устанавливается предмутьерской стоянкой конца бакинского времени, обнаруженной А. П. Демехиным (см. Асланян, 1950 а) в районе с. Арзни на поверхности так называемой арабкирской террасы, являющейся аналогом советашенской.

Начало же отложения галечников в области перевальных долин (Селимского, Кочбекского перевалов) Сарайбулагского и Киврагского плато относится к верхнему плиоцену. Таким образом, общий период отложения галечников охватывает верхний плиоцен и нижнечетвертичное время (от ашшерона до верхнего баку). В предбакинское время в Ереванской котловине происходили крупные опускания, способствовавшие созданию усло-

вий для накопления в предгорной полосе советашенских галечников. Поэтому мы не можем согласиться с мнением о молодом возрасте этой депрессии, высказанным А. И. Асланяном (1950в), который считает, что она образовалась после накопления советашенских галечников, уходящих под ее аллювий. Подобное утверждение противоречит всей сложной и древней истории Ереванской котловины, третичный возраст которой доказан А. А. Габриеляном (1948а).

С нашей точки зрения, неверно сопоставление с советашенскими галечниками диатомовых озерных глин и суглинков Ереванской котловины, Евгардского и Канакирско-Теджрабацкого плато, которые обычно считаются одновозрастными с озерной ленинаканской толщей, содержащей тираспольско-хазарскую фауну (Тахтаджян и Габриелян, 1948; Асланян, 1950б). Эти озерные отложения не могут быть одновозрастными с советашенскими галечниками, как это полагает А. Т. Асланян, так как они прислонены к последним и потому являются более молодыми. Хазарский их возраст устанавливается по фауне из верхней ленинаканской озерной толщи.

Приведенная выше картина стратиграфических сопоставлений галечников перевалов и грубообломочных скоплений Айнадзорского, Азизбековского и Советашенского плато и речных террас показывает, что они представляют собой в целом разновозрастные образования.

Долеритовые базальты являются среднеакчагыльскими. Поэтому залегающие под ними галечники не могут быть одновозрастными с верхнеплиоценовыми, предположительно ашперонскими, наносами перевальных долин. Последние, хотя и нарушены тектонически, не являются одновозрастными с более молодыми айнадзорскими, азизбековскими и советашенскими галечниковыми отложениями и высокими ниже-среднечетвертными террасами Нахичеванской котловины, верхние из которых — гюргянские, а средние — хазарские. Залегающие под долеритовыми базальтами галечники могут быть сопоставлены лишь с поддолеритовой серией Ереванской котловины, где они глубоко погребены.

Приведенная нами схема не увязывается также с представлениями А. Т. Асланяна (1950б) о возрасте средних и нижних террас Приереванского подрайона. Он относит к хазарскому времени четвертую и третью террасы (последняя называется им чербахской) рек Раздан и Шорагбюр в Приереванском районе, основываясь на стратиграфической схеме террас Закавказья, разработанной Л. А. Варданянцем (1948), и параллелизуя их с мингечаурской террасой, содержащей *Didacna surachanica* Andr.

Приведенные выше факты заставляют нас повысить возраст четвертых и третьих террас, тем более что о существовании в прилегающем к Еревану районе пятых террас А. Т. Асланян не упоминает, и, таким образом, в его стратиграфической схеме для них нет места. Точно так же, исходя из изложенного выше, следует повысить и возраст второй террасы р. Раздан (называемой А. Т. Асланяном Джафарапатской), которую А. Т. Асланян совершенно произвольно сопоставляет с хвалынской террасой близ г. Мингечаура, содержащей *Didacna praltigonoides* Andr. По нашим данным, возраст ее новокаспийский¹. По-видимому, несовпадение наших представлений со схемой террас А. Т. Асланяна для района Еревана основано на недоразумении, так как А. Т. Асланян, очевидно, принимает чет-

¹ А. Т. Асланян (1905б) указывает, что эта терраса на 22—25 м погребена под руслом р. Раздан. Признавая факт переуглубления р. Раздан и возможность опусканий, мы в то же время не считаем возможным относить погребенные в долине реки галечники ко второй террасе, так как по своему составу они ничем не отличаются от галечников других террас.

вертую террасу за третью, а пятую за четвертую, упуская из виду существование одной из широко распространенных низких террас. Во время совместной с А. Т. Асланяном экскурсии в районе Ереван — Вагаршапата мы имели возможность убедиться в том, что он считает третьей 25-метровую террасу, которую мы относим к уровню четвертых террас. В таком случае указанные выше разногласия со стратиграфической схемой террас А. Т. Асланяна отпадают.

Вдоль северной периферии Малого Кавказа на ряде рек (Дебет, Агстев и других) видно ясное погружение речных террас в сторону опускающейся Куринской депрессии при одновременном поднятии их к верховьям. Такое же погружение речных террас наблюдается местами и на юго-западном склоне Малого Кавказа к Ереванской котловине (р. Раздан).

Сложно построенные речные долины. На отдельных участках рек при пересечении дифференциально поднимающихся массивов наблюдаются местные деформации террас (например, на г. Охчичай, выше г. Кафана) и антецедентный характер долин, например р. Агстев между городами Иджеваном и Дилижаном, р. Охчичай выше г. Кафана и в пределах Пирчеванской антиклинали, р. Арпы при выходе в Мегринском и Джульфинском ущельях.

Долины рек имеют сложный рисунок, состоят нередко из ряда продольных и поперечных отрезков и являются составными, с чередованием участков более молодых и древних. Наиболее ярким примером древней долины является участок Памбакской продольной долины, расположенной на водоразделе между р. Памбак и верховьями р. Агстев в пределах Центральной депрессии (между селениями Лермонтово и Фиолетово). Она отделена крутым уступом тектонического происхождения от кировоканского участка Памбакской долины. В склоны этого уступа врезана узкая и каньонообразная антецедентная долина одного из правых притоков р. Памбак. Древняя долина соединена молодой поперечной долиной прорыва, совпадающей с верховьями р. Агстев, с расширенным поперечным участком ее среднего течения у г. Дилижана. Такие же поперечные относительно более молодые участки имеются и на других реках, например в верхнем течении р. Ахурян, при пересечении им горных перемычек между котловинами Арца-Геля, Амасийской и Ленинканской, на р. Воротан выше с. Кубатлы, в низовьях рек Терсачай и Чичхан и на р. Арпе.

Другой характерной особенностью долин рек юго-восточной части Малого Кавказа являются глубокие каньоны, которые они образуют в лавах, некогда заполнивших долины на протяжении многих километров. В таких участках долины сужены, лишены террас, склоны их круты, местами отвесны, местами с рядом скульптурных уступов, возникших на поверхности многочисленных лавовых потоков. Высокие террасы совпадают обычно с их поверхностью, а низкие и средние (первые — четвертые) врезаны в них. Наблюдается и залегание лав наиболее молодых потоков на низких террасах, например в нижнем течении р. Раздан около с. Джафарапата.

Формы рельефа, связанные с древним оледенением. В числе наиболее интересных и стратиграфически важных особенностей рельефа хребтов Армянского нагорья и Малого Кавказа находятся следы локального, горнодолинного оледенения, приуроченного к максимально приподнятым вершинам (Мокрых гор, Арагаца, Гегамского и Карабахского нагорий, хребтов Варденисского и Зангезурского). Наряду с карами и трогами для хребтов, сложенных лавами и вулканогенными породами, характерны плоские амфитеатры, так называемые кароиды (Личков, 1931).

Наиболее значительные следы древнего оледенения констатированы на склонах максимальных вершин Армении и всего Малого Кавказа — гор Арагац и Капыджик, однако в пределах привершинного плато Арагаца, по нашим данным, почти совершенно отсутствуют продукты ледниковой аккумуляции и экзарации. Исключением являются ограниченные участки, прилегающие непосредственно к верховьям долины р. Каранлых в привершинном поясе массива, на абсолютной высоте 2700—2800 м, а также в области пониженных склонов привершинного плато у выхода р. Каранлыха на равнину, на абсолютной высоте около 1800 м. Поэтому мы полностью отрицаем наличие следов первого покровного оледенения на Арагаце, указанного А. Л. Рейнгардом (1939а, б). Изолированные валуны на поверхности привершинного плато в районе верховий Каранлыха, а также на поверхности долинного водораздела (сквозная долина) между реками Амгур и Архашан близ оз. Севлич, отложены перемётными долинными ледниками, которые переваливали по древним долинам и седловинам с одного склона на другой. Склоны останцовых хребтов и кряжей, поднимающихся над привершинным плато Арагаца, несут на своей поверхности лишь следы воздействия висячих ледников эмбриональных каров (кариодов, по терминологии Б. Л. Личкова, 1931). Своим происхождением эти хребты связаны в основном с деятельностью эрозии и денудации, предшествовавшей оледенению, а не срезанию выпуклой поверхности массива Арагаца фирновыми ледниками, как это предполагают Б. Л. Личков (1931) и А. Л. Рейнгард (1939а, б).

На основании анализа форм ледниковой экзарации и аккумуляции и характера их сохранности мы приходим к выводу, что в пределах всего массива Арагаца имеются следы лишь одного оледенения карово-долинного типа. Это оледенение делилось на ряд фаз или стадий, лучше всего выраженных в крупнейших долинах рек Даличай и Каранлых (Манташское ущелье), пересекающих массив Арагаца в меридиональном направлении. На южном склоне Арагаца остатки размытой морены максимальной стадии этого оледенения находятся на абсолютной высоте около 2000 м у выхода р. Даличай на равнину близ с. Казнафар. На северном склоне конечные морены этой стадии расположены на периферии горных склонов Арагаца близ с. Гюзал-Дара на абсолютной высоте около 2000 м, а в Манташском ущелье и в долине Кипчагского ущелья — на абсолютной высоте немного ниже 2000 м. В долине р. Гюзал-Дара констатированы следы четырех стадий отступления ледника, в Мантайском ущелье — до шести стадий, а в долине р. Даличай — до восьми стадий, если учитывать современные фирновые морены ледников вершины Арагаца. В нижних частях долин наиболее древние стадии отступления отмечены остатками конечноморенных гряд, число которых в долинах рек Даличай и Каранлых достигает трех. В верхних частях долин следами наиболее молодых стадий отступления ледника являются ригели и расположенные над ними на высотах свыше 3000 м днища каров, заваленные глыбовыми россыпями и щебнево-обломочным материалом осыпания.

В верховьях долины р. Даличай между двумя верхними и средними ригелями расположено обширное расширение, которое было занято озером в один из межстадиальных периодов отступления ледников финальной части оледенения. Такое же озеро существовало в долине р. Каранлых близ выхода ее из горной области Арагаца. Оно было подпруджено моренами третьей (второй постмаксимальной) стадии оледенения, образующими конечноморенный холмистый ландшафт в 1,5—2 км выше выхода р. Каранлыха на равнину. Эти морены почти сливаются с остатками конечных морен второй фазы. В том же районе на склонах долины р. Каранлых нахо-

дятся валуны, принесенные ледником максимальной стадии оледенения. Они покрывают низкие водоразделы реки с соседними ручьями, стекающими со склонов Арагаца в прилегающую равнину. На основании распространения валунов можно оценить мощность ледника р. Караных в 150—180 м.

Флювиогляциальные отложения максимальной стадии оледенения Арагаца в районе его южного склона близ с. Кучак переслаиваются с пемзовепловой озерной толщей, слагающей четвертую террасу р. Касах, и покрываются дацитовыми лавами. Таким образом, максимальная стадия оледенения Арагаца предшествовала его молодым вулканическим излияниям. В районе с. Ошакан туфы, связанные с одной из молодых стадий периферических извержений Арагаца и слагающие третью террасу р. Касах, покрываются флювиогляциальными отложениями р. Амберд.

В районе горы Капыджик, в Зангезурском хребте, следы карово-долинного оледенения, синхронного арагацкому, выражены с исключительной отчетливостью¹. Оледенением были охвачены все долины бассейна верховий р. Охичай, спускающейся с северных склонов горы Капыджика. Кары этого оледенения превращают водораздельные гребни Зангезурского хребта в серию карлингов и зубчатых пиков. Кары располагаются на нескольких уровнях — от 3000—3200 м и выше. Передки лестницы из висячих каров. Долины верховьев притоков р. Охичай, р. Капыджикчай и других рек превращены в трюги. Дно их завалено моренами с валунами и глыбами на поверхности. В долине р. Капыджикчай, в 10 км выше с. Каджаран, на абсолютной высоте около 3000 м наблюдаются скопления рыхлого материала конечной морены третьей фазы отступления ледника Капыджика.

Остатки размытых морен второй фазы оледенения находятся в той же долине на абсолютной высоте около 2200 м в 1,5—2 км выше Каджарана, на склонах левого берега долины. Конечные морены максимальной (первой) фазы оледенения занимали ранее участок долины в районе с. Охи на абсолютной высоте около 2000 м. В настоящий момент они размыты и на их присутствие в прошлом указывают лишь крупные валуны, сгруженные на дне долины и выступающие в ее склонах. Ниже с. Охи валунно-галечниковые отложения ледников максимальной стадии оледенения, обнажающиеся в левом склоне долины, отделены от вышележащих галечников более молодой стадии довольно мощным (4—5 м) слоем тонкозернистых песков и суглинков. К. Н. Паффенгольц (1946а) связывал эти валунно-галечниковые отложения с рисским оледенением. Но, с нашей точки зрения, подобное представление лишено основания, так как все следы оледенения в долине р. Охичай представляют собой единый, тесно увязанный друг с другом комплекс, свидетельствующий о том, что они созданы во время единой ледниковой эпохи, делившейся на ряд фаз.

Несколько южнее, на северном склоне Зангезурского хребта, в верховьях р. Мегригет, следы размытой конечной морены максимальной стадии оледенения располагаются на абсолютной высоте около 2000 м. Ее остатками являются крупные валуны до 1—1,5 м в диаметре, сгруженные в русле и залегающие на склонах долины, где в валунные отложения врезаются две эрозионные террасы 35 и 30 м относительной высоты над урезом реки.

¹ Ввиду того, что оледенению подверглись не только северные склоны Зангезурского хребта, но и его южные склоны, входящие в состав Нахичеванской АССР, для полноты картины оледенения мы описываем его следы не только в границах Армянской ССР, но и в пределах Нахичеванской АССР.

Верховья долины Мегригет представляют собой широкий трог, начинающийся несколькими карами в истоках реки. На дне трога в верховьях расположено довольно большое очень красивое озеро с прозрачной водой изумрудного цвета. Озеро подперто конечной мореной, образующей в долине перемычку высотой около 40 м на абсолютной высоте около 3100 м. Над озером, в склонах правого борта р. Мегригет, на высоте около 3200 м, находится висячий кар с крутым уступом ригеля около 100 м относительной высоты. Примерно в 2—2,5 км от верховий на высоте около 2500 м в конце трогового участка протягивается мощный конечноморенный вал, достигающий высоты 80 м. Выше, на дне долины, располагается сравнительно пологий, но высокий (до 100—120 м относительной высоты) уступ ригеля, вверх от которого долина значительно расширяется. Вероятно, в одну из последних межстадиальных эпох здесь находилось озеро выпахивания, впоследствии спущенное. Таким образом, в верховьях р. Мегригет констатированы следы пяти стадий оледенения, выраженные тремя конечными моренами и двумя ригелями. Возможно, что часть следов оледенения на участке долины от окончания трога до с. Личк уничтожена эрозией.

Б. А. Антонов (личное сообщение) наблюдал следы оледенения на северных склонах Зангезурского хребта, прилегающих к истокам р. Парраги. Южнее в Зангезурском хребте ясно выраженные следы оледенения, по нашим данным, не обнаружены. Климатические особенности этой территории, расположенной почти под 39° с. ш., способствовали почти полному уничтожению следов оледенения на южных склонах Зангезурского хребта. Следы древнего оледенения имеются только в наиболее высоких точках хребта. Сохранившиеся следы оледенения на южных склонах Зангезурского хребта отличаются значительно меньшим масштабом, чем на северных склонах. Возможно, что часть этих следов уничтожена эрозией, протекающей исключительно бурно на южных склонах Зангезурского хребта в связи с близостью базиса эрозии — р. Аракс — и значительными амплитудами относительных высот. На южных склонах гор Демуррыдаг и Джиналдаг, превышающих 3000 м, следы оледенения полностью отсутствуют. Но на возможность существования здесь оледенения в прошлом указывают остатки размытых морен, найденных выше с. Кюлюс в долине р. Шахбузчай, спускающейся с горы Джинал. Довольно многочисленные и крупные валуны до 1—1,5 м в диаметре встречаются здесь на террасе высотой около 75—80 м над урезом р. Шахбузчай. Вероятно, терраса вреза на рекой в размытые морены. В отложениях более низких террас р. Шахбузчая — третьей, высотой около 10—15 м, и четвертой высотой около 20—25 м, встречены довольно мощные (4—5 м) крупные галечники, которые, по-видимому, представляют собой флювиогляциальные отложения одной из последних стадий оледенения.

В верховьях р. Лякотагчай, спускающейся с южного склона горы Демуррыдаг, имеется значительное расширение долины с плоским дном. Этот участок резко отличается от ущелистых участков той же долины, лежащих выше и ниже по течению, с типично эрозионным V-образным профилем. Возможно, что в эпоху оледенения расширение долины было занято ледником, следы которого впоследствии были совершенно уничтожены эрозией.

В северной части Зангезурского хребта, в районе горы Сальвард и к северу от нее, в верховьях рек Торпчай и Биченак, а также южнее, на северо-западных склонах горы Демуррыдаг, следы оледенения явственно выражены, несмотря на понижения абсолютных высот хребта до 2400 м. Довольно хорошая сохранность форм древнего оледенения в этой части

Зангезурского хребта объясняется, вероятно, северной экспозицией склонов, благоприятным направлением ветров, а также уменьшением интенсивности эрозии в связи с отдаленностью от базиса — долины р. Аракс.

Конечные морены максимальной стадии оледенения одного из левых притоков р. Нахичеванчай близ с. Биченаг располагаются на высоте около 2000 м в нижней части обширного цирка, достигающего 1—1,5 км ширины и около 2—2,5 км длины. Дно цирка, расположенное на уровне 2100—2200 м, имеет моренный ландшафт с многочисленными мелкими холмами до 10—15 м высоты. Возможно, что часть холмов представляет собой боковые морены или остатки конечноморенных дуг. Среди холмов сохранились ванны небольших, частично спущенных озер. В верхней части на абсолютной высоте около 2300—2400 м амфитеатр цирка заканчивается двумя уступами ригелей около 80 и 100 м высоты, расположенных друг над другом. Над ригелями, на абсолютных высотах 2300, 2400 и 2500 м, находятся площадки небольших каров, склоны которых сильно изменены эрозией. Днища и склоны каров и ригелей засыпаны плохо окатанными обломками и глыбами пород вулканогенной серии, слагающей амфитеатр. На близких уровнях (около 2300, 2400 и 2600 м над ур. м.) расположены остатки каров, в районе г. Кочбека, сильно измененных денудацией, особенно на склоне к долине р. Терпчай. Над с. Кочбек широкий ледниковый амфитеатр с холмистым моренным рельефом на абсолютной высоте 2000—2200 м достигает около 2 км длины.

Южнее, на северном склоне горы Сальвард, плоские впадины каров расположены выше, на абсолютных высотах в 2880, 2900 и 3000 м. Ниже, на уровне 2400—2800 м, находится широкий амфитеатр древнего ледникового цирка, разделенный четырьмя уступами. Склоны его и плоское дно завалены крупными валунами до 1 м в диаметре. Ледник горы Сальвард в максимальную фазу оледенения продвигался до абсолютной высоты 2100 м; на расстоянии 1 км от с. Сальвард он оставил конечную морену, почти полностью уничтоженную впоследствии эрозией.

Северо-западнее, в районе Даралагезского хребта, в связи с замкнутым положением Даралагезской котловины и бедностью ее осадками, следы оледенения отсутствуют. Они сохранились лишь в районе горы Кюкидаг, в бассейне р. Кюкичай, где Даралагезский хребет соединяется с Зангезурским.

В верховьях р. Кюкичай (р. Зёркельчай), на склоне вершины Кечалдаг, на абсолютной высоте 2800 м, расположен обширный ледниковый цирк, окруженный крутыми склонами, высотой около 200 м. Три ригелями, заваленными глыбами порфиритов и туфобрекчий, дно цирка опускается к другому кару, расположенному ниже, на высоте 2400 м. На дне его находится ледниковое оз. Кёнлы-Гель, подпертое невысокими (около 30 м) моренами. Морены покрыты мощными нагромождениями слабо окатанных валунов порфиритов и туфобрекчий до 2—3 м в диаметре. Они покрывают также ступенчатый склон ригеля до абсолютной высоты около 2200 м. Ригелем заканчивается дно кара, занятого котловиной оз. Кёнлы-Гель. Ледник Зёркельчай продвигался почти до слияния его с р. Кюкичай. На это указывают остатки размытой боковой морены, сохранившиеся выше слияния этих рек на поверхности террасы около 120 м относительной высоты.

Флювиогляциальные отложения этого оледенения, представленные галечниками и валунами до 1,5 м в диаметре, образуют в долине р. Кюкичай ниже с. Кюки ряд террас, высотой около 20—25 м. На склоне горы Зёркельдаг (выше слияния рек Кюкичай и Зёркельчай), на абсолют-

ных высотах около 2100, 2300 и 2900 м, видны остатки сильно разрушенных эрозией и денудацией каров, образующих лестницу.

К востоку от Зангезурского хребта, на Баргушатском хребте, являющемся водоразделом рек Воротан и Охичай, следы оледенения отсутствуют в районе к югу от Сисиана, в бассейне рек Айричай и Сисианчай. Вероятно, они уничтожены здесь эрозией, так как на горе Арамазд, высшей точке Баргушатского хребта, возможны следы значительного древнего оледенения. Возможно, что оледенение развивалось в самых верховьях р. Сисианчай, которая начинается на склонах Зангезурского хребта в районе, прилегающем с севера к горе Демуррыдаг. Большие кары и трогимы наблюдали издали в верхней части склонов горы Хустун, поднимающейся на высоту более 3000 м, на водоразделе рек Охичай и Аракс к югу от г. Кафана.

Оледенение охватило также максимальные точки Варденисского хребта. На склонах этого хребта, на правом берегу р. Айриджи, в ее нижнем течении, мы наблюдали кар на абсолютной высоте около 2400 м. Размытые морены ледника, спускавшегося из этого кара, были нами встречены на абсолютной высоте около 2000 м в 6 км от берега Севана, к югу от с. Мартуни, по дороге на Селимский перевал.

В южной части Гегамского нагорья, на массиве Малый Агдаг, ясные следы оледенения, по наблюдениям Е. А. Нефедевой (1950), выражены конечными моренами и карами. Одна из долин, спускающаяся со склонов Малого Агдага, представляет собой типичный трог. Кары располагаются здесь на абсолютных высотах 3000—3200 м, а морены — на высотах 2750, 2850—2900 и 3000—3100 м. Кроме того, можно предполагать существование размытых впоследствии конечных морен на абсолютной высоте 2650—2700 м; на их присутствие в прошлом указывают боковые морены. Таким образом, на Малом Агдаге констатированы следы пяти стадий оледенений, зафиксированных четырьмя сериями боковых и конечных морен и карами в вершинной области массива.

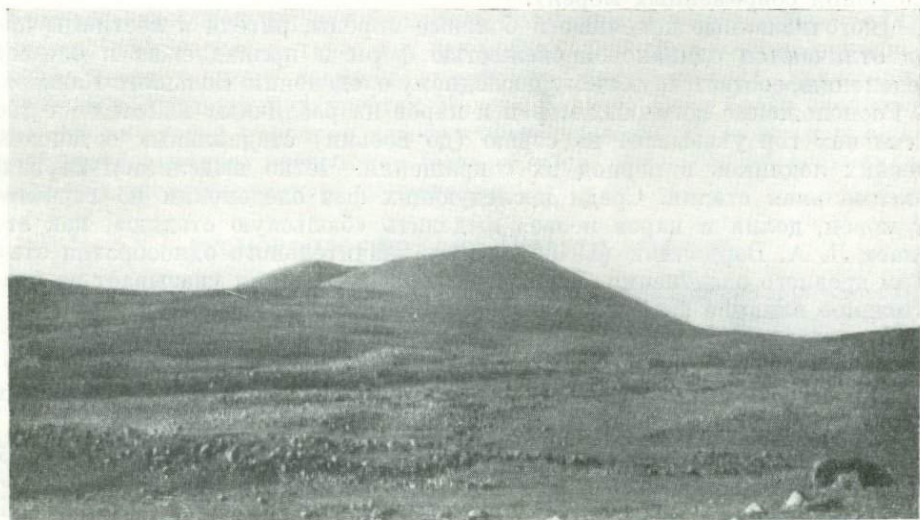
На Большом Агдаге, по нашим наблюдениям, кары выражены с исключительной четкостью, особенно на северном склоне массива, где они расположены лестницей на абсолютных высотах 3200 и 3000 м (фиг. 11). Боковые морены ледника, спускавшегося из кара северного склона, располагаются на абсолютной высоте около 2900 м. В верхнем течении р. Дзорагюх, на высоте около 2800 м. Л. Н. Зограбян (личное сообщение) нашел флювиогляциальные отложения ледника Большого Агдага. На южном склоне кары встречены на высотах 3200 и 3300 м, а конечные морены — на высотах около 2900 и 3100 м. Последняя размытая полоса конечных морен примыкает к шлаковому конусу горы Зиарат, в 8 км от истока р. Кызылчай (фиг. 12). Обе конечноморенные гряды разделены расширенным участком долины, который ранее был занят озером. На основании находок валунов андезитобазальтов на склонах шлакового конуса горы Зиарат мощность ледника определяется в 150—180 м.

Со склонов Большого Агдага видно, что гляциальный рельеф имеется также на расположенном севернее мощном шлаковом конусе Кызылдага. По наблюдениям Е. А. Нефедевой (1950), в верховьях р. Гыра-Дзор, начинающейся в районе северо-восточных склонов этого конуса, имеется измененный эрозией кар. Ниже, на абсолютной высоте 2600 м, на дне долины, найдены конечноморенные холмы. Долина Гыра-Дзора носит ясные следы воздействия ледника, но не сохранила характер трога, так как склоны ее в нижней части засыпаны осьюями.

Подводя итог нашим наблюдениям над явлениями древнего оледенения в Армении и на Малом Кавказе, можно прийти к следующим заключениям.



Фиг. 11. Гары на восточных склонах горы Большой Агдаг.
Фото Е. А. Нефедьевой



Фиг. 12. Моренный рельеф у подножья шлакового конуса в долине р. Кызылчай
к западу от горы Большой Агдаг.
Фото И. Н. Соколова

В пределах Армянского нагорья можно выделить два яруса ледниковых каров и цирков — нижний и верхний. Кары нижнего яруса констатированы в северной части Зангезурского хребта и в районе приращения к нему Даралагезского хребта. Они располагаются на абсолютных высотах 2100—2500 м. К тому же уровню, вероятно, относится кар и на склоне Варденисского хребта в нижнем течении р. Айриджи.

Кары верхнего уровня встречены на абсолютных высотах 2800—3000—3200 м и выше — в вершинной области Арагаца, на Большом и Малом Агдаге, на Гегамском нагорье, а также в высших точках Зангезурского хребта, в районе гор Капыджик, Демуррыдаг и некоторых других вершин.

Кары, распространенные в районе Качбекского и Биченагского перевалов и нижнего течения р. Айриджи, относятся к максимальной стадии последнего оледенения Большого Кавказа, соответствующего вюрму (по альпийской схеме). Конечные морены этой фазы оледенения спускаются до высоты 2000 м на южных склонах Арагаца в верхнем течении р. Нахичеванчай в районе с. Биченаг и до 2100 м в бассейне нижнего течения р. Айриджи, у с. Мартуни, к югу от побережья оз. Севан. На северном склоне Арагаца и в долине р. Охчичай, ниже с. Охчи, морены максимальной стадии последнего оледенения находятся ниже 2000 м. Связывать кары верхнего яруса с бюльской стадией последнего оледенения, как это делает Л. И. Марушвили (1938) для Аджаро-Триалетской горной системы и Джавахетского нагорья, невозможно потому, что в ряде долин Армянского нагорья и прилегающих к нему хребтов наблюдается серия конечных морен, отложившихся после максимальной фазы оледенения на абсолютных высотах от 2500 до 3000 м. На основании расположения конечноморенных гряд и каров в отдельных ледниковых долинах можно предположить пять-шесть, а в долинах р. Даличай на южном склоне Арагаца даже восемь стадий оледенения (включая максимальную фазу и фазу отложения современных морен).

Многочисленные конечные и боковые морены, ригели и лестницы каров отличаются одинаковой свежестью форм и принадлежат к одному оледенению, соответствующему последнему оледенению Большого Кавказа.

Расположение конечных морен и каров на различных высотах на дне и склонах гор указывает на серию (до восьми) стадийных остановок древних ледников в период их сокращения. Четко выделяется первая, максимальная стадия. Среди последующих фаз оледенения по характеру морен, долин и каров нельзя выделить «бюльскую стадию», как это делает Л. А. Варданиянц (19486), ввиду значительного однообразия этих форм древнего оледенения. Характер их распределения указывает на значительное влияние экспозиции на развитие древних ледников.

Интенсивность древнего оледенения убывала к югу и юго-востоку. Поэтому в юго-восточных частях Малого Кавказа (Варденисский и Зангезурский хребты) длина трогов значительно меньше, чем на северных массивах (Арагац), и преобладают формы карового оледенения.

Описанные выше следы древнего оледенения относятся к единому циклу последнего оледенения Кавказа, делившегося на ряд фаз (до восьми). Единство этого оледенения подтверждается тесной морфологической и генетической связью созданных им форм рельефа.

Следы более древнего оледенения в рельефе Армении и прилегающих хребтов Малого Кавказа отсутствуют. Поэтому мы ранее считали, что эти горные страны достигли снеговой границы лишь во второй половине четвертичного периода и поэтому не испытали ранее явлений оледенения (Думитрашко, 1949). Образование галечниково-валунных отложений на

Айнадзорском и Азизбековском плато, которое некоторые армянские ученые связывали с более древним, чем верхнечетвертичное, оледенением, мы объясняли деятельностью древних временных потоков типа селей и считали эти галечниково-валунные отложения аллювиально-пролювиальными.

Однако более широкое региональное ознакомление с другими районами развития галечниково-валунных верхнеплиоценово-нижнечетвертичных отложений, встречающихся на периферии других районов Кавказа, особенно изучение кусарской свиты в пределах Кусарской наклонной равнины на северном склоне азербайджанской части Большого Кавказа, изменило наши первоначальные представления о количестве оледенений в Армении и на Малом Кавказе. Галечниково-валунные отложения советашенской террасы, Сарайбулагского, Киврагского, Айнадзорского и Азизбековского плато, а также Аеринской равнины морфологически совершенно аналогичны кусарской свите и относятся к тому же верхнеплиоценово-нижнечетвертичному (апшерон-бакинскому) времени (см. выше). Поэтому мы считаем вполне возможным допустить их сложный генезис и возникновение в условиях не только аллювиально-пролювиальных, но и флювиогляциальных потоков, подобно тому, как это имеет место в отложениях кусарской свиты.

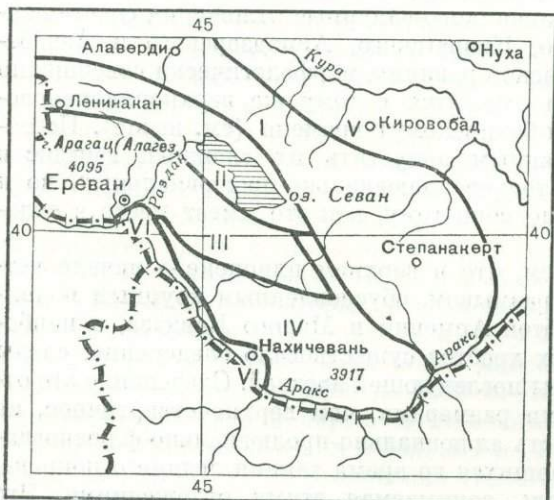
Исходя из этого, мы считаем, что в верхнем плиоцене — начале четвертичного периода, наряду с размывом, обусловленным крупным поднятием центральных частей хребтов Армении и Малого Кавказа, в наиболее приподнятых участках этих хребтов существовало оледенение, следы которого полностью уничтожены последующей эрозией. Оледенение это отличалось значительно большими размерами, чем верхнечетвертичное, на что указывает большая мощность аллювиально-пролювиально-флювиогляциальных отложений, образовавшихся во время таяния ледяного покрова, а также значительная площадь, занимаемая этими отложениями. Это обстоятельство заслуживает большого внимания и имеет существенный палеогеографический интерес, так как показывает, что в конце плиоцена — начале четвертичного времени амплитуды тектонических движений в Армении и прилегающих хребтах Малого Кавказа были более значительны, чем во второй половине четвертичного времени. Поэтому и площадь верхнечетвертичного оледенения была меньше, чем площадь верхнеплиоценово-нижнечетвертичного оледенения.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ АРМЕНИИ

В основу геоморфологического районирования рассматриваемой территории положены: 1) история ее развития; 2) характер и особенности тектонических молодых и древних структур и литология слагающих их отложений; 3) условия современного климата, определяющего явления широтной и вертикальной географической зональности, от которых зависит ход рельефообразующих процессов. В связи с этими основными положениями территория Армении может быть разделена на шесть геоморфологических областей. Четыре из них являются областями поднятия: I — область северных хребтов Малого Кавказа; II — область центральных хребтов и впадин; III — область вулканических нагорий; IV — область южных хребтов Малого Кавказа. Две области относятся к областям опускания: V — область Куринской депрессии и VI — область Средне-Араксинской депрессии или Арагатская котловина Аракса.

Области опускания расположены симметрично по периферии областей поднятия, к югу и северу от них (фиг. 13).

Область северных хребтов расположена в зоне северного крыла сводового поднятия Малого Кавказа. Она имеет эрозионно-денудационный рельеф, созданный на складчатой структуре, осложненной местами разрывами. В строении этой области главная роль принадлежит мезозойским складчатым структурам, сложенным преимущественно вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Среди последних в рельефе на междуречье рек Дебед и Агстев четко выделяются известняки, образующие бронированные формы. Рельеф области среднегорный, со сглаженными уклонами и ясно выраженными поверхностями выравнивания в западной ее части и резко расчлененный поперечными долинами в восточной части.



Фиг. 13. Схема геоморфологических областей юго-восточной части Малого Кавказа и Армянского нагорья:

Области преобладающей денудации: I — северные хребты Малого Кавказа; II — центральные хребты и впадины; III — вулканические нагорья; IV — южные хребты Малого Кавказа. Области преобладающей аккумуляции: V — Курийская депрессия; VI — Средне-Араксинская депрессия

среднегорных хребтов с крутыми склонами, сглаженными водоразделами и ясно сохранившейся системой поверхностей выравнивания, среди которых, помимо регионально выраженной акчагыльской поверхности, имеются изолированные участки древних поверхностей олигоценного возраста.

Область вулканических нагорий расположена к юго-западу от области центральных хребтов и впадин асимметрично по отношению к осевой линии сводового поднятия Малого Кавказа. Область характеризуется ясно выраженным вулканическим рельефом плиоценового и четвертичного возраста и наличием хорошо сохранившихся поверхностей выравнивания как древних, доплиоценовых, бронированных лавами, так и молодых, сформировавшихся на плиоценовых лавовых покровах. В наиболее приподнятых частях вулканических массивов сохранились ясные следы оледенения.

Область южных хребтов расположена в пределах южного крыла сводового поднятия Малого Кавказа и характеризуется преобладанием структурного рельефа, особенно в пределах полосы предгорий,

Но и на западе встречаются участки, где поверхности выравнивания четко выражены (Терсачайская котловина, Шахдагский хребет).

Область центральных хребтов и впадин расположена в осевой зоне сводового поднятия Малого Кавказа и характеризуется преобладанием в рельефе ясно выраженных разломов, ограничивающих хребты и впадины складчатого строения. Образование ее рельефа тесно связано с современными и древними дифференциальными поднятиями и опусканиями, частично унаследованными от мезозойского тектонического цикла. Опускающиеся участки являются районами длительной аккумуляции и представляют собой систему линейно вытянутых котловин. Поднимающиеся участки имеют характер

Схема геоморфологического районирования Армении
Области преобладающей денудации

Области	Районы	Подрайоны
I. Северные хребты Малого Кавказа	1. Сомхето-Шамшадинский	1. Сомхетский хребет 2. Междуречье Агстев-Дебет 3. Правобережье р. Агстев
	2. Мургузский	1. Мургузский 2. Терсачайский
II. Центральные хребты и впадины	1. Базумский, Памбакский, Арегунийский, Шахдагский, Цахкуляцкий	1. Ширакский 2. Базумский 3. Халабский 4. Каян 5. Арегунийский 6. Шахдагский
	2. Ленинанканская котловина	
	3. Памбакская долина	
	4. Севанская котловина	1. Котловина Большого Севана 2. Котловина Малого Севана
III. Вулканические нагорья	1. Южная часть Ахалкалакского нагорья	1. Мокрые горы 2. Гукасянские и Апанские горы 3. Верхне-Ахурянская котловина 4. Лорийская котловина
	2. Арагац	1. Центральная часть массива Арагац 2. Западные склоны 3. Восточные склоны 4. Егвардско-Араилерское плато
	3. Гегамское нагорье	1. Центральная часть Гегамского массива 2. Юго-западные склоны нагорья 3. Восточные склоны нагорья 4. Долина р. Раздан 5. Долина р. Айриджа
	4. Вардениское нагорье	1. Варденисский массив 2. Северный склон Вардениского нагорья 3. Восточно-Севанский хребет 4. Южный склон Вардениского нагорья
	5. Карабахское нагорье	1. Массив Ишихлы 2. Юго-западный склон массива 3. Герюсинское плато
IV. Южные хребты Малого Кавказа	1. Гарни-Айюцзорский	1. Приреванский 2. Урцский 3. Айюцзорский 4. Котловина среднего течения р. Арпа
	2. Даралагезский хребет	
	3. Баргушатско-Мегринский	1. Баргушатский и Мегринский хребты 2. Котловины среднего течения р. Воротан 3. Кафанская котловина
	4. Загезурский (Конгуро-Алангезский) хребет	1. Загезурский хребет 2. Мегринское ущелье

Области преобладающей аккумуляции

Области	Районы	Подрайоны
V. Куринская депрессия	1. Террасы р. Куры	—
VI. Средне-Аракская депрессия	2. Араратская котловина	—

состоящих из моноклинальных гребней с широко развитыми формами расчленения типа бедлендов. В центральных частях хребтов хорошо сохранились остатки древних олигоценовых и миоценовых поверхностей выравнивания, а также регионально развитой акчагыльской поверхности. Поверхности выравнивания моноклинально дислоцированы и понижаются к юго-западу. В составе горных пород области большую роль играют палеогеновые отложения, а также палеозойские песчаники и известняки. Они высоко подняты древними и молодыми тектоническими процессами и слагают ряд положительных форм рельефа с антиклинальной и моноклинальной структурой.

В южной Армении к области центральных хребтов относится молодое мощное поднятие Зангезурского хребта, сложенного вулканогенными и кристаллическими породами с характерным для них резким расчленением рельефа и следами оледенения в зоне наиболее высоких вершин.

Области опускания Куринской и Средне-Араксинской депрессий являются межгорными впадинами с рельефом речных террас и наложенных на них предгорных шлейфов и конусов, которые образуют наклонные равнины, окаймляющие зоны предгорий северного и южного склонов Малого Кавказа.

В зависимости от характера тектонических структур и особенностей мезорельефа в пределах областей выделяются районы и подрайоны (см. схему), описание которых здесь не приводится.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Миапорского (Мургузского) хребта. «Изв. АН Арм. ССР», естеств. науки, 1947, № 8.
- Асланян А. Т. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., 1949, № 6.
- Асланян А. Т. Новые данные по неогеновой тектонике Армении. «Докл. АН Арм. ССР», 1950а, т. 12, № 2.
- Асланян А. Т. О происхождении массива г. Арагац. «Докл. АН Арм. ССР», 1950б, т. 12, № 4.
- Астахов Н. Е. История формирования рельефа Гомаретской нагорной котловины. «Сообщ. АН Груз. ССР», 1951, т. 12, № 8.
- Астахов Н. Е. К вопросу о молодом вулканизме и древнем оледенении Джевахетии. «Сообщ. АН Груз. ССР», 1952, т. 13, № 1.
- Бальян С. П. О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. «Изв. АН Арм. ССР», 1949, т. 2, № 1.
- Бальян С. П. Краткая характеристика истории развития рельефа Центрального вулканического нагорья Армении. «Тр. конфер. по геоморф. Закавказья». Баку, АН Аз. ССР, 1953а.
- Бальян С. П. Методы морфологического анализа четвертичных движений южной части Армянской ССР. «IV конфер. по вопросам геоморфологии Закавказья» (Тезисы докладов и резолюции). Ереван, АН Арм. ССР, 1953б.
- Богачев В. В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. «Изв. АН СССР», серия геол., 1940, № 4.
- Варданянц Л. А. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма Альпийской области. «Тр. II Междунар. конфер. ассоциации по изуч. четвертич. периода Европы», вып. 2. Л.—М., 1933.
- Варданянц Л. А. Новая схема корреляции постплиоцена Кавказско-Черноморско-Каспийской области. «Докл. АН СССР», 1947, т. 7, № 5.
- Варданянц Л. А. О происхождении озера Севан. Ереван, 1948а.
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948б.
- Вебер В. В. Плиоцен Восточного Закавказья. В кн.: «Геология СССР», т. 10. «Закавказье». М.—Л., 1941.
- Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н. и Милановский Е. А. К вопросу стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. В сб. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». М., 1953.

- Габриелян А. А. К истории тектонического развития Армении в третичное время. «Докл. АН СССР», 1946, т. 53, № 2.
- Габриелян А. А. К тектонике Араратской котловины. «Докл. АН Арм. ССР», 1948а, т. 9, № 3.
- Габриелян А. А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района, «Докл. АН Арм. ССР», 1948, т. 9, № 1.
- Габриелян А. А. и Бальян С. П. Краткая геоморфологическая характеристика Армянской ССР. «Научные тр. Ереванск. гос. ун-та», т. 37, Ереван, 1952.
- Гамбарян П. П. Нурнусское месторождение диатомита. «Сб. трудов н.-и. сектора уполномоч. СНК НКПТ Армении», № 1, Ереван, 1934.
- Демехин А. П. Арзни. Гидрогеологический очерк. «Тр. Арм. геол. упр.», вып. 1, Ереван, 1940.
- Думитрашко Н. В. Основные вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Северного Кавказа. «Пробл. физ. географии», т. 4. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. «Тр. Ин-та географии», т. 43. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 3). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Думитрашко Н. В. Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце (Алагезе). «Тр. Ин-та географии», т. 47 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 4). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950а.
- Думитрашко Н. В. О пепеленах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950б, № 2.
- Думитрашко Н. В. и Бальян С. П. К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской толщи. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 1.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. «Изв. АН СССР», серия геол., 1945, № 1.
- Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. «Изв. АН Арм. ССР», естеств. науки, 1946, № 10.
- Заридзе Г. М. Магматический цикл верхнего миоцена — плиоцена в Грузии. «Сообщ. АН Груз. ССР», 1944, т. 5, № 6.
- Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте цалкинского лавового комплекса (Грузинская ССР, южный склон Аджаро-Триалетского хребта). «Докл. АН СССР», 1948, т. 59, № 1.
- Клопотовский Б. А. Почвы Арзни в связи с морфологическим строением долины реки Загни. «Тр. Почв. сектора Груз. филиала АН СССР», т. 2 вып. 1. Тифлис, 1935.
- Клопотовский Б. А. О «галечных» черноземах Лорийской степи. «Тр. Лорийской оп. пункт. ст. животнов. НКЗ Арм. ССР», вып. 3. Ереван, 1935.
- Клопотовский Б. А. Древнее оледенение хребта Муров-Даг на М. Кавказе. «Изв. Аз. филиала АН СССР», 1942, № 4.
- Кузнецов С. С. О некоторых геоморфологических чертах побережий озера Севан. «Изв. АН СССР», отд. физ.-мат. наук, 1930, № 4.
- Кузнецов С. С. Попытка геоморфологического расчленения Закавказья. «Изв. Гос. геогр. об-ва», 1938, т. 70, вып. 3.
- Леонтьев Л. Н. О темпе молодых поднятий центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН Аз. ССР», 1945, № 10.
- Леонтьев Л. Н. О ледниковых элементах долин Шамхор-Чая и Тертера (Малый Кавказ), «Докл. АН Аз. ССР», 1946, т. 2, № 1.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1949, т. 24, вып. 4.
- Леонтьев Л. Н. К стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 2.
- Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. «Докл. АН СССР», 1949, т. 67, № 4.
- Лилиенберг Д. А. Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. «IV конфер. по вопросам геоморфологии Закавказья» (Тезисы докладов и резолюции). Ереван, 1953.
- Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. В сб. «Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья», т. 1, ч. 1. А., Изд-во АН СССР, 1931 (Тр. СОПС, серия Закавказская, вып. 3).
- Маруашвили Л. И. О древнем оледенении Малого Кавказа. «Природа», 1938, № 7—8.
- Маруашвили Л. И. Зартакетская палеолитическая стоянка в Южной Грузии и ее геологическое значение. «Природа», 1946, № 12.
- Милановский Е. Е. Новые данные о неогеновых и четвертичных отложениях бассейна оз. Севан. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952а, № 4.

- Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», вып. 161, геол., т. 5, М., 1952б.
- Нефедьева Е. А. Агмаганское вулканическое нагорье. «Тр. Ин-та географии», т. 47. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 4). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Николаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. «Докл. АН СССР», 1941, т. 30, № 1.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. «Тр. комиссии по изуч. четвертичн. периода», т. 8, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Палибин И. В. Материалы к третичной флоре Армении. Сб. Президенту АН СССР акад. Владимиру Леонтьевичу Комарову к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Пастухов А. В. Восхождение на Алагез. «Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва», 1896, т. 11, вып. 2.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. «Зап. Российск. минералогич. об-ва», 1931, серия 2, ч. 60, вып. 2.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. «Тр. Всес. геол.-развед. объединения», вып. 219, Л., 1934.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. «Зап. Всес. минералогич. об-ва», 1938, ч. 67, вып. 2.
- Паффенгольц К. Н. Ответ на критику В. В. Богачева. «Изв. АН СССР», серия геол., 1940, № 5.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, 1946а (на арм. яз.).
- Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, 1946б.
- Паффенгольц К. Н. О происхождении озер Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 1.
- Радопуло Л. М. Новые данные по сармату Армении. «Доклады АН Арм. ССР», 1949, т. 10, № 2.
- Рейнгард А. Л. О некоторых спорных вопросах гляциальной морфологии. «Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва», 1917, т. 25, вып. 2—3.
- Рейнгард А. Л. Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Баку и А. Пенку и оледенение Кавказа. «Матр. по четвертичн. периоду СССР», Л.—М., 1936.
- Рейнгард А. Л. Морфогенез массива Алагез в свете новых геологических данных. «Изв. Гос. геогр. об-ва», 1939а, т. 71, вып. 3.
- Рейнгард А. Л. Следы древних ледников на Алагезе. «Природа», 1939б, № 3.
- Рейнгард А. Л. Геоморфологическое расчленение. В кн.: «Геология СССР», т. 10—Закавказье. М.—Л., 1941.
- Ренгартен В. П. Тектоника Армянской зоны. В кн.: «Геология СССР», т. 10—Закавказье. М.—Л., 1941а.
- Ренгартен В. П. Тектоника восточной части Закавказской пологоскладчатой зоны. Там же, 1941б.
- Тахтаджян А. Л. и Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. «Докл. АН Арм. ССР», 1948, т. 8, № 5.
- Турутанова-Кетова А. И. Некоторые данные к новейшей ископаемой флоре Армении. «Тр. Геол. ин-та», т. 3, Л. Изд-во АН СССР, 1933.
- Хайн В. О. Об одной закономерности в строении Кавказа. «Сов. геология», 1946, сб. 10.
- Хайн В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей. «Изв. АН СССР», серия геол., 1948, № 6.
- Хайн В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Б. Кавказа. «Сов. геология», 1949, сб. 39.
- Хайн В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1950а.
- Хайн В. Е. Основные принципы геоморфологического районирования горных стран в связи с особенностями развития их рельефа. «Докл. АН СССР», 1950б, т. 74, № 3.
- Хайн В. Е. Развитие и современное состояние основных представлений по геологии Кавказа. «Докл. АН Аз. ССР», 1951, т. 7, № 9.
- Хайн В. Е. Становление рельефа Кавказа, как итог его тектонического развития «Тр. конфер. по геоморфол. Закавказья». Баку, 1953.
- Хайн В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1950, т. 25, вып. 3.
- Хайн В. Е., Тихомиров В. В. и Горшенин Т. А. Верхний плиоцен восточной периферии Малого Кавказа. «Докл. АН СССР», 1950, т. 72, № 4.

Н. М. КАЗАКОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
БАСЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН

Озеро Севан (Гокча) — самое крупное и красивое из озер Советского Закавказья — издавна привлекало внимание путешественников. Первые сведения о Севане относятся к XVII—XVIII вв., однако они были весьма краткими и носили поверхностный характер. Более достоверные, хотя и отрывочные сведения, касающиеся орографии, геологии, рудных богатств, флоры, фауны и этнографии района озера появились лишь в первой половине XIX в. (работы Г. Клапрота, Е. Эйхвальда, Ф. Дюбуа-де-Монпере и И. Шопена). Первым серьезным научным исследованием по геологии и тектонике Армении, в том числе и бассейна оз. Севан, является работа Г. Абиха, вышедшая в 1843 г.

С середины прошлого столетия началось систематическое картирование и изучение геологии (главным образом полезных ископаемых) Закавказья горными инженерами и геологами Кавказского горного управления, а также геодезические, топографические и мелиоративные изыскания различных ведомств. Эти работы, наряду с топографическими и геологическими данными, нередко содержали описание климата, гидрологии и растительности бассейна озера. Из исследований этого периода следует отметить работы И. И. Ходзько, Г. Е. Щуровского, М. Ф. Митте, В. И. Меллера, И. Жилинского, А. Ф. Ляйстера, А. М. Эссена и А. А. Ивановского.

В 1911 г. была опубликована монография Е. С. Маркова, явившаяся результатом личных исследований автора в районе Севана. Она содержит детальные сведения о климате, почвах, химическом составе воды, ее цвете, прозрачности, температуре, а также данные о колебаниях уровня озера и соображения относительно его происхождения. Работа Е. С. Маркова и в настоящее время не потеряла научной ценности в отношении ряда освещаемых в ней вопросов.

В советский период исследования в районе оз. Севан приобрели особенно большой размах. В 20-х и начале 30-х годов здесь работала комплексная экспедиция АН СССР под общим руководством Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Результаты детальных исследований, проведенных геологами, почвоведом и рядом других исследователей, публиковались в специальных сборниках.

Большого внимания заслуживают также работы К. Н. Паффенгольца, который по заданию Геологического комитета произвел сплошную геологическую съемку бассейна озера и опубликовал обстоятельную сводку по геологии Севана (Паффенгольц, 1934).

Следует также отметить работы Севанского гидрометеорологического бюро и работы Севанской озерной станции, организованной А. Н. Держа-

винным в 1923 г. и занимавшейся стационарными исследованиями биологии озера. Геологические и гидрогеологические изыскания в различных районах бассейна озера проводились также Геологическим управлением Армянской ССР и Севанским комитетом.

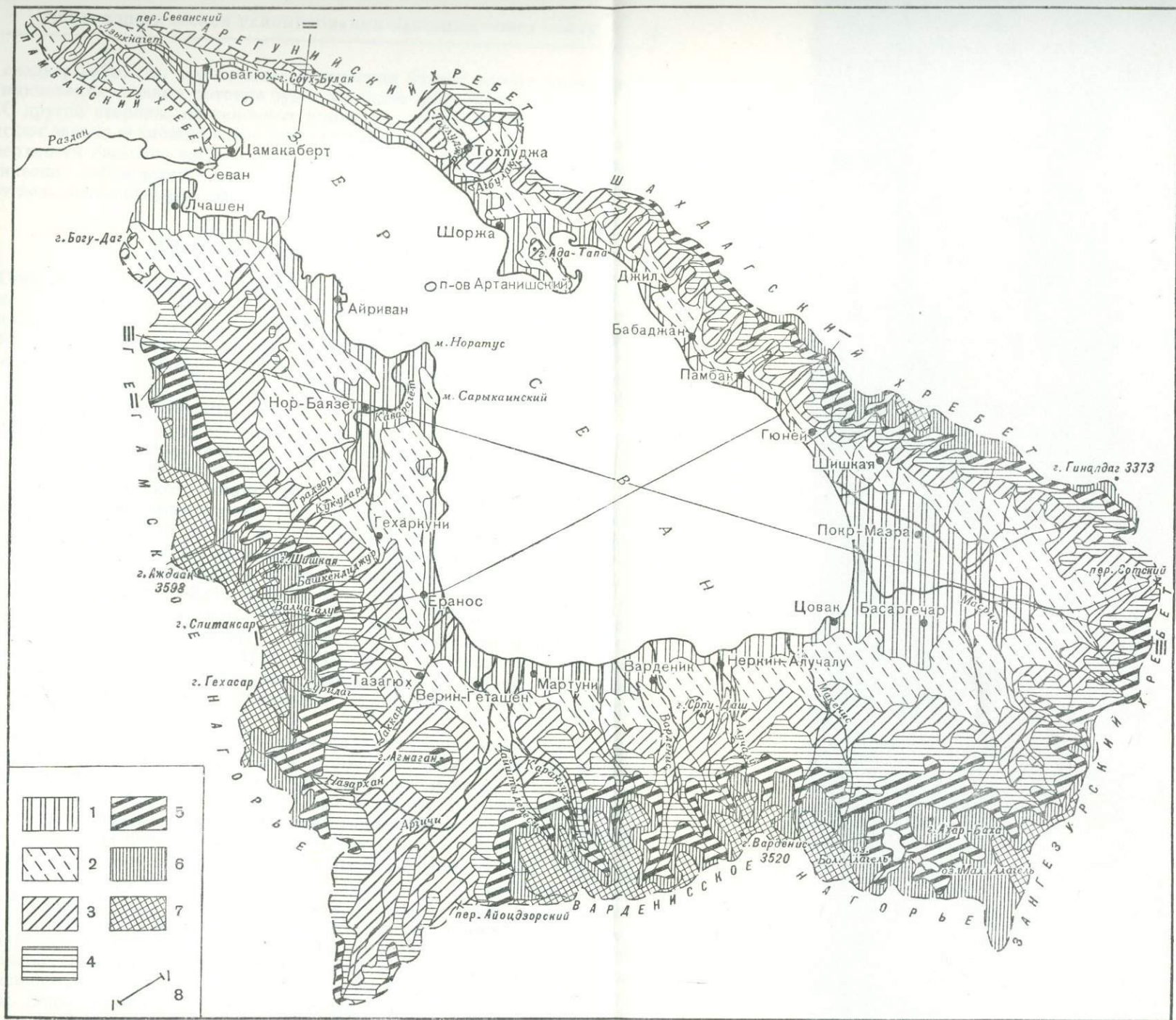
Однако, несмотря на комплексный и детальный характер исследований, охвативших обширный круг вопросов, специальные геоморфологические исследования бассейна оз. Севан не производились. В отдельных работах С. С. Кузнецова, Б. М. Куплетского, М. П. Казакова, А. А. Завалишина содержатся некоторые сведения о рельефе бассейна озера, но они имеют общий и нередко схематический характер. Детальные геоморфологические работы в районе бассейна оз. Севан, так же как и вообще в Армении, начали проводиться лишь с 1946 г. сотрудниками Закавказской экспедиции Института географии АН СССР. Позднее (1949—1952 гг.) в районе Севана, по заданию Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, работал Е. Е. Милановский, который наряду с геологическими исследованиями провел также ряд наблюдений геоморфологического характера.

Настоящая работа обобщает данные, полученные в результате производившихся нами в 1946—1947 гг. полевых исследований в бассейне оз. Севан, включавших как геоморфологические наблюдения, так и детальное петрографо-минералогическое изучение рыхлых отложений озерных и речных террас¹.

Геоморфологическое изучение этого района имеет в настоящее время особенно актуальное значение в связи с Севано-Разданской проблемой. Последняя, как известно, предусматривает понижение уровня озера путем спуска его вод через р. Раздан (Зангу) — единственную реку, вытекающую из озера, и использование его водных ресурсов для народного хозяйства Армении. Начавшийся в 1936 г. спуск вод из озера уже несколько снизил его уровень и сократил площадь.

Следует отметить, что после спуска воды произойдут коренные изменения не только в пределах бывшего озера, но также и на остальной площади бассейна Севана, так как понижение базиса эрозии оживит эрозионную деятельность рек и поведет к изменению характера речных долин и морфологии склонов гор. Это создает необходимость изучения рельефа территории бассейна озера и современных геоморфологических процессов, что будет иметь также и практическое значение. Так, исследование морфологии и литологического состава форм рельефа в районе нового строительства (в особенности форм прибрежной полосы) облегчит задачу практического использования вновь осваиваемых территорий под посевы различных сельскохозяйственных культур. Изучение современных геоморфологических процессов поможет предусмотреть дальнейший ход развития рельефа и те процессы, которые будут происходить на освобожденных изпод воды и прибрежных территориях озера — заболачивание и осолонение поверхности. Большое значение может иметь изучение характера речных долин и морфологии склонов гор также в целях определения направлений будущего размыва, состояния водообеспеченности родниковыми водами и, кроме того, в выявлении селеопасных участков района. При этом

¹ Полевые исследования были начаты нами в 1946 г. в составе Минералогической экспедиции Геологического института АН Армянской ССР под руководством С. Г. Саркисяна. Пользуясь случаем, мы приносим С. Г. Саркисяну нашу глубокую благодарность за помощь в петрографо-минералогических исследованиях. В 1947 г. полевые работы были нами продолжены в составе Закавказской экспедиции Института географии АН СССР, руководимой Н. В. Думитрашко. Наиболее детально нами была изучена прибрежная полоса, периферийные же районы бассейна обследовались маршрутно.



Фиг. 1. Гипсометрическая схема бассейна оз. Севан

Шкала высот:

- | | |
|---------------------|---------------------------------|
| 1 — от 1800 до 2000 | 5 — от 2600 до 2800 |
| 2 — » 2000—2200 | 6 — » 2800—3000 |
| 3 — » 2200—2400 | 7 — выше 3000 |
| 4 — » 2400—2600 | 8 — линии профилей (см. фиг. 2) |

не следует забывать, что по мере понижения базиса эрозии возможность возникновения селевых потоков будет все более возрастать.

С другой стороны, постепенные изменения геоморфологии района выдвигают задачу возможно более полного изучения и описания современной поверхности бассейна озера Севан как базы для последующих геоморфологических наблюдений в этом районе. Разрешение этой задачи и составляет цель настоящей работы.

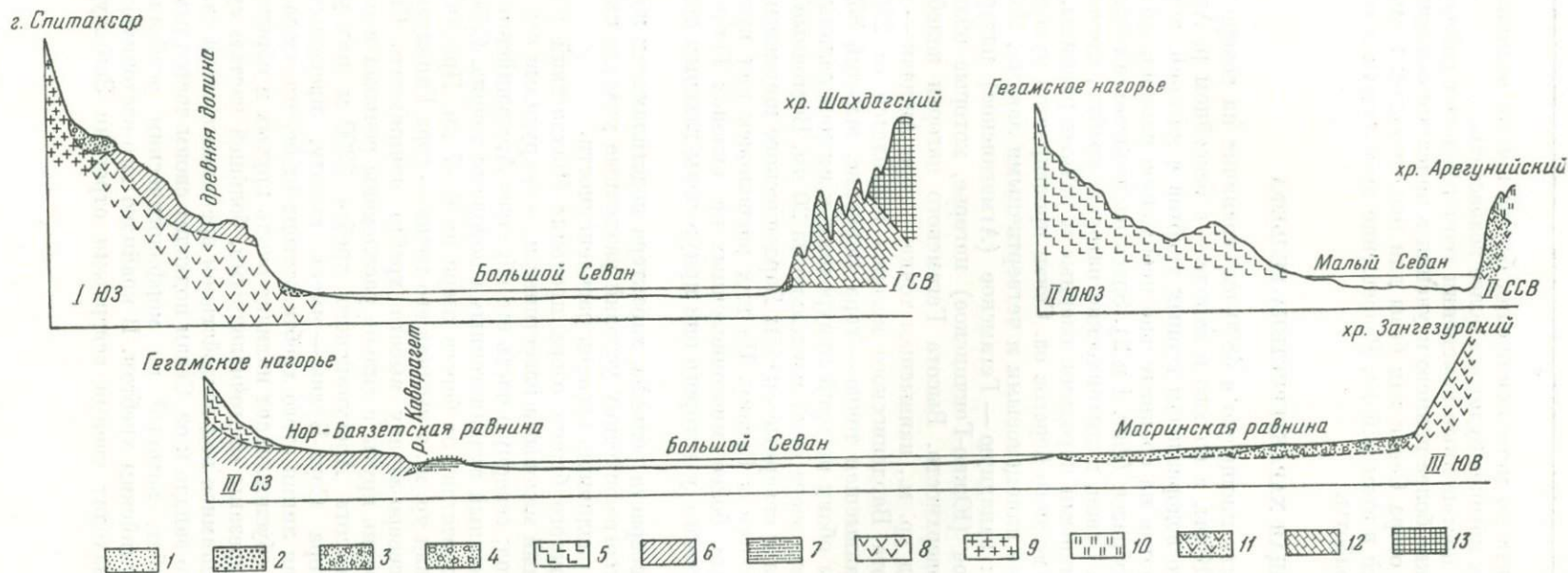
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА

Описываемая область площадью в 4890 км² граничит на севере и востоке с бассейном р. Куры, а на юге и западе — с бассейном р. Аракса; границы ее следуют по водоразделам горных хребтов и нагорий, окружающих оз. Севан. Несмотря на сравнительно небольшую площадь области, ее рельеф очень разнообразен (фиг. 1 и 2). Здесь располагается обширная депрессия, занятая оз. Севан, вулканические нагорья, хребты, сложенные осадочными и интрузивными породами, озерные и речные равнины.

Вдоль западного и южного берегов оз. Севан простирается вулканическое нагорье, сложенное плиоценовыми и четвертичными лавами. Нагорье делится на две части: западную — Гегамское (Агмаганское) нагорье, и южную — Вардениское (Южно-Гокчинское) нагорье, которые обладают сходными чертами поверхности. Высота Гегамского нагорья колеблется от 2600 до 3600 м над ур. м., наивысшая точка — гора Аждаак — имеет высоту 3598 м. Высота Вардениского нагорья колеблется от 2800 до 3500 м над ур. м., наивысшая точка — гора Варденис, высотой 3520 м. Максимальные высоты обоих нагорий приурочены к их центральным частям и отстоят от берега озера приблизительно на 20 км. Восточные склоны Гегамского нагорья и северные склоны Вардениского широкими ступенями полого спускаются к Севану. На них расположен ряд вулканических вершин, гораздо более многочисленных на склонах Гегамского нагорья, чем Вардениского, у которого они приурочены главным образом к восточной части.

В зависимости от возраста рельефа, характера подстилающих пород и современных физико-географических условий различные участки склонов обоих нагорий имеют различную степень расчлененности.

Вдоль северо-восточного берега озера проходит Шахдагский (Севанский) хребет, сложенный меловыми известняками и интрузиями основных и ультраосновных пород; северную часть его образует Арегунийский (Гюнейский) хребет, сложенный вулканогенными породами эоцена. Собственно Шахдагский хребет отстоит от берега озера на 6—7 км. Преобладают высоты около 2400 м над ур. м., а высшая его точка — гора Гиналдаг имеет высоту 3373 м. К северо-западу высота хребта понижается. Склоны Шахдагского хребта очень круты и сильно расчленены речками и оврагами. Преобладающая высота Арегунийского хребта 2200 м над ур. м., наивысшая точка — гора Соух-Булак — имеет высоту, превышающую 2600 м. Водораздельная линия этого хребта отстоит от берега озера всего лишь на 1—2 км, что обуславливает наличие очень крутых и обрывистых склонов. Последние изрезаны многочисленными, большей частью сухими ложбинами, образовавшимися под воздействием временного стока талых и ливневых вод. С северо-запада к оз. Севан подходит своим восточным концом Памбакский хребет, который по морфологическим особенностям весьма сходен с Арегунийским хребтом. В крайнюю юго-восточную часть исследуемого района заходит своими северными отрогами Зангезурский хребет.



Фиг. 2. Профили котловины оз. Севан и прилегающих гор

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — древние аллювиальные и озерные отложения, 3 — аллювиально-пролювиальные отложения; 4 — ледниковые отложения; 5 — верхнечетвертичные лавы; 6 — нижнечетвертичные лавы; 7 — плиоценовые глины, песчаники, галечники; 8 — плиоценовая вулканогенная толща (андезиты, туфы, туфобрекчи), 9 — то же (липариты, дациты, обсидианы); 10 — эоценовая вулканогенная толща (порфиры, их туфы и туфобрекчи); 11 — эоценовые туфы, туфобрекчи и разнообразные песчаники; 12 — меловые известняки; 13 — ультраосновные породы. Границы между геологическими толщами даны условно

Вдоль берега озера протягивается ряд равнин, которые большей частью представляют собой сравнительно незначительные по площади участки озерных террас и дельт или слившихся вместе конусов выноса. В юго-восточной части бассейна, между Варденисским нагорьем и Шахдагским хребтом, расположена наибольшая по площади Масринская равнина.

Около трети всей площади описываемого района занимает оз. Севан. Оно расположено в обширной межгорной депрессии и относится к бассейну р. Аракс, с которым связано вытекающей из озера р. Раздан. Севан состоит из двух частей: северной — называемой Малым Севаном, и южной — называемой Большим Севаном, соединенных Норадузским проливом. Малый и Большой Севан сильно отличаются друг от друга как по очертанию береговой линии, строению дна, так и по происхождению и возрасту.

Дно Большого Севана характеризуется спокойными каменистыми песчаными склонами, постепенно переходящими к заиленному, хорошо выработанному ложу центральной впадины озера. За границу последней, которая, по данным И. А. Киреева (1933), занимает 70% площади Большого Севана, принимаются изобаты в 40—41 м. Поверхность этой впадины является идеальной равниной, как считали раньше (Афанасьев, 1933), а имеет ряд отдельных небольших впадин, выражающихся на карте замкнутыми изобатами, преимущественно вытянутыми в направлении с юго-запада на северо-восток и на северо-запад. Цепь этих впадин подобна руслу сильно меандрирующей реки с притоками.

Рельеф дна Малого Севана совершенно иной. Площадь этой части озера почти на две трети меньше площади Большого Севана, глубины же вдвое больше. Дно Малого Севана ступенями спускается от Норадузского пролива на северо-запад. Общей центральной впадины здесь нет, вместо нее имеется несколько небольших отдельных впадин, разделенных приподнятыми участками дна. Наибольшие глубины расположены в северо-восточной части озера, причем максимальные глубины почти «прижаты» к берегу. Западная часть дна Малого Севана характеризуется вулканическим рельефом.

Центральная часть дна Норадузского пролива представляет узкую седловину шириной около 200 м.

Рассматривая рельеф дна Большого и Малого Севана, можно отметить, что подводный рельеф и рельеф прибрежных частей суши имеют много общих черт. Например, ряд речных долин имеет продолжение на дне озера, серия надводных и подводных береговых валов и террас приурочена к одним и тем же участкам берега, вулканический рельеф суши занимает также и близлежащие участки дна и т. д.

В юго-восточном углу бассейна оз. Севан, в замкнутой котловине расположены озера Большое Алагель и Малое Алагель, которые после Севана являются наиболее крупными по площади. Озеро Большое Алагель расположено на высоте 2731 м над ур. м., площадь его составляет 4,9 км². Озеро Малое Алагель расположено на 21,3 м выше Большого Алагеля, оно занимает площадь, равную 0,8 км² (Паффенгольц, 1934). Озера соединены речкой. К. Н. Паффенгольц считает, что образование этих озер может быть отнесено за счет запруды древней реки потоком андезито-базальтовой лавы, излившейся из вулкана Ала-Геллерын-Баши. В настоящее время озера питаются дождевыми, тальными и родниковыми водами; поверхностного стока они не имеют. В пределах Гегамского и Варденисского нагорий встречается ряд небольших по площади озерков, преимущественно карового происхождения, а также единичные кратерные озера.

Речная сеть на территории бассейна Севана не густая, крупных же рек здесь совсем мало. Из наиболее значительных рек можно назвать р. Дзыкнагет в северной части района, реки Каварагет, Вали-Агалу и Цаккар — в западной, реки Аргичи, Дайштыдереси, Варденис, Алучалу и Макенис — в южной части и р. Масрик — в восточной части района. Эти реки обладают наиболее значительным дебитом и имеют постоянный сток в течение года. Остальные реки очень невелики, и летом расход воды во многих из них настолько уменьшается, что они на большем своем протяжении обычно пересыхают. Годовой ход стока в бассейне Севана зависит в основном от количества атмосферных осадков и температуры воздуха и характеризуется резко выраженным весенним максимумом (апрель — июнь), обусловленным таянием снега и весенними осадками, и зимним минимумом (январь — март).

Наибольшей расчлененностью отличаются Шахдагский и Арегунийский хребты, что связано в основном с их литологическими и морфологическими особенностями, а также с более значительным, чем в западной части района, количеством выпадающих осадков. Гегамское и Вардениское нагорья, сложенные третичными и четвертичными лавами, расчленены значительно слабее, причем участки, сложенные самыми молодыми лавами, почти не затронуты процессами эрозии. Эти лавы сильно трещиноваты и не закреплены еще почвенно-растительным покровом, благодаря чему здесь происходит быстрая инфильтрация атмосферных осадков. Поверхностный сток талых и ливневых вод имеет большей частью временный характер и приурочен обычно к сухим долинам — остаткам древних русел.

По данным Б. Д. Зайкова (1933), район Шахдагского и Арегунийского хребтов, а также западная часть Вардениского нагорья характеризуются преобладанием в году поверхностного стока. К трем месяцам (апрель — июнь) здесь приурочено до 70% годового стока, а в отдельных местах и до 90%. В районе Гегамского и в восточной части Вардениского нагорья преобладает подземный сток и на апрель — июнь приходится только 40% годового стока.

Зимний режим вследствие значительных колебаний высот на территории бассейна оз. Севан устанавливается не сразу по всему течению рек. В верховьях он устанавливается раньше, в нижних частях рек — позже. Отличительной чертой зимнего режима рек данной территории является непостоянство ледяного покрова. В местах выхода родниковых вод или на участках с большими скоростями течения ледяной покров совсем не образуется.

Реки бассейна Севана питаются, преимущественно, весенними талыми водами и в значительной степени подземными водами. Несмотря на то, что коренные породы этого района относятся в основном к водонепроницаемым, и, казалось бы, скопление в них больших запасов подземных вод невозможно, на поверхность выходят многочисленные источники и родники. Гидрогеологи (Кузнецов, 1930б) объясняют это тем, что почти все коренные породы данного района обладают большим количеством трещин и пустот, по которым и происходит проникновение и передвижение воды. Особенно большое количество родников, кое-где очень мощных, выходит в местах, занятых покровами андезито-базальтовых лав и наиболее бедных реками. Это объясняется тем, что андезито-базальтовые лавы, в связи с особенностью их застывания, обладают наиболее сильной трещиноватостью, что позволяет атмосферным осадкам проникать в глубь и в виде подземных вод продвигаться к пониженным местам, создавая там целые подземные реки, текущие по древним погребенным долинам. При пересече-

чении с современной долиной такой поток подземных вод выходит на поверхность в виде мощного источника или множества линейно расположенных родников. Районы, сложенные более древними породами — известняками, габбро и туфогенно-порфиристыми породами, вследствие своих петрографо-геологических особенностей обладают значительно менее мощными родниками.

Весьма важен вопрос о возможности фильтрации воды из оз. Севан. В таких наиболее пониженных местах, как Масринская, Нор-Баязетско-Норадузская и Севанско-Лчапенская равнины, можно было предполагать наличие фильтрации озерной воды из Севана. Произведенные исследования подземных вод показали, что фильтрация отсутствует в Масринской и Нор-Баязетско-Норадузской равнинах и имеется в пределах Севанско-Лчапенской равнины (Соколов, 1929). Точные пути фильтрующегося потока и точные размеры самой фильтрации не определены, но анализ воды родников, расположенных по берегам р. Раздан у селений Атарбекян и Джрарат, позволил А. П. Соколову обнаружить в них все характерные признаки севанской воды. На основании проведенных работ по исследованию озерной котловины гидрогеологи предполагают, что подземный сток воды из озера захватывает лишь поверхностный слой водоёма.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Для правильного понимания современного рельефа бассейна Севана необходимо хотя бы кратко ознакомиться с историей геологического развития района. История развития всей территории Малого Кавказа подробно изложена в работах В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева. Имея в виду, что геотектонические построения этих авторов хорошо увязываются с геоморфологическими данными и являются в настоящее время наиболее распространенными, мы будем придерживаться их схемы, и попытаемся изложить историю геологического развития бассейна оз. Севан на фоне истории развития Малого Кавказа в целом.

Согласно представлениям В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева, формирование структуры Малого Кавказа происходило в течение каледонского, герцинского и альпийского геотектонических циклов. Изучение геологического строения и рельефа указывает, что на протяжении всех геологических периодов происходили неоднократные поднятия и опускания всей территории или отдельных ее частей, сопровождавшиеся регрессиями и трансгрессиями, складчатостью, разломами, вулканическими явлениями и накоплениями мощных толщ терригенного материала.

Сведения о развитии Малого Кавказа в каледонском и герцинском циклах крайне незначительны. В течение каледонского цикла весь Малый Кавказ представлял собой, очевидно, геосинклинальную зону, выполненную мощной толщей терригенных осадков. С первых фаз каледонского тектогенеза в геосинклинали имели место поднятия, складчатость и внедрение интрузий, что привело к региональному метаморфизму отложений каледонского цикла (Леонтьев, 1949).

В пределах бассейна оз. Севан наиболее древние отложения докембрийского возраста представлены метаморфическими, сильно дислоцированными сланцами и встречены лишь в двух местах в восточной части района. Эти отложения занимают весьма незначительные площади, выступая отдельными пятнами из-под более молодых вулканических толщ. Отложения силура в районе отсутствуют; в это время область была зоной размыва.

Во время герцинского цикла вновь происходило интенсивное погружение и накопление морских осадков. На территории бассейна оз. Севан отмечены лишь девонские отложения, представляющие собой перемежаю-

щуюся толщу кварцитов, известняков, песчаников и глинистых сланцев. Выходы этих отложений наблюдаются в верхнем течении р. Аргичи. В середине карбона в центральной части Малого Кавказа появились отдельные региональные поднятия, оформившиеся в верхней перми в виде единого поднятия, которое соответствовало современному Мисхано-Зангезурскому антиклинорию. В пределах этого поднятия от триаса до четвертичного времени включительно преобладали тенденции восходящих движений.

Наиболее детально изучена история развития Малого Кавказа в течение альпийского цикла.

В. Е. Хаин (1948) отмечает несколько стадий геотектонического развития в течение альпийского цикла, причем он указывает на обращенность геотектонического режима (зоны поднятия — геоантиклинали — возникали на месте зон погружения — геосинклиналей — и наоборот). Первая стадия характеризовалась наличием крупных зон поднятия и погружения, которые, как указывает В. Е. Хаин, обладали быстрым темпом положительных и отрицательных движений. В это время существовали крупные участки суши разделявшиеся широкими полосами довольно мелкого моря. Эта стадия отмечается на Кавказе в нижней и средней юре. На Малом Кавказе отмечены Антикавказская геосинклинальная зона (зона осадконакопления), располагавшаяся в северной части современного Малого Кавказа, и зона Мисхано-Зангезурского поднятия (зона размыва). В крайней, восточной части исследуемого района нижнеюрские отложения местами слагают водораздел Шахдагского хребта. Они выражены вулканогенной фацией — порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и туфогенными песчаниками.

Вторая стадия характеризовалась интенсивным расчленением области на отдельные мелкие поднятия (интрагеоантиклинали) и прогибы (интрагеосинклинали), причем, как указывает В. Е. Хаин (там же), скорость вертикальных движений и общий объем накопленных осадков несколько уменьшились, площадь же осадконакопления вследствие нарастающей трансгрессии моря увеличилась. Эта стадия охватывает верхнюю юру, а также нижний и верхний мел. В Антикавказской геосинклинали в это время образовалась целая система мелких кулисообразно расположенных поднятий. Согласно Л. Н. Леонтьеву (1949), в верхней юре начался рост поднятий: Шамхорского, Муровдагского, Агдамского и других, что привело к образованию Сомхето-Карабахской антиклинали, в которой еще оставались небольшие погружающиеся участки, соответствующие современным внутренним синклинориям второго порядка. Область, располагавшаяся между уже существовавшими Мисхано-Зангезурской и Сомхето-Карабахской геоантиклинальными зонами, продолжала погружаться, выделяясь в самостоятельную Севано-Курдистанскую геосинклинальную зону.

В меловое время имело место общее погружение, наряду с чем происходили поднятия и опускания отдельных частей территории, сопровождающиеся трансгрессиями и регрессиями того или иного масштаба. Наиболее крупная трансгрессия произошла в верхнем сеноне, когда была частично перекрыта даже Мисхано-Зангезурская геоантиклиналь. Меловые отложения исследуемого района представлены известняками сеномана и сенона, песчаниками и вулканическими отложениями (порфиритами, туфами и туфобрекчиями) турона и имеют широкое распространение вдоль восточного берега озера, где они слагают весь юго-западный склон Шахдагского хребта. Эти отложения отличаются очень сильной изменчивостью фаций как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, что, как

отмечает К. Н. Паффенгольд (1946), свидетельствует об интенсивных колебательных движениях в меловое время.

Во время третьей стадии альпийского цикла, которая охватывала весь палеоген и завершилась в среднем миоцене, отдельные мелкие поднятия и прогибы снова объединились в более крупные зоны воздымания и погружения (Хаин, 1948).

На Малом Кавказе происходило поднятие в конце мелового и в начале третичного периодов, в связи с ларамийским орогенезом, и вызвало общую, но не длительную регрессию моря; затем последовали новое погружение и новая трансгрессия. Погружение сильнее всего проявилось в Севано-Курдистанской геосинклинальной зоне и вызвало последнюю очень сильную вспышку подводного вулканизма, в связи с чем отложения эоцена выражены в основном вулканогенной фацией и представлены порфиритами, туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Лишь местами встречаются осадочные отложения с морской фауной (нуммулитовые известняки в районе с. Шоржа-Джил), причем пышный расцвет этой фауны свидетельствует, по К. Н. Паффенгольцу (1946), о том, что эоценовое море было сравнительно мелководным. Отложения эоцена развиты в северо-западной части района, где они слагают хребты Арегунийский и Памбакский.

В конце верхнего эоцена и в начале олигоцена в результате орогенических движений произошло поднятие Севано-Курдистанской геосинклинальной зоны, а также всех внутренних прогибов в Сомхето-Карабахской зоне. Оформилась единая область поднятия и размыва, причем Севано-Курдистанская зона окончательно утратила геосинклинальный характер и превратилась в геоантиклиналь. Произошла общая и уже окончательная для этого района регрессия моря, в связи с чем отложения олигоцена морской фации отсутствуют. Мощные вулканогенные толщи, относимые К. Н. Паффенгольцем к олигоцену, по новейшим данным (Габриелян, 1947, и др.), определяются как плиоценовые. А. А. Габриелян, основываясь на находках фауны, среди которой В. В. Богачевым (1940) определена сарматская *Mastra bulgarica* Touba, найденная в глинах на р. Раздан, подстилающих вулканогенную толщу, относит последнюю к плиоцену и считает, что широкой олигоценовой трансгрессии, отмечаемой К. Н. Паффенгольцем, не существовало.

Олигоцен и часть миоцена характеризовались относительным тектоническим покоем. Л. Н. Леонтьев высказывает предположение, что в среднем миоцене (конкское время) море еще раз ненадолго ингридировало в пределы Малого Кавказа через Иджевано-Зангинский прогиб, после чего началось общее сводообразное поднятие, имевшее прерывистый характер.

Четвертая стадия, по В. Е. Хаину (от середины миоцена до современной эпохи), характеризовалась резким сводообразным поднятием Малого Кавказа. На этом фоне одни участки испытывали воздымание, в результате чего формировались крупные горные массивы, другие — мощное погружение; в последнем случае формировались межгорные депрессии, разделявшие горные массивы, в которых происходило очень быстрое накопление осадков. В депрессиях местами существовали замкнутые впадины, занятые озерами. Резкие эпейрогенические движения вызвали мощные излияния лав. Наиболее интенсивно поднимались зоны основных антиклинорий Малого Кавказа, в которых при воздымании происходили крупные разломы, ставшие путями проникновения на поверхность жидкой магмы. Продуктами этих излияний и образованы современные вулканические нагорья Малого Кавказа.

Осадочные отложения неогенового времени известны в пределах описываемого района лишь на западном побережье Севана, близ г. Нор-Баязет, где они представлены диатомитами, пемзами, глинами, известняками-ракушечниками с фауной дрейсенсий, а также мощной толщей слабо уплотненных песчаников, выступающей в обрыве Сарыкаинского мыса. Верхняя толща этого обнажения слабо дислоцирована и несогласно перекрыта четвертичными лавами. Вся эта мощная так называемая сарыкаинская толща была детально геологически исследована Е. Е. Милановским (1952), который расчленил ее на ряд свит различного генезиса — озерных, аллювиально-пролювиальных и вулканических, резко различающихся по литологическим признакам и органическим остаткам и отделенных друг от друга крупными разрывами и угловыми несогласиями. По данным Е. Е. Милановского, весь этот сложный комплекс отложений обнимает верхний миоцен (?), плиоцен и антропоген. Осадконакопление прерывалось периодами резких поднятий, сопровождавшихся вспышками вулканизма, что нашло свое отражение в отложении среди осадочных толщ грубого пирокластического материала.

Вулканические отложения неогена представлены плиоценовыми лавами, мощность которых очень велика. Эти породы широко распространены на территории бассейна оз. Севан, где они слагают Гегамское и Вардениское нагорья, подстилая покровы лав более поздних (четвертичных) излияний. На Гегамском нагорье они выходят на поверхность небольшими участками, занимая более обширную площадь лишь к западу от селений Гехаркуни и Еранос. На Вардениском нагорье площадь их распространения весьма значительна. Представлена эта вулканогенная толща в основном андезитами, их туфами и туфобрекчиями, а также (в районе гор Спитаксар и Гехасар) липаритами, обсидианами, липарито-дацитами и дацитами.

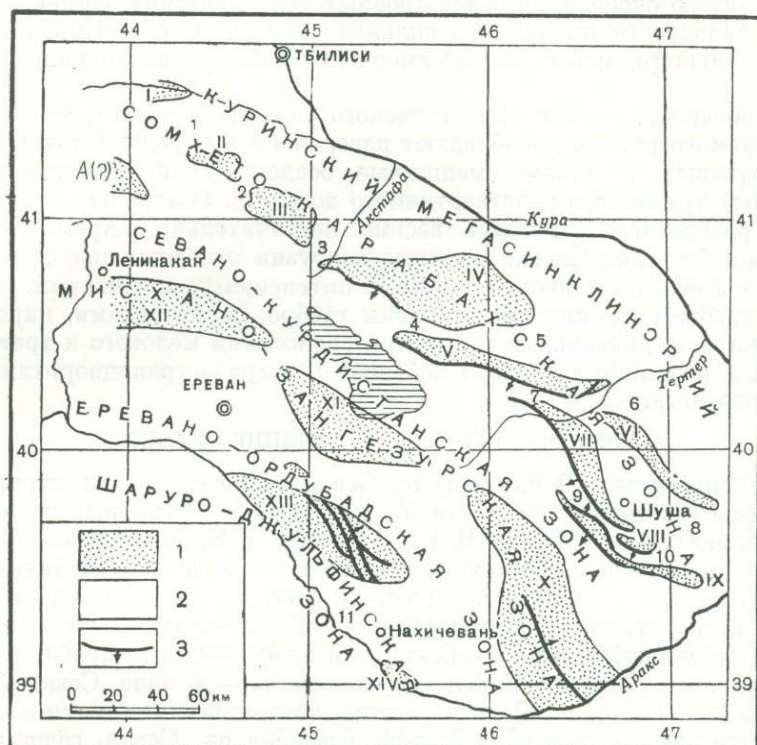
Большая часть Гегамского и Вардениского нагорий покрыта четвертичными лавами, мощность которых, однако, заметно уступает плиоценовым. Центры излияний четвертичных лав располагаются в пределах областей развития плиоценовых эффузий: обычно они в виде многочисленных эруптивных очагов сопровождают центры плиоценового вулканизма. Четвертичные лавы обычно приурочены к понижениям рельефа, располагаясь либо в виде отчетливо выраженных потоков, либо в виде отдельных пятен. Эти лавы принадлежат в основном к базальтовым и андезито-базальтовым, которые обладают малой вязкостью, в силу чего лавовые потоки нередко достигают значительной длины, выходя за пределы плиоценового цоколя (Великовская, Леонтьев, Милановский, 1953).

Излияние лав происходило, очевидно, в несколько этапов, однако до настоящего времени не существует еще окончательно разработанной схемы стратиграфии четвертичных лав, так же как и общей стратиграфической схемы плиоценовых и четвертичных отложений Малого Кавказа.

Большая работа по геологическому изучению вулканогенных толщ Малого Кавказа была проведена К. Н. Паффенгольцем; ему же принадлежит первенство в разработке единой хронологической схемы кайнозойского вулканизма Малого Кавказа (Паффенгольц, 1931). Согласно этой схеме, которая в продолжении многих лет пользовалась широким распространением, излияния лав четвертичного времени происходили в течение пяти циклов (лавы типа А, В, С, D и E).

По мере дальнейшего геологического изучения этой территории появились новые данные, вносящие ряд изменений и уточнений в схему К. Н. Паффенгольца. В последнее время было высказано предположение о наличии в пределах Малого Кавказа только двух четко выраженных

комплексов четвертичных лав — молодых послеледниковых лав, соответствующих типу Е и более древних, включающих типы А, В, С и D, по К. Н. Паффенгольцу (Великовская, Леонтьев, Милановский, 1953). Однако это предположение является лишь предварительной схемой и, в свою очередь, нуждается в дополнительном изучении и уточнении. Как справедливо отмечают указанные авторы, пока еще для территории Малого Кавказа нельзя считать окончательно установленным ни число фаз четвертичных лавовых излияний, ни их повсеместную синхронность. Разработка



Фиг. 3. Тектоническая зональность Малого Кавказа (по Л. Н. Леонтьеву, 1949)

1 — антиклинории второго порядка; 2 — синклиналильные зоны (синклинорий первого порядка) и синклинории второго порядка внутри антиклинальных зон (антиклинорий первого порядка); 3 — главные тектонические разрывы и направление движения по ним.

Антиклинории второго порядка: А — Ахалкалакский гипотетический, скрыт под лавами плейстоцена — постплейстоцена; I — Храмский; II — Локский; III — Алавердский; IV — Шамхорский; V — Муровдагский; VI — Агдамский; VII—VIII — Карабахский (VII — Аллакая-Кирское подвняtie; VIII — Кизлаг-Доминское); IX — Лачин-Баназурский; X — Южно-Зангезурский; XI — Южно-Гокчинский; XII — Ленинанкан-Арзакендский; XIII — Шарурский; XIV — Маку-Джувльфинский.

Синклинории второго порядка: 1 — Борчалинский; 2 — Ляльварский; 3 — Иджеванский; 4—5 — Дашкесано-Агджакендский; 6 — Мардакертский; 7 — Атеркский; 8 — Мартунинский; 9 — Аликчинский; 10 — Гадрутский; 11 — Нахичеванская депрессия

общей стратиграфической схемы четвертичных вулканогенных толщ Малого Кавказа является делом будущего.

Согласно геотектонической схеме В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (Леонтьев, 1949), Малый Кавказ представляется в виде огромного, сложно построенного мегантиклинория, ограниченного с севера Куринским мегасинклинорием и состоящим из пяти тектонических зон: 1) Сомхето-Карабахского антиклинория, 2) Севано-Курдистанского синклинория, 3) Мис-

хано-Зангезурского антиклинория, 4) Еревано-Ордубадского синклинория и 5) Шаруро-Джувльфинского антиклинория (фиг 3). Территория бассейна оз. Севан лежит в основном в зоне Севано-Курдистанского синклинория, поднявшегося в верхнем эоцене и освободившегося в это время от вод нижнепалеогенового моря. Окраинные части территории — ее горное обрамление — представляют собой крылья крупных антиклинориев: Мисхано-Зангезурского, возникшего еще в герциническое время, и Сомхето-Карабахского юрского антиклинория. Эти крупные антиклинории и синклинории состоят, в свою очередь, из более дробных тектонических элементов. Процессы складчатости проявились сильнее всего в Севано-Курдистанской зоне, как области, испытавшей самое длительное и интенсивное погружение.

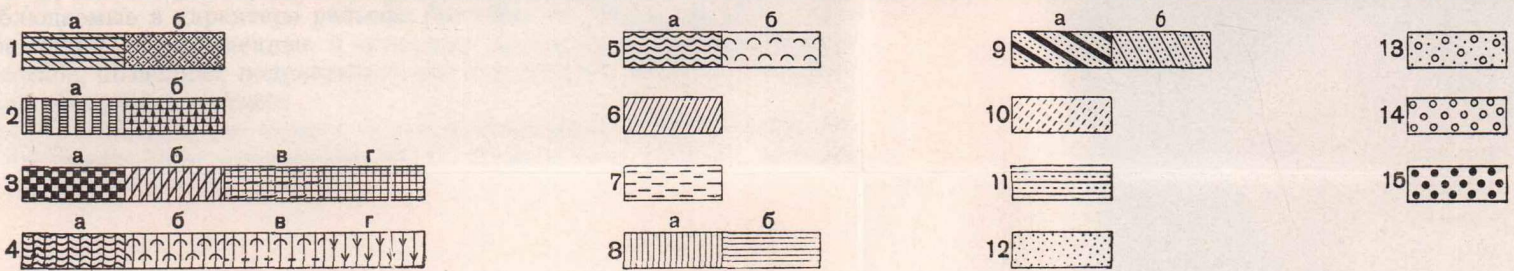
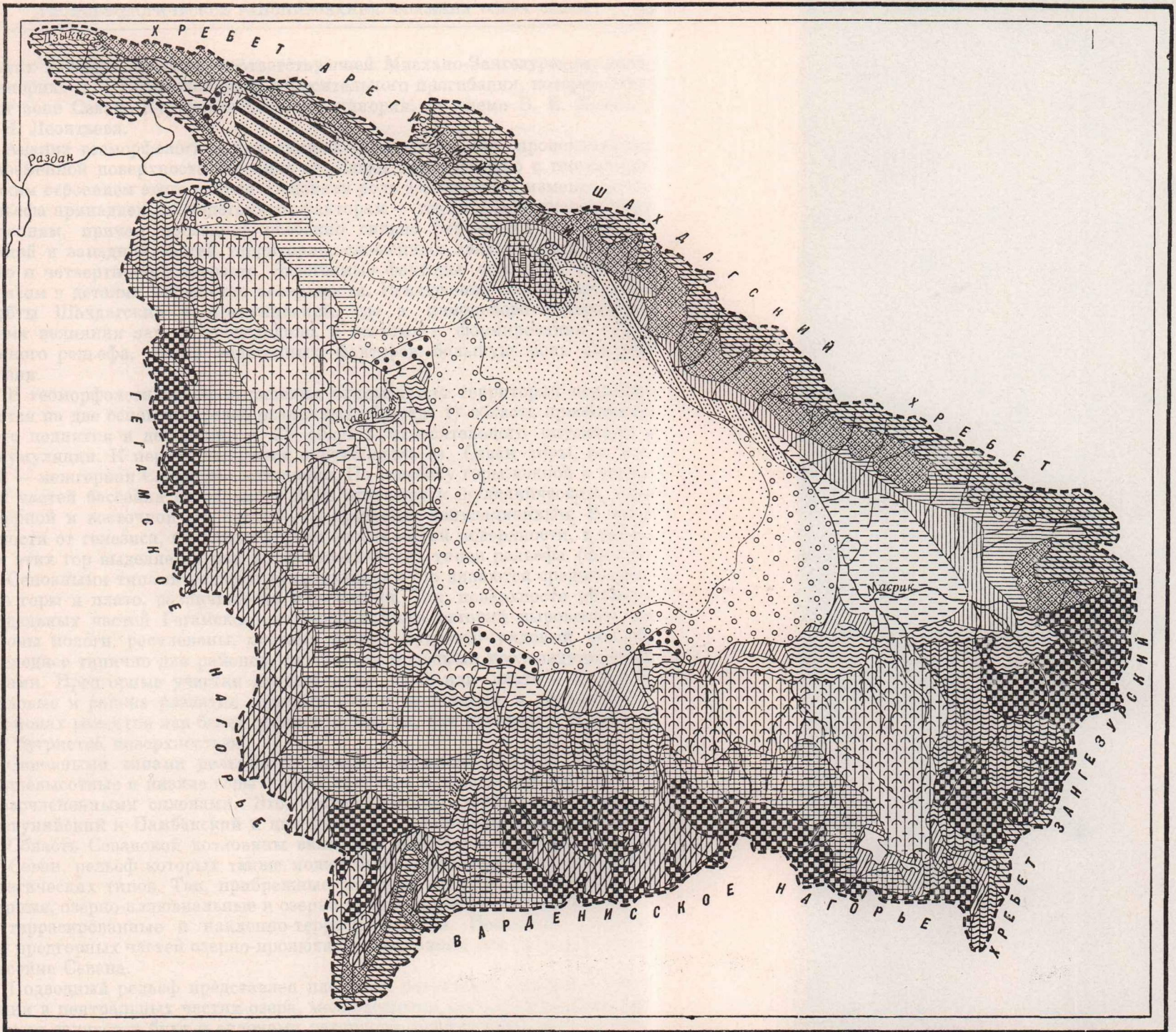
Из приведенного выше геологического описания следует, что в пределах изучаемого района преобладают изверженные породы (главным образом эффузивы), а также смешанные осадочно-вулканические породы (туфогены) третичного и четвертичного возраста. Осадочные породы, напротив, распространены здесь весьма незначительно. Кроме того, на территории бассейна Севана развиты интрузии основных пород, которые приурочены обычно к местам наиболее интенсивных дислокаций. В Шахдагском хребте интрузии представлены габбро, перидотитами, пироксенитами, дунитами, змеевиками и другими разновидностями мелового и третичного возраста, а в районе северного побережья озера — гранодиоритами третичного возраста.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Современный рельеф бассейна оз. Севан является ярким отражением геологической истории этой части Малого Кавказа. Основные неотектонические элементы, выделенные В. Е. Хаиным и Л. Н. Леонтьевым (Леонтьев, 1949), имеют в рельефе прямое отражение — горы соответствуют зонам поднятия, впадины — зонам погружения. Так, Гегамское и Вардениское нагорья располагаются в зоне Мисхано-Зангезурского антиклинория, хребты Шахдагский и Арегунийский — в зоне Сомхето-Карабахского антиклинория, а межгорная Севанская котловина — в зоне Севано-Курдистанского синклинория. Более мелкие тектонические единицы также хорошо отражены в рельефе. Рельеф бассейна оз. Севан, сформировавшийся в главных чертах в ходе всей геологической истории, претерпел особенно большие изменения в результате тектонических движений новейшего времени (верхнеплиоценово-четвертичных), которые в значительной мере и обусловили его современные особенности.

Как показывает ряд геологических и геоморфологических работ (Паффенгольц, 1946; Варданыц, 1948; Хаин и Леонтьев, 1950; Думитрашко, 1950; Милановский, 1952; Казакова, 1954, и др.) новейшие движения на Малом Кавказе выразились в его общем сводообразном поднятии, на фоне которого происходили дифференциальные подвижки отдельных участков. Последние в значительной мере были связаны с дизъюнктивными нарушениями, разрывы же и трещины, в свою очередь, нередко служили путями излияния лав.

В зависимости от характера новейших тектонических движений Е. Е. Милановский (1952) подразделяет Малый Кавказ на ряд зон, которые, как он пишет, являются унаследованными от предшествующего развития структуры Малого Кавказа. Территория бассейна оз. Севан, по схеме Е. Е. Милановского, расположена в пределах трех зон: 1) Муровдагской зоны поднятия, которая в основном соответствует Сомхето-Карабахскому антиклинорию В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева, 2) зоны поднятий вулкани-



Фиг. 4. Морфогенетические типы рельефа

Области преобладающего поднятия и денудации:
 1 — эрозионно-денудационные средневысотные горы с глыбово-складчатой структурой: а — водораздельные участки с остатками поверхностей выравнивания; б — расчлененные склоны; 2 — эрозионно-денудационные низкие горы с глыбово-складчатой структурой: а — водораздельные участки с остатками поверхностей выравнивания; б — расчлененные склоны; 3 — вулканические средневысотные горы: а — водораздельные участки с остатками поверхностей выравнивания, склоны и долины; б — то же, с формами ледниковой экзарации и аккумуляции; в — ступенчатые слабо расчлененные склоны; г — ступенчатые бугристо-грядовые склоны; 4 — вулканические плато: а — волнистые; б — бугристые; в — бугристо-грядовые; г — с глубоким долинным расчленением; 5 — вулканические равнины: а — пологоволнистые; б — бугристо-грядовые

Области преобладающего опускания и аккумуляции:

6 — озерные аккумулятивные террасированные равнины; 7 — озерно-аллювиальные аккумулятивные террасированные равнины; 8 — озерно-пролювиальные аккумулятивные равнины: а — наклонно-террасированные; б — наклонные; 9 — подводные скульптурно-тектонические, крутые склоны: а — расчлененные; б — нерасчлененные; 10 — подводные, тектонические, пологоступенчатые склоны; 11 — подводные вулканические бугристо-грядовые склоны; 12 — плоские равнины озерной аккумуляции (глубоководные); 13 — наклонные прибрежные равнины преобладающей аккумуляции терригенного материала; 14 — мелководные аккумулятивные равнины заливов и бухт; 15 — подводные дельтовые равнины

ческих нагорий Армении, соответствующей Мисхано-Зангезурскому антиклинорию, и 3) Севанской зоны относительного прогибания, которая отвечает зоне Севано-Курдистанского синклинория, по схеме В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева.

Анализ геоморфологических данных показывает, что происхождение современной поверхности бассейна оз. Севан тесно связано с геотектоническим строением этого района. Основная роль в создании и изменении его рельефа принадлежала эндогенным факторам — тектонике, вулканическим явлениям, причем последние особенно сильно отразились на рельефе южной и западной частей территории, сложенных лавами верхнетретичного и четвертичного возраста. Экзогенные факторы сказались главным образом в деталях устройства поверхности. Исключения составляют лишь хребты Шахдагский и Арегунийский, где в плиоценово-четвертичное время излияния лав не происходило, и поэтому в формировании современного рельефа, кроме эндогенных факторов, большую роль сыграла эрозия.

В геоморфологическом отношении описываемая территория подразделяется на две основные, резко различные области: 1) область преобладающего поднятия и денудации и 2) область относительного опускания и аккумуляции. К первой относятся окружающие оз. Севан горы, ко второй — межгорная Севанская котловина. По генезису горы южной и западной частей бассейна озера могут быть отнесены к вулканическим, горы северной и восточной его частей — к эрозионно-денудационным. В зависимости от генезиса, высоты и других особенностей поверхности, в пределах этих гор выделяется ряд морфогенетических типов рельефа (фиг. 4).

Основными типами рельефа вулканических гор являются средневысотные горы и плато, различные по морфологии. Так, поверхности приводораздельных частей Гегамского и Варденисского нагорий выровнены, их склоны пологи, расчленены, местами развит бугристо-грядовый рельеф. Последнее типично для районов, сложенных молодыми послеледниковыми лавами. Предгорные участки представляют собой или плато — бугристо-грядовые в районе развития молодых лав и волнистые и бугристые — в районах развития лав более древнего возраста, или равнины с волнистой или бугристой поверхностью.

Основными типами рельефа эрозионно-денудационных гор являются средневысотные и низкие горы с выровненными водораздельными частями и расчлененными склонами. Это средневысотные хребты Шахдагский, Арегунийский и Памбакский и низкие горы Артанишского п-ва.

Область Севанской котловины включает прибрежные равнины и дно оз. Севан, рельеф которых также может быть подразделен на ряд морфогенетических типов. Так, прибрежные равнины делятся по генезису на озерные, озерно-аллювиальные и озерно-пролювиальные; по морфологии — на террасированные и наклонно-террасированные. Последние типичны для предгорных частей озерно-пролювиальных равнин юго-восточной части бассейна Севана.

Подводный рельеф представлен плоскими равнинами озерной аккумуляции в центральных частях озера, мелководными аккумулятивными равнинами заливов и бухт и склонами различной морфологии.

Наблюдаемые в характере рельефа бассейна оз. Севан морфогенетические различия, обусловленные в основном историей развития отдельных его участков, позволяют подразделить эту территорию на ряд геоморфологических областей и районов.

Следует отметить, что первое геоморфологическое районирование бассейна оз. Севан было произведено С. С. Кузнецовым (1930а), который,

положив в основу районирования морфологический принцип, выделил в пределах этой территории четыре геоморфологических района: Ахманганский, Южно-Гокчинский, Мазринский и Шахдагский и привел их краткую характеристику.

Мы выделяем здесь три крупные геоморфологические области (Казакова, 1955):

I. Область Шахдагского и Арегунийско-Памбакского глыбово-складчатых средневысотных хребтов.

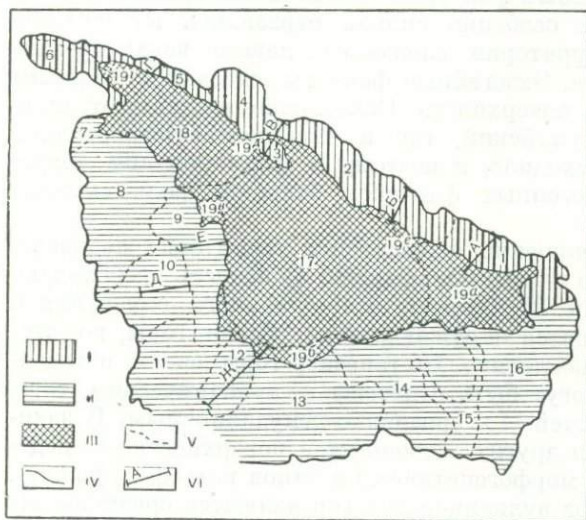
II. Область Гегамского и Варденисского вулканических нагорий.

III. Область межгорной Севанской котловины (фиг. 5).

В основу нашего районирования положен морфогенетический принцип, благодаря чему оно, несмотря на кажущееся на первый взгляд сходство с приведенным выше районированием С. С. Кузнецова, значительно от него отличается. Кроме того, в отличие от схемы С. С. Кузнецова наша схема включает и подводную часть озерной котловины.

Как видно из предыдущего, выделенные нами геоморфологические области соответствуют основным крупным геоструктурным элементам Малого Кавказа, каждый из которых имеет различную историю развития. Таким образом, эти области различаются между собой как по характеру современной поверхности, так и по геотектоническому строению, и в свою очередь подразделены нами на ряд более мелких геоморфологических единиц — районов, при выделении которых принимались во внимание главным образом морфологические различия отдельных участков поверхности, которые возникли в результате позднейшего вулканизма и воздействия экзогенных факторов. Описание выделенных геоморфологических областей и районов дается ниже.

I. Область Шахдагского и Арегунийско-Памбакского глыбово-складчатых средневысотных хребтов. Формирование рельефа этой геоморфологической области, соответствующей западной части Сомхето-Карабахского антиклинория, происходило в течение длительного времени, начиная с олигоцена, в условиях восходящих движений, сопровождавшихся тектоническими нарушениями, и дли-



Фиг. 5. Схема геоморфологического районирования бассейна оз. Севан

I. Область Шахдагского и Арегунийско-Памбакского глыбово-складчатых средневысотных хребтов. Районы: 1 — Шипанинский; 2 — Бабаджанский; 3 — Артаинский; 4 — Тохлуджинский; 5 — Соухбуланский; 6 — Памбакский. II. Область Гегамского и Варденисского вулканических нагорий. Районы: 7 — Ичаченский; 8 — Айриванский; 9 — Нор-Баязетский; 10 — Башнедиджурский; 11 — Цаккарский; 12 — Агмаганский; 13 — Варденисский; 14 — Алучайский; 15 — Ахар-Бахаский; 16 — Восточно-Севанский. III. Область межгорной Севанской котловины. Районы: 17 — впадина Большого Севана; 18 — впадина Малого Севана; 19 — прибрежные аккумулятивные равнины; а — Масринская; б — Южно-Севанская; в — Каравагетская; г — Дзынагетская; д — Артаинская; е — Гювей-Памбакская. IV — границы геоморфологических областей; V — границы геоморфологических районов; VI — линии профилей

тельного интенсивного воздействия экзогенных факторов. Свидетелями прерывистого поднятия этого антиклинория является наличие на склонах Шахдагского и Арегунийского хребтов ряда выровненных поверхностей. Как уже отмечалось, горы сложены осадочными толщами меловых известняков и вулканогенными эоценовыми толщами порфиритов, их туфов и туфобрекчий — породами сравнительно мало устойчивыми к процессам денудации. Последние действовали в течение длительного времени, что в сочетании с непрерывными изменениями базиса эрозии привело к сильному изменению первоначального рельефа. В настоящее время хребты Арегунийский и Шахдагский представляют собой горы более низкие и значительно более расчлененные, чем Гегамское и Вардениское нагорья.

Характерной особенностью современного рельефа этой геоморфологической области является сочетание древних и молодых форм рельефа, что отнюдь не связано с различным возрастом пород (как это имеет место в области вулканических нагорий) или с их литологическими особенностями. Древний рельеф хорошо сохранился в верхних, приводораздельных участках гор, которые отличаются значительной выровненностью и сильно разветвленными речными системами. Реки текут в широких, плоских, слабо выработанных и нередко заболоченных долинах, обычно сильно меандрируя. Над плоскими пространствами поднимаются отдельные вершины или узкие хребтики относительной высотой 200—500 м.

Средние части склонов гор, напротив, несут на себе все признаки омоложения: они круты и глубоко расчленены. Переход от плоской верхней части гор к средней соответствует резкому перегибу склона, где происходит обычно также и слияние рек. Долины рек здесь узкие, прямые, нередко имеющие вид каньонообразных ущелий. Течение, благодаря значительным уклонам, очень быстрое, русла завалены массой обломочного материала. Такой характер речных долин сохраняется до выхода рек на приозерную равнину, где они откладывают большую часть переносимого ими обломочного материала, состоящего из плохо окатанных обломков горных пород, и образуют обширные конусы выноса. Поверхность некоторых из них уже сильно сnivelирована и имеет вид пологой равнины, по которой реки протекают уже в виде небольших ручейков, подчас совсем теряясь в наносах.

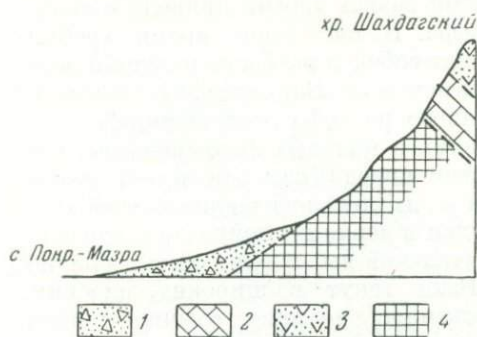
Долины рек в пределах рассматриваемой области чисто эрозионного происхождения. Никаких следов древнего оледенения не наблюдается даже на самых высоких вершинах. По мнению Н. В. Думитрашко (личное сообщение), это связано с небольшой шириной водораздела, где лед не мог долго задерживаться.

Сильной расчлененности Шахдагского и Арегунийского хребтов, помимо литологических свойств слагающих их пород и древнего возраста, способствуют крутые, иногда почти отвесные склоны гор и значительное количество осадков, приносимых восточными ветрами с Каспийского моря. Кроме речек и ручьев, имеющих более или менее постоянный сток, склоны Шахдагского и Арегунийского хребтов расчленены многочисленными сухими логами, служащими путями для временных потоков. Последние имеют здесь широкое развитие; они производят значительную эрозионную работу, перемещая огромные массы крупного обломочного материала. Для склонов Шахдагского хребта характерны также многочисленные скальные образования. В нижних частях склонов хребтов располагается серия абразионных террас, к уровням которых приурочены и эрозионные террасы.

Рельеф области Шахдагского и Арегунийского хребтов довольно однороден, что объясняется преимущественно одновозрастностью хребтов и влиянием на выработку форм рельефа в основном однообразных экзоген-

ных факторов. Однако и в пределах этой области можно выделить ряд районов, обладающих специфическими чертами рельефа, что обусловлено главным образом геологическим строением. Наиболее различными по своим геоморфологическим особенностям являются юго-западные склоны Шахдагского и Арегунийского хребтов¹ и горы Арташишского п-ва.

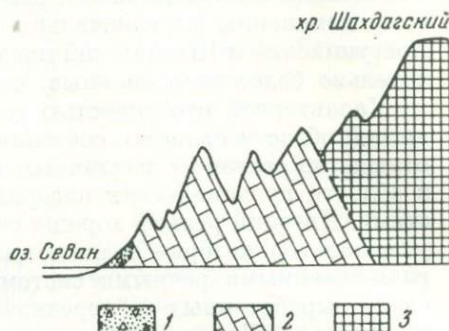
Южная часть Шахдагского хребта — Шипкаинский геоморфологический район — отличается очень пестрым геологическим строением.



Фиг. 6. Профиль рельефа южной части Шахдагского хребта (район 1, профиль А)

1 — аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — меловые известняки и вулканогенная толща порфиритов, туфов, туфобрекчий; 3 — меловые туфогенные песчаники, туфы, туфосланцы; 4 — ультраосновные породы.

Примечание: На этом и на всех остальных профилях (фиг. 6, 7, 8, 10, 12, 13, 14) границы между геологическими толщами даны условно. Районы и направления профилей приведены на схеме геоморфологического районирования (фиг. 5)



Фиг. 7. Профиль рельефа центральной части Шахдагского хребта (район 2, профиль Б)

1 — аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — меловые известняки; 3 — ультраосновные породы

Поверхность этого района сложена меловыми известняками, меловыми грубозернистыми туфогенными песчаниками, туфами, туфосланцами, глинистыми сланцами, вулканогенными толщами порфиритов, их туфов и туфобрекчий, габбро и ультраосновными породами. Шахдагский хребет в пределах этого района простирается в некотором отдалении от берега озера, склоны хребта расчленены здесь многочисленными, слабо врезанными долинами временных водотоков, воды которых, не доходя до берега озера, теряются в аллювиально-пролювиальных наносах Масринской равнины.

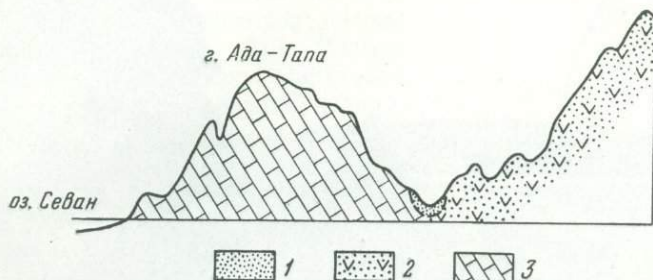
В предгорной части района широко распространены крупные задернованные конусы выноса, образующие сплошной предгорный шлейф и свидетельствующие о мощных водных потоках, прорезавших некогда высокий хребет, который круто спускался к древнему озеру. К настоящему времени процессы денудации уже сильно снизили этот горный хребет, береговая же линия озера отступила далеко на запад (фиг. 6).

Северная часть Шахдагского хребта — Бабаджанский геоморфологический район — отличается тем, что горы здесь подходят к берегу озера гораздо ближе и склоны их значительно круче и сильнее расчленены, чем склоны гор южной части (фиг. 7). Этот район характеризуется наиболее развитой гидрографической сетью, причем здесь, кроме рек с постоянным стоком, широко распространены многочисленные глубоко врезанные русла

¹ Северо-восточные склоны хребтов не относятся к бассейну оз. Севан и в данной статье не рассматриваются.

временных водотоков, по которым весной и осенью происходит интенсивный сток. Средние и нижние участки русел загромождены массой обломочного материала, откладывающегося в виде мощных конусов выноса на прибрежной равнине. В пределах этого района не исключена возможность возникновения мощных грязекаменных потоков типа селей, что необходимо учитывать при хозяйственном использовании этой территории.

История геологического развития Артанишского п-ова, единственного крупного полуострова оз. Севан, тесно связана с историей развития Шагдагского хребта. Однако меньшая абсолютная высота гор этого полуострова, специфические особенности морфологии и обособленное положение позволили нам выделить его в самостоятельный Артанишский геоморфо-



Фиг. 8. Профиль рельефа Артанишского п-ова и южной части Арегунийского хребта (районы 3, 4, профиль В).

1 — древний аллювий; 2 — эоценовые туфы, туфобрекчии, песчаники; 3 — меловые известняки

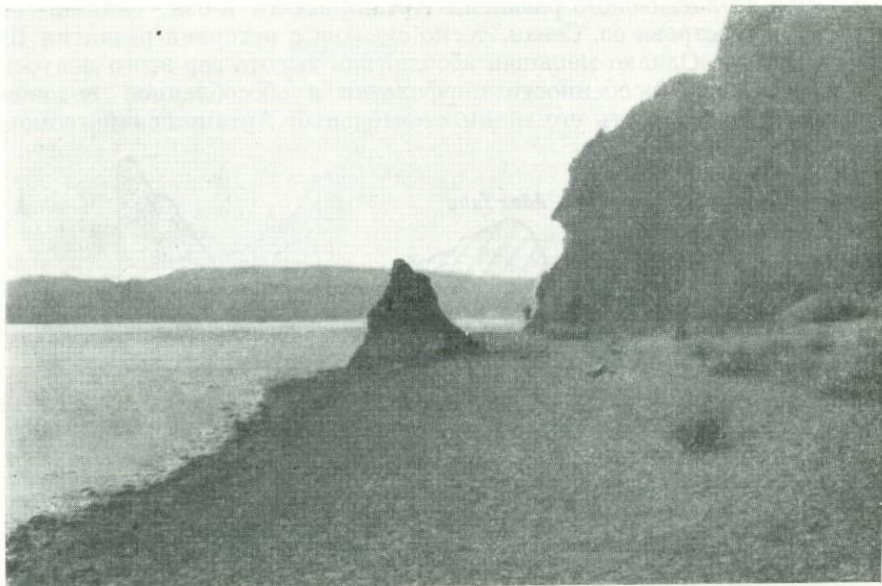
логический район. В современном рельефе горы Артанишского п-ова, сложенные меловыми известняками, представляют собой низкогорный останцовый массив (фиг. 8). От основного хребта он отделен узкой полосой песчано-галечниковой аккумулятивной равнины, которая свидетельствует о том, что в сравнительно недалеком прошлом этот полуостров являлся островом, отделенным от берега нешироким проливом.

Горы Артанишского п-ова обладают плоскими вершинами и ясно выраженной асимметрией склонов. Южные и восточные склоны более круты и сильнее расчленены, чем северные и западные, хотя постоянных рек здесь также нет. Последнее, очевидно, можно объяснить малым количеством выпадающих осадков, так как воздушные массы, направляющиеся с Каспийского моря, задерживаются более высоким Шагдагским хребтом. Склоны гор, круто обрывающиеся к озеру, изрезаны лишь оврагами, служащими путями для временных потоков, возникающих во время весеннего таяния снега и летних дождей. Узкая прибрежная полоса сложена глыбами и обломками пород. В нижних частях западных склонов гор и в прибрежной полосе многочисленны остатки абразионных аккумулятивных террас разных высот, древних конусов выноса и береговых валов.

Арегунийский хребет сложен палеогеновыми (эоценовыми) отложениями, преимущественно вулканогенной фации, представленными в водораздельной части порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, на склоне, обращенном к оз. Севан, — туфами, туфобрекчиями и разнообразными песчаниками. Гребневая часть Арегунийского хребта в его северной и южной частях находится в разном удалении от берега озера, что обуславливает некоторую разницу в морфологии склонов этого хребта.

В южной части хребта, выделяемой нами в Тохлуджинский геоморфологический район, водораздельная линия находится значительно дальше

от берега озера, чем в его северной части, а ширина водораздела значительно больше. Склоны хребта прорезаны здесь долинами рек Тохлуджи и Амбулаха, строение которых, по существу, не отличается от строения долин всей этой геоморфологической области. Питание рек здесь в основном родниковое.



Фиг. 9. Крутой обрывистый склон Арегунийского хребта.

Фото С. Г. Саркисяна

В северной части Арегунийского хребта, выделяемой нами в Соухбулакский геоморфологический район, горы подходят к самому озеру, склоны их очень круты, обрывисты и прорезаны множеством лоцин, большей частью сухих, служащих путями для временного стока талых и ливневых вод (фиг. 9 и 10). Водораздельная зона узка, поверхность ее пенеппенизирована, над ней возвышаются лишь отдельные плоские вершины; в прибрежной части распространены небольшие по площади конусы выноса; берега озера круты и обрывисты, аккумулятивные формы отсутствуют.

Восточный склон Памбакского хребта, входящий в пределы бассейна оз. Севан, выделен нами в Памбакский геоморфологический район, он характеризуется крутизной, слабым расчленением и плоскими пенеппенизированными вершинами.

II. Область Гегамского и Варденисского вулканических нагорий. Формирование современного рельефа этой геоморфологической области, соответствующей восточной части Мисхано-Зангезурской антиклинория, происходило в основном в плиоценовое и четвертичное время в условиях восходящих движений и излияния лав. Резкие тектонические движения третичного и четвертичного времени вызвали прерывистые сводообразные поднятия поверхности, а в периоды между поднятиями происходили размыв и выравнивание. В современном рельефе эти события нашли отражение в виде наличия отдельных участков денудационных поверхностей, которые прослеживаются местами на склонах Гегамского и Варденисского нагорий. Сводообразные поднятия сопро-

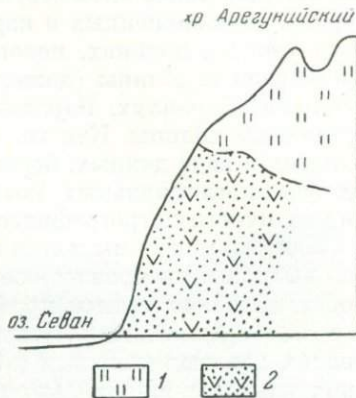
ждались разломами земной коры и мощными излияниями лав по трещинам, которые как бы забронировали первоначальный рельеф. Крупный разлом приурочен, например, к центральной, наиболее высокой части Гегамского нагорья, где располагается цепь шлаковых вулканических конусов. Кроме того, ряд более мелких разломов проходит по окраинным частям нагорий; к ним также нередко приурочены вулканические вершины. Оба нагорья образованы плиоценовыми вулканогенными толщами, перекрытыми мощными покровами четвертичных андезито-базальтовых лав.

В верхнечетвертичное время нагорья подвергались оледенению, которое носило долинно-кардовый характер. По данным Е. А. Нефедьевой (1950), ледники Гегамского нагорья имели незначительную мощность (до 100—150 м), небольшую длину (8—10 км) и не спускались ниже 2600—2700 м абс. высоты. Оледенение Варденисского нагорья было более значительным — ледники имели здесь большую мощность и спускались ниже.

В настоящее время поверхности нагорий представляют собой платообразные возвышенности с выровненной пребневой зоной и пологими склонами. На привершинном плато возвышается ряд вулканических вершин. Последние имеют различный генезис и морфологию. Наиболее многочисленны здесь шлаковые вершины, которые сложены выбросами красных и черных шлаков и имеют вид правильных усеченных конусов с углублениями в центре — остатками бывших кратеров. В пределах Гегамского нагорья встречаются также бескратерные липаритовые конусы, представляющие останцы третичного рельефа, полигенные вулканы, сложенные чередующимися слоями лав и шлаков, и вершины, сложенные андезитовой лавой и туфобрекчиями, которые обособились в рельефе в результате эрозионного врезания ограничивающих их долин.

Территории, сложенные наиболее древними плиоценовыми и нижнечетвертичными лавами, сильно изменены экзогенными процессами. Вулканические вершины здесь сильно сглажены, кратерные воронки заполнены обломочным материалом, склоны гор расчленены многочисленными долинами и оврагами и постепенно переходят в прибрежную равнину. Длительное воздействие денудационных процессов привело к тому, что на отдельных участках нагорья рельеф утратил первоначальный облик вулканического плато, приобретая вид типичного эрозионного рельефа. При этом в местах распространения плотных вулканических пород — базальтов и андезито-базальтов — формы рельефа более пологие, сглаженные; в местах развития рыхлых туфобрекчий — более обрывистые и скалистые.

Большая часть крупных рек бассейна оз. Севан приурочена к районам развития плиоценовых и нижнечетвертичных лав; это реки Каварагет, Вали-Агалу и Цаккар в западной части и реки Аргичи, Дайштыдереси, Варденис, Алучалу и Макенис — в южной части. Указанные реки обладают по сравнению с другими реками района наиболее значительным дебитом и имеют постоянный сток в течение всего года. Речные долины могут быть разделены здесь на три участка. Верхний участок отличается нали-



Фиг. 10. Профиль рельефа северной части Аргунийского хребта (район 5, профиль Г)

1 — эоценовая вулканогенная толща (порфириты, их туфы и туфобрекчии),
2 — эоценовые туфы, туфобрекчии и разнообразные песчаники

чем ледниковых элементов; средний участок узкий, здесь долины имеют характер ущелий; в нижнем участке, приуроченном к побережью озера, долины широкие и плоские. Основным фактором, влияющим на формирование верхних частей речных долин, является ледниковая эрозия. Все наиболее крупные реки, стекающие с восточных склонов Гегамского и северных склонов Варденисского нагорий, берут начало из снежников или из озерков, расположенных в карах или кароидах; реки эти в верхней своей части текут в долинах, некогда занятых ледниками. Это либо широкие трогообразные долины (долины рек Башкендиджур, Куридаг, Вали-Агалу, Назархан, Каранлух, Варденис и Алучалу), либо узкие, не типичные, ледниковые долины. Как те, так и другие выполнены ледниковыми отложениями в виде донных, береговых и конечных морен, а также отложениями флювиогляциальных потоков, состоящих из слабо окатанных валунов различного петрографического состава.

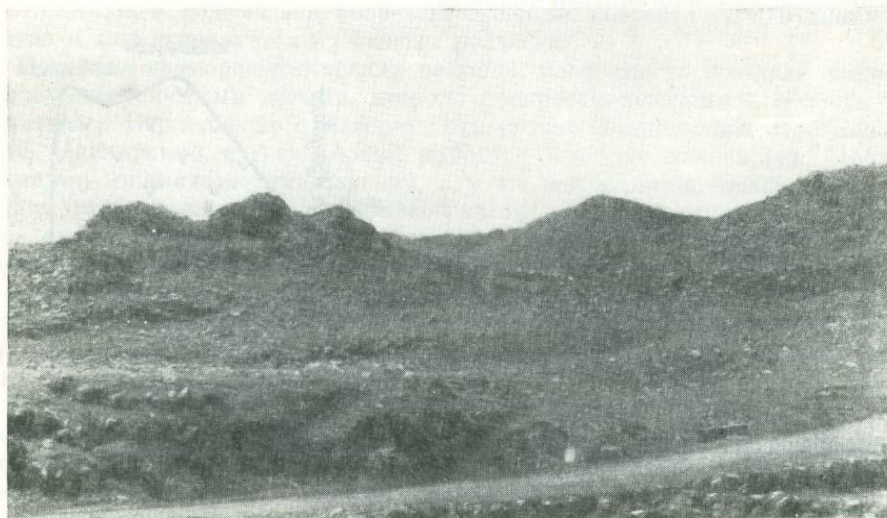
Ледниковые формы долин сохраняются обычно до высоты 2500 м. Ниже и до выхода к побережью озера реки текут в узких, глубоких долинах с V-образным поперечным профилем, являясь типичными горными потоками со слабо разработанными молодыми долинами. В местах контакта более древних лавовых покровов с более молодыми долинами рек носят характер узких каньонов-ущелий (долина р. Аргичи на участке селений Каравансарай — Верин Геташен; долина р. Цаккар близ с. Тазагюх и др.). Среди озерных равнин реки вступают в широкие долины с аккумулятивными террасами.

Долины рек в основном молодые, большинство из них врезано в нижнечетвертичные лавы и имеет только низкие террасы. Следы древних долин сохранились в современном рельефе лишь у трех рек этой области — Алучалу, Каранлух и Каварагет. Высокие террасы этих рек либо перекрыты нижнечетвертными лавами, либо врезаны в плиоценовые лавы, что может служить указанием на их дочетвертичный или нижнечетвертичный возраст. Сопоставление минералогического состава отложений низких и высоких террас одной и той же реки с размываемыми ею коренными породами показывает почти полную аналогию состава низких террас и коренных пород и, напротив, резкое отличие от коренных пород отложений древних террас. Это позволяет предположить, что, очевидно, в период формирования высоких террас реки размывали более древние породы, перекрытые впоследствии излияниями лав.

У большинства рек древние долины в современном рельефе не выражены. Однако в некоторых случаях можно обнаружить наличие древних погребенных долин по косвенным признакам. Таковыми являются главным образом выходы источников и родников, которые, как уже отмечалось, весьма многочисленны в пределах данной геоморфологической области. Родники, питаемые подземными водами, текущими по древним долинам, обычно имеют здесь линейное расположение, а их наиболее мощные выходы приурочены, как правило, к окончаниям лавовых потоков. Мощность же лавовых потоков находится в тесной зависимости от подстилающего эти лавы древнего рельефа, в связи с чем может служить ключом для распознавания этого рельефа. Наибольшая мощность четвертичных лав (100 м и более) приурочена к древним долинам, наименьшая (приблизительно 20 м) — к древним водоразделам.

Участки Гегамского и Варденисского нагорий, сложенные более молодыми лавами, еще очень слабо затронуты процессами денудации. На этих участках хорошо сохранились отдельные вулканические конусы с кратерными воронками; на местности четко прослеживаются лавовые потоки, спускающиеся в оз. Севан. Поверхность этих лавовых потоков бугристо-

холмистая: лавовые гряды, холмы и бугры чередуются с бессточными котловинами, впадинами и ямами (фиг. 11). Поверхность лавовых потоков в значительной мере изменена процессами физического, в частности морозного, выветривания. Последнему способствуют резкие колебания в суточном и годовом ходе температур, приводящие к разрушению горных пород и к образованию большого количества россыпей в районах распро-



Фиг. 11. Холмистый лавовый рельеф между с. Лчашен и с. Чкаловка.
Фото Е. А. Нефедевой

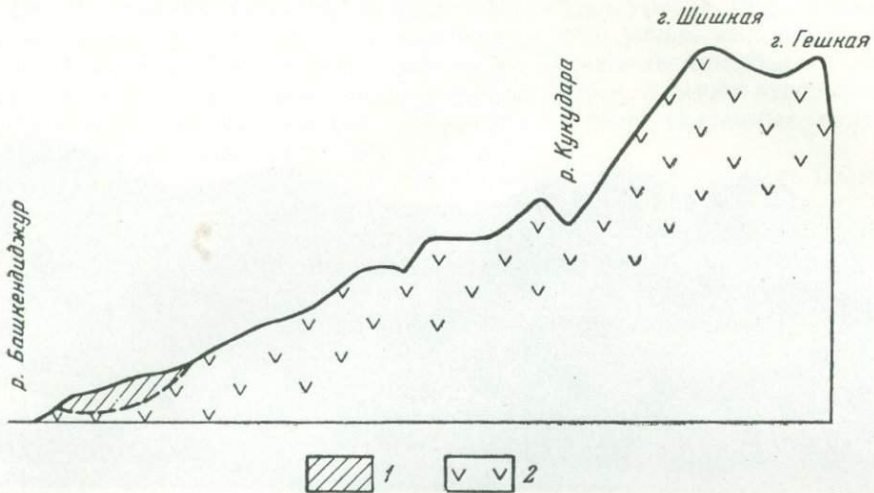
странения андезито-базальтовых и базальтовых лав. Последнее в значительной мере зависит также от свойства лавы глыбовой структуры распадаться на отдельные обломки.

Все это приводит к тому, что все элементы рельефа покрыты здесь многочисленными каменистыми россыпями «чингилами», состоящими из крупных глыб базальта и андезито-базальта, достигающих иногда величины более 1 м. Речная сеть в районах распространения молодых лав отсутствует. Трециноватость лав, слабое развитие почвенного покрова и растительности способствуют быстрой инфильтрации атмосферных осадков. Ледниковые формы рельефа здесь также отсутствуют, хотя горы и достигают больших высот. Это свидетельствует о том, что оледенение Гегамского и Варденисского нагорий имело место до излияния этих лав (относящихся к типу Е, по К. Н. Паффенгольцу).

Из сказанного видно, что развитие рельефа в пределах различных районов Гегамского и Варденисского вулканических нагорий протекало не одинаково, в связи с чем современный геоморфологический облик отдельных участков нагорий существенно различен. Прежде всего это связано с разновозрастностью лавовых потоков, отчего в значительной мере зависит и степень переработки рельефа различными экзогенными факторами. Наиболее резкая разница в рельефе наблюдается между территориями, сложенными наиболее древними плиоценовыми и нижнечетвертичными лавами и наиболее молодыми верхнечетвертичными лавами. Однако в пределах каждой из них современный рельеф отдельных территориально разобщенных и разновысотных участков также не одинаков, а имеет

ряд характерных особенностей, обусловленных различными воздействиями на них тех или иных эндогенных и экзогенных факторов.

Участки нагорий, обладающие различными чертами рельефа, выделены нами как отдельные геоморфологические районы. К группе районов, поверхность которых сложена в основном наиболее древними плиоценовыми лавами, относятся Башкендиджурский и Вардениский. Кроме того, к ней же может быть условно отнесен и Восточно-Севанский район, сложенный эоценовыми, вулканогенными толщами.



Фиг. 12. Профиль рельефа, выработанного в плиоценовых лавах в пределах Гегамского нагорья (район 10, профиль Д)

1 — нижнечетвертичные лавы; 2 — плиоценовые андезиты, туфы, туфобрекчии

В пределах Гегамского нагорья площадь распространения плиоценовых лав сравнительно невелика. Они занимают лишь среднюю часть нагорья — Башкендиджурский район. Эти лавы представлены андезитами, их туфами и туфобрекчиями, которые слагают восточные склоны, а также липаритами и обсидианами, которыми сложены массивы Спитаксар и Гехасар, расположенные в водораздельной части нагорья.

Процессы физического выветривания, а также речная и ледниковая эрозия сильно изменили первоначальный рельеф местности. В высокогорной части, благодаря расчленению, выявился ряд вершин и гребней, обладающих очень крутыми, подчас отвесными склонами (фиг. 12). Многочисленны кары, днища которых лежат на абс. высоте 3000—3200 м. Реки берут начало из снежников этих каров. Верхние части долин — древнеледниковые, выполненные отложениями донных, береговых и конечных морен (последние отмечены на высоте до 2600 м) и отложениями флювиогляциальных потоков. Между глубоко врезанными долинами расположены выровненные междуречные пространства, которые имеют вид широких отрогов, полого спускающихся на северо-восток. Среди них местами наблюдаются почти горизонтальные поверхности. По мере спуска глубина вреза долин постепенно уменьшается, широкие ложбины расчленяют поверхность на ряд увалов со сглаженными формами. Нижние части склонов более круты и расчленены уже значительно сильнее за счет многочисленных долин временных речек и ручьев.

В пределах Варденисского нагорья площадь распространения плиоценовых лав гораздо больше; они слагают его западную часть — Варденисский район. Для рельефа этого района характерны значительная выровненность приводораздельных частей, слабое расчленение склонов с многочисленными ледниковыми формами и наличие предгорных волнистых плато.

Территория Восточно-Севанского района сложена мощной толщей дацитов, липаритов, их туфов и туфобрекчий нижнеплиоценового (?) возраста (басаргечарская свита), подстилаемых андезитами и другими вулканогенными породами эоценово-олигоценного возраста (кельбаджарская свита) и характеризуется куэстовым рельефом.

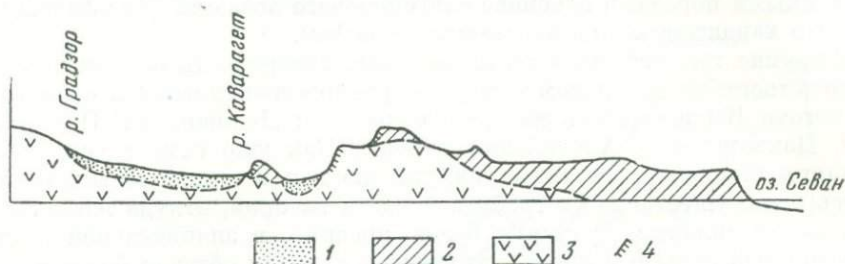
К группе геоморфологических районов, поверхность которых сложена нижнечетвертичными лавами, широко распространенными в области Гегамского и Варденисского нагорий, относятся: Лчашенский, Нор-Баязетский, Цаккарский и Алучайский районы. Как уже отмечалось, центры излияния нижнечетвертичных лав, так же как и плиоценовых, располагались преимущественно в гребневой части нагорий, откуда лавы спускались по их склонам, бронируя более древний, в значительной степени выровненный рельеф и лишь в отдельных случаях обтекая более высокие из существовавших в то время возвышенностей. Благодаря этому в районах распространения нижнечетвертичных лав преобладают платообразные поверхности, которые, однако, на отдельных участках нагорий изменены под влиянием различных факторов.

Самая северная часть Гегамского нагорья — Лчашенский район — представляет собой пологоволнистую, местами бугристую наклонную равнину, сложенную потоками лавы, излившейся из вулканов Богу-Даг. Последние возвышаются над этой равниной в виде трех вулканических конусов; вершины их сильно сглажены, в центральных частях находятся обширные водосборные воронки — остатки былых кратеров. Современная эрозионная сеть в этом районе отсутствует. В направлении с северо-запада на юго-восток протягивается древняя, ныне сухая, долина, большая часть которой покрыта более молодыми лавами.

Нижнечетвертичные лавы развиты также в предгорной части Гегамского нагорья, в пределах Нор-Баязетского района. Рельеф этого района неоднороден (фиг. 13). Северная его часть представляет холмистую террасированную равнину, слабо расчлененную сухими лоцинами. В направлении с северо-запада на юго-восток здесь протягивается древняя террасированная сухая долина, очевидно, принадлежавшая некогда какой-то большой реке. В восточной части района располагается бессточная Маньчарская равнина, окруженная невысокими лавовыми грядами, благодаря чему она имеет вид котловины. Юго-западная часть района более повышена; с севера на юг здесь протягивается так называемая Башкендская гряда с резко асимметричными склонами — крутыми западными и пологими восточными. Гряда, так же как и описанные выше равнины, сложена нижнечетвертичными лавами, в рельефе же она выявилась в результате сбросов позднейшего времени. Поверхность гряды имеет вид волнистого плато, слабо расчлененного в северной части и значительно более резко расчлененного в южной. Здесь наблюдается также ряд древних сухих долин, продолжение которых прослеживается западнее, на склонах Гегамского нагорья. В нижнечетвертичное время по этим долинам, очевидно, осуществлялся сток в озеро. В настоящее время Башкендская гряда отделена от Гегамского нагорья межгорной депрессией, выполненной аллювиальными отложениями, по дну которой протекает р. Каварагет. Долина этой реки может быть разделена на три участка: верхний представляет собой широкую аллювиальную террасированную равнину, прорезанную

многочисленными протоками р. Каварагет; средний участок является долиной прорыва и имеет вид каньона; нижний, присеванский участок долины занят широкой, местами заболоченной поймой и низкими аккумулятивными надпойменными террасами.

Нижнечетвертичные лавы слагают также южную часть Гегамского нагорья — Цаккарский район, рельеф которого уже значительно переработан экзогенными процессами. Для высокогорной части района характерно наличие каров, слабо врезанных ледниковых долин, нередко типич-



Фиг. 13. Профиль рельефа, выработанный в нижнечетвертичных лавах в пределах Гегамского нагорья (район 9, профиль Е)

1 — древние аллювиальные отложения; 2 — нижнечетвертичные лавы; 3 — плиоценовые андезиты, туфы, туфобрекчии; 4 — сбросы

ной трогообразной формы, и моренных холмов. На высоте 2800 м начинается пологий склон, в пределах которого наблюдается ряд четко выраженных в рельефе уступов, образовавшихся путем наслаивания один на другой нескольких лавовых покровов. Вполне вероятно, что приуроченность этих лавовых уступов к определенным местам и высотным отметкам связана с особенностями дочетвертичного рельефа. Нижняя часть склона значительно круче и расчленена уже много глубже; местами долины даже имеют вид глубоких ущелий.

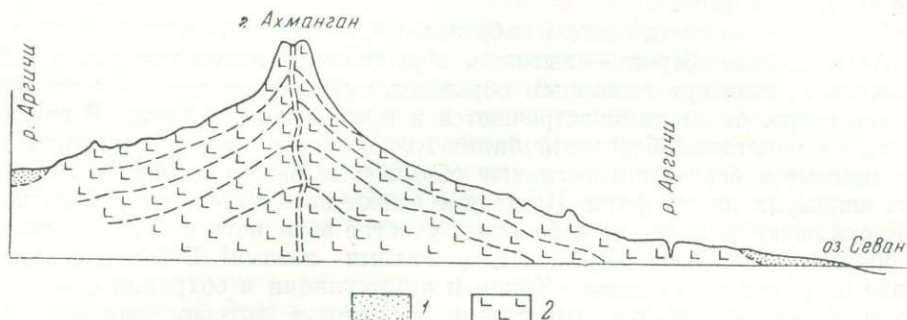
В пределах Варденисского нагорья нижнечетвертичные лавы менее распространены. Они развиты на северном склоне восточной части нагорья, где слагают поверхность Алучайского района. Так же, как и описанные выше районы Гегамского нагорья, этот район отличается значительной выровненностью водораздельных участков и слабым расчленением склонов. Предгорная часть представляет собой в основном плато, среди которого возвышаются отдельные шлаковые конусы и многочисленные лавовые бугры. Центром излияния нижнечетвертичных лав, согласно К. Н. Паффенгольцу (1931), является гора Српи-Даш. Ниже, так же как и в западной части Варденисского нагорья, располагаются пологоволнистые вулканические равнины, которые постепенно переходят в прибрежные озерные равнины.

В пределах описываемого района, так же как и в других местах бассейна оз. Севан, мощность лавовых потоков не везде одинакова — на выровненных участках древнего рельефа она незначительна, в пределах древних речных долин очень велика. К лавовым выступам приурочены выходы мощных родников, что свидетельствует о наличии в пределах описываемого района древних, ныне погребенных речных долин.

К группе геоморфологических районов, поверхность которых сложена верхнечетвертичными лавами, относятся Айриванский, Агмаганский и Ахар-Бахаский районы.

Как уже было указано, рельеф этих участков Гегамского и Варденисского нагорий очень специфичен и резко отличается от соседних районов.

Преобладающими формами рельефа здесь являются беспорядочно разбросанные лавовые гряды, холмы и бугры и чередующиеся с ними понижения. Поверхность везде покрыта чингилами. Характерно также полное отсутствие рек и обилие родников. Вулканические шлаковые вершины обычно насажены на лавовое основание и имеют большей частью форму усеченных конусов с кратерными углублениями (фиг. 14). Особенно хорошо сохранившийся кратер, занятый в настоящее время озером, наблюдается на горе Агмаган.



Фиг. 14. Профиль рельефа, выработанного в верхнечетвертичных лавах вулканического конуса Агмаган (Ахманган) район 12, профиль Ж

1 — древние аллювиальные и озерные отложения; 2 — верхнечетвертичные лавы

III. Область межгорной Севанской котловины. Эта область расположена между вышеописанными геоморфологическими областями. В нее входит впадина, занятая озером, с прилегающими к ней равнинами. В геоструктурном отношении эта область, как уже указывалось, является частью Севано-Курдистанского синклиория и находится в континентальных условиях с верхнего эоцена — олигоцена. История развития котловин Большого Севана и Малого Севана не одинакова. Геотектонические и палеонтологические данные позволяют предположить, что на месте Большого Севана в течение плиоцена, а возможно и ранее, существовал реликтовый водоем лагунного типа, на месте же Малого Севана в это время была суша. Геоморфологические особенности дна и берегов оз. Севан дают основание предполагать, что затем следовал период (конец верхнего плиоцена — плейстоцен), когда на месте обоих озер располагалась межгорная равнина с развитой речной сетью; главной рекой этой равнины являлась пра-Раздан, протекавшая в направлении с юго-востока на северо-запад. В результате подпруды реки пра-Раздан, вызванной поперечными по отношению к ее долине поднятиями и лавой, излившейся из вулканов Богу-Даг, на месте этой межгорной равнины образовалось озеро (Казакова, 1955).

Формирование современного подводного рельефа Большого Севана и Малого Севана и рельефа их побережий происходило в условиях тектонических движений, а также под воздействием озерной абразии и аккумуляции. Некоторое влияние оказывали также и реки, впадающие в озеро. Поэтому аккумулятивные отложения, слагающие дно оз. Севан, не однородны; они принадлежат к различным литогенетическим типам, которые обычно приурочены к определенным участкам дна. Так, например, согласно Г. Д. Афанасьеву (1933), центральные части дна озера, где преобладают процессы биогенной аккумуляции, сложены диатомовыми илами; нижние части склонов дна, где наблюдается преобладание биогенной и

химической аккумуляции, сложены известковым песком и илами; верхние, прибрежные части склонов, где преобладает аккумуляция терригенного материала, сложены песчано-галечниковыми отложениями. Прибрежные равнины суши сложены как современными, так и более древними отложениями, представленными галечниково-щебнистым, галечниковым и песчано-глинистым материалом. Формы рельефа побережий Севана разнообразны; они включают как собственно берега Севана, так и формы надводной и подводной частей озера в виде береговых валов, ложбин, конусов выноса, террас¹.

Берега оз. Севан делятся на абразивные, аккумулятивные и сложные.

Абразионные берега — высокие, обрывистые, сложенные коренными породами, характерны главным образом для северо-западной и восточной частей озера, но местами встречаются и в его западной части. В зависимости от очертаний береговой линии различаются берега выровненные обрывистые и берега ингрессивные обрывистые без свободных и замкнутых аккумулятивных форм. Последние имеют незначительное распространение и развиты лишь на небольшом участке западного побережья озера, сложенного молодыми верхнечетвертичными лавами. Берег здесь еще слабо затронут процессами абразии и аккумуляции и сохранил свои первоначальные извилистые очертания, вызванные затеком лав в озеро. Остальные участки абразионного берега, сложенные более древними породами, отличающимися малой устойчивостью, выровнены под влиянием длительного воздействия абразионных процессов.

Аккумулятивные берега — низкие, намывные. В зависимости от генезиса они могут быть подразделены на берега, сложенные речными отложениями, и берега, сложенные озерными отложениями. Первые развиваются близ устьев крупных рек и характеризуются плавным контуром. Вторые развиты главным образом на западном и южном побережьях; они большей частью также имеют плавные очертания и характеризуются многочисленными береговыми валами. Исключение составляют берега Артанишского залива, которые хотя и сложены озерными отложениями, но обладают сильной изрезанностью. Последнее обусловлено миграцией наносов, происходящей под воздействием бокового прибоя волн, который, в свою очередь, зависит от направления господствующих на данном участке ветров.

Берега третьего типа — сложные — состоят из чередующихся абразионных и аккумулятивных участков и характеризуются выровненностью. К берегам этого типа может быть отнесен участок южного берега, расположенный между дельтой р. Варденис и с. Цовак.

Вдоль всего озера, особенно на широких и пологих южном и западном берегах, широко распространены береговые валы. Образование их связано со многими факторами, наиболее существенными из которых являются литологические и геоморфологические особенности побережий, а также сила и направление прибоя волн, которые, в свою очередь, зависят от господствующих в районе ветров.

С. Г. Саркисян (личное сообщение) выделяет здесь валы, параллельные береговой линии озера, и валы, протягивающиеся под некоторым углом к береговой линии. Согласно его данным, наибольшее распространение имеют береговые валы первого типа. Их величина, протяженность и высоты очень разнообразны. Большей частью они асимметричны — с более крутым склоном, обращенным к озеру. В некоторых местах наблюдает-

¹ Под «побережьем» мы понимаем, согласно И. С. Щукину (1938), зону взаимодействия суши и озера, т. е. как надводную часть рельефа, так и подводный береговой склон, простирающийся до границы воздействия озерных волн на дно.

ся целая серия валов, которые, располагаясь обычно параллельными рядами, тянутся вдоль береговой линии на десятки метров. Возраст валов первого типа разнообразен. Валы второго типа, образовавшиеся под действием бокового прибоя волн, отмечены главным образом на косе Артаниш. Их оси обычно составляют с береговой линией углы в $10-20^\circ$, редко больше; размеры валов незначительны.

Между валами обоих типов располагаются ложбины разных размеров и форм. Древние ложбины большей частью сухие, более молодые заполнены водой и представляют собой лагуны, озера и болотца разной стадии зарастания; обычно они характеризуются наличием водорослей, осоки и камышей. Размеры их колеблются в широких пределах. Литологический состав отложений валов и ложбин разнообразен. Валы первого типа чаще всего сложены песками, а ложбины между ними либо более грубым материалом, либо глинистыми отложениями и покрыты болотной растительностью. Валы второго типа сложены обычно более угловатыми обломками пород и щебнем.

Как уже отмечалось, на восточном берегу озера, где горы круто спускаются к самому берегу и сильно расчленены, широко распространены конусы выноса. Величина их различна (от 10×5 м до 230×160 м и более). Конусы выноса можно разделить на три типа: 1) прорезанные постоянно действующими водотоками; 2) прорезанные временными водотоками, русла которых выражены хорошо; 3) сплошь задернованные, слабо наклоненные, с едва врезанными руслами.

Конусы выноса первого и второго типов отмечены нами у подножья Арегунийского и Шахдагского хребтов, где эрозионная деятельность рек еще очень велика; конусы третьего типа характерны для Артанишского полуострова. Все конусы выноса сложены почти совсем неокатанными обломками, сцементированными песчаным и песчано-глинистым материалом. По петрографическому и минералогическому составу эти отложения являются продуктами разрушения местных горных пород.

Следует иметь в виду, что при понижении уровня озера опасность образования селевых потоков будет наибольшей в местах распространения конусов выноса первой и второй групп (особенно первой).

Вдоль берегов озера, в особенности по берегам Большого Севана, прослеживается ряд террас разной высоты, среди которых встречаются как аккумулятивные, так и абразионные. На некоторых участках побережья имеют место подводные террасы, расположенные на глубине до 8 м.

В результате изучения морфологических особенностей прибрежной полосы и петрографо-минералогического анализа прибрежных отложений мы установили наличие вдоль берегов Севана восьми террасовых уровней, которые можно объединить в две группы: нижние пять уровней (от 3—6 до 70—90 м высотой) и верхние три уровня (до 180—210 м высотой).

Террасы первой группы отмечены вдоль всего озера, но наибольшей протяженности они достигают на его южном, юго-западном и юго-восточном берегах, в остальной же части побережья Севана они сохранились гораздо хуже и обычно имеют вид отдельных, подчас совсем небольших площадок. Эти террасы являются или аккумулятивными, сложенными озерными галечниками, или абразионными, на выровненной, слегка наклонной поверхности которых встречаются плоские озерные гальки.

Террасы второй группы приурочены лишь к Большому Севану и представляют собой обширные выровненные поверхности, покрытые делювиальными и элювиальными отложениями.

На основании различий морфологических особенностей поверхности террас первой и второй групп и литогенетического состава их отложений

мы предполагаем, что террасы первой группы являются террасами самого оз. Севан; террасы второй группы, по-видимому, являются уровнями того древнего водоема, который существовал в прошлом на месте современного Большого Севана. Происхождение как той, так и другой группы террас мы связываем в основном с поднятием окружающих озеро гор. Можно предполагать, что некоторое повышение уровня палео-Севана происходило в результате излияния в озеро лав, а также в период таяния ледников.

Установить точно возраст террас в настоящее время, к сожалению, не представляется возможным, так как для этого еще нет достаточных данных. Выше мы отмечали, что стратиграфия четвертичных вулканогенных толщ Малого Кавказа, в которые врезаны террасы, еще окончательно не разработана, а ледниковые образования в районе бассейна оз. Севан развиты довольно слабо. Поэтому в настоящее время нам представляется возможным с достаточной достоверностью определить возраст лишь самой низкой (молодой) террасы. Последняя врезана в лавы типа Е, излияние которых происходило в послеледниковое время, и, следовательно, возраст этой террасы — послеледниковый. Возраст же остальных террас может быть определен лишь приблизительно, а именно, если считать, что озеро в его современном виде сформировалось в нижнечетвертичное время, то террасы первой группы следует датировать как четвертичные, а террасы второй группы — как дочетвертичные, очевидно, неогеновые.

В результате проведенного петрографо-минералогического изучения террасовых отложений можно сделать некоторые палеогеографические выводы. Так, например, общее сходство минералогического состава отложений озерных террас разных уровней, современных озерных отложений и коренных пород позволяет предположить, что области сноса в пределах бассейна оз. Севан были во все периоды существования водоема постоянными. В то же время большее количество некоторых минералов, обнаруженных нами в древних отложениях, по сравнению с их содержанием в коренных породах, может, по-видимому, указывать на более интенсивный размыв в прошлом, который происходил в условиях поднятий молодой горной страны. Несколько различный минералогический состав отложений террас разных высот свидетельствует, по-видимому, о том, что глубина размыва была неодинаковой и периоды формирования террас разных уровней.

Сопоставление минералогического состава аккумулятивных террас и петрографического состава галек абразионных террас с коренными породами соответствующих областей сноса позволило нам установить наличие некоторого переноса обломочного материала вдоль берегов озера. Этот перенос имел место в течение всего времени существования озера, однако выявить какие-либо закономерности в отношении направления и дальности переноса обломочного материала нам не представилось возможным. Очевидно, береговые течения в оз. Севан никогда не были постоянными. К аналогичным выводам, но касающимся уже жизни озера в настоящее время, пришел и С. Г. Саркисян (1950), который занимался изучением современных озерных осадков. Направление береговых течений находится в тесной зависимости от ветрового режима в бассейне оз. Севан, не отличающегося в настоящее время постоянством. Изложенное выше позволяет предположить, что ветровой режим прошлого не отличался от современного. Это свидетельствует о том, что положение основных орографических единиц данного района за время существования озера, т. е. с конца третичного периода, не изменялось.

В минералогическом составе террасовых отложений и коренных пород выявляются также и некоторые частные различия, которые обычно сво-

дятся к отсутствию в отложениях террас некоторых минералов, отмеченных в коренных породах данной области и, наоборот, к отсутствию в коренных породах минералов, отмеченных в отложениях террас. Это вполне закономерно и объясняется некоторыми особенностями структуры и химизма отдельных минералов, различной устойчивостью их к процессам выветривания, способностью переходить в другие минералы и т. д.

В отложениях террас нами отмечено резкое преобладание терригенных материалов над аутигенными. Это указывает на усиленный снос большого количества обломочного материала, который осуществлялся мощными водными потоками в условиях поднимающейся горной страны. Обнаруженное нами накопление большого количества карбонатов в отложениях террас свидетельствует о периодах насыщения углекислыми солями вод палео-Севана.

Как уже указывалось, оз. Севан окружено прибрежными равнинами, сложенными рыхлыми отложениями. Изучение механического, минералого-петрографического состава этих отложений и форм составляющих их частей позволило нам расчленить их на следующие генетические типы: 1) отложения озерных террас, 2) отложения речных террас, 3) отложения озерно-речных террас и 4) отложения конусов выноса (Казакова, 1952). Это, в свою очередь, дало нам возможность подразделить прибрежные равнины, окружающие оз. Севан, по генезису на равнины озерные, озерно-аллювиальные и озерно-пролювиальные.

Озерные равнины имеют обычно слегка наклонную поверхность с целой системой террас и береговых валов. Они сложены рыхлыми отложениями разного механического состава, среди которых преобладает песчано-галечниковый материал.

Озерно-аллювиальные равнины расположены в приустьевых частях таких крупных рек, как Дзыкнагет, Каварагет, Аргичи, Варденис, Тохлуджа и Масрик. На их поверхности прослеживаются остатки невысоких террас. Эти равнины обычно сложены песчано-глинистыми отложениями.

Озерно-пролювиальные наклонные равнины распространены почти исключительно на востоке района. Они сложены песчано-галечниковыми озерными отложениями и делювиально-пролювиальными отложениями многочисленных конусов выноса, мощный покров которых простирается у подножья Шахдагского хребта от р. Масрик на юге до р. Бабаджан на севере. Мощность этих отложений к северу постепенно уменьшается.

Выше мы отмечали, что дно Большого Севана и Малого Севана не однородно (см. фиг. 2). То же можно сказать и о рельефе прибрежной полосы, образование которой тесно связано с развитием водоема. Все это указывает на различную историю формирования рельефа северной и южной половин озера и позволяет нам выделить в пределах области Севанской межгорной котловины следующие геоморфологические районы: 1) впадину Большого Севана, 2) впадину Малого Севана и 3) прибрежные равнины. Последние, ввиду разного генезиса и территориальной разобщенности, могут быть подразделены на подрайоны: Масринскую равнину, Южно-Севанскую равнину, Каварагетскую равнину, Дзыкнагетскую равнину, Артанишскую равнину и Гюней-Памбакскую равнину.

Впадина Большого Севана занимает наибольшую часть выделенной нами геоморфологической области. Современный рельеф дна Большого Севана характеризуется значительной выровненностью, которая, как нам представляется, частично является унаследованной, частично же обусловлена влиянием последующих процессов озерной аккумуляции. Древние реки сносили с окружающих озеро гор большое количество терригенного

материала и откладывали его в прибрежной части озера. Вместе с озерным илом он образовал здесь к настоящему времени мощный слой донных отложений, перекрывших все первоначальные неровности дна.

Центральная, большая часть дна Большого Севана представляет собой хорошо выработанную слабо наклонную плоскую равнину озерной аккумуляции, сложенную диатомовыми илами. Остальную часть дна занимают наклонные прибрежные равнины, для которых характерно преобладание аккумуляции терригенного материала. По данным Г. Д. Афанасьева (1933), близ берегов с крутыми подводными склонами наблюдается скопление галечников и валунов; на участках с более пологими склонами, там, где берег сложен песчано-галечниковыми образованиями, отлагается средне- и мелкозернистый песок; на участках с пологими склонами, несколько защищенных от волнений, отлагается конгломерат, в закрытых бухтах — отложения с большим количеством высшей донной растительности.

Вдоль западного и юго-западного берегов Большого Севана, а также и в других местах, расположен ряд подводных береговых валов разнообразной ширины и высоты; они встречаются на тех участках побережья, где валы наблюдаются и на суше. На отдельных участках восточного берега прослеживаются подводные террасы (Киреев, 1933).

Участки дна, расположенные близ устьев крупных рек как современных, так и древних, отличаются значительной выровненностью и пологими склонами. Они представляют собой подводное продолжение наземных дельтовых равнин, распространяющихся, по данным Г. Д. Афанасьева (1933), в виде типичного конуса выноса на расстояние до 3—4 м и более от берега в глубь озера.

Выше мы отмечали, что на суше направление долин древних рек, ныне перекрытых лавой, можно восстановить по выходам мощных родников. Последние нередко выходят у берега озера или на его дне. Подводное продолжение долин прослеживается на дне Большого Севана в виде древних русел, выраженных, как уже отмечалось, системой замкнутых изобат. Направление этих подводных русел не всегда точно совпадает с направлением современных рек, но при детальном анализе рельефа обнаруживается почти полное соответствие подводных долин с древней гидрографической сетью суши. Основное подводное русло имеет направление с юго-востока на северо-запад и протягивается почти от устья р. Масрик до Норадузского пролива. Остальные русла являются притоками этой реки.

Рельеф дна Малого Севана характеризуется крайне неровным профилем и представляет собой крутой, местами обрывистый склон. На северо-западе он резко расчленен, на западе же (на участке с. Айриван — с. Цамакаберд) изменен под воздействием спустившихся в озеро лавовых потоков и имеет своеобразный бугристо-грядовый рельеф, аналогичный рельефу прилегающих участков суши. Окончание лавового потока, спускавшегося в озеро с Гегамского нагорья, очень резко оконтуривает 59-метровая изобата. И. А. Киреев (1933) высказывает предположение, что ниже этой изобаты располагаются более древние лавовые потоки, которые погребены под толщей ила. Границу древних лавовых потоков он намечает приблизительно между 65- и 70-метровыми изобатами. От Норадузского пролива дно Малого Севана опускается к северо-западу двумя четко выраженными ступенями с крутыми уступами. Максимальные глубины Малого Севана вытянулись в виде узкой полосы вдоль крутого арегунийского берега. Древние русла рек прослеживаются и на дне Малого Севана в местах, не перекрытых потоками лав, однако они выражены здесь гораздо менее четко, чем в Большом Севане.

Среди резко расчлененного подводного рельефа встречаются небольшие по площади участки дна, где преобладает аккумуляция терригенного материала, например бухты Севанская и Цовагюхская. В некоторых местах вдоль восточного берега Малого Севана прослеживаются подводные террасы (Киреев, 1933). В среднюю часть пролива между Большим и Малым Севаном, имеющую характер подводной седловины, врезано узкое ущелье.

Наличие максимальных глубин, вытянутых в виде узкой меридиональной полосы, и приуроченность их к наиболее крутому берегу оз. Севан, очевидно, правильнее всего объяснять дизъюнктивными дислокациями, происшедшими некогда в этой части описываемого района. Отметим, что о существовании в пределах Малого Севана тектонических нарушений местного значения писал еще А. А. Габриелян (1944). Можно предположить, что указанные особенности рельефа дна Малого Севана обязаны своим происхождением тектоническим нарушениям, которые осложнялись вулканическими процессами и эрозионной деятельностью рек.

Прибрежные аккумулятивные равнины располагаются в разных местах Севанской котловины. Наибольшая по площади Масринская равнина находится, как уже отмечалось, у юго-восточной оконечности оз. Севан; в течение длительного времени значительная часть этой равнины являлась заливом Большого Севана. Наличие в ее пределах озерных террас свидетельствует о том, что площадь этого залива постепенно сокращалась и дно его окончательно вышло из-под воды лишь после излияния верхнечетвертичных лав, т. е. совсем недавно.

В настоящее время этот район представляет слабо наклонную с востока на запад террасированную равнину, покрытую в большей своей части озерными и озерно-аллювиальными отложениями. Северо-восточные участки равнины, граничащие с предгорьями Шахдагского хребта, перекрыты мощной толщей пролювиального материала. Вдоль озера тянется ряд береговых валов, за которыми простирается обширное, еще совсем недавно заболоченное пониженное пространство, соответствующее уровням двух первых террас. По мере искусственного спуска озера оно все более и более пересыхает. Это привело к исчезновению непроходимого болота и небольшого озера Гилли, которые описывались в работах еще 20 лет назад. Исчезнувшее теперь озерко, а также наличие в юго-восточной части района залежей торфа мощностью до 5 м, свидетельствуют о том, что на поверхности бывшего дна залива имелся ряд отдельных небольших понижений.

Остальные подрайоны этого геоморфологического района представляют собой незначительные по площади аккумулятивные равнины. Чаще всего это озерные террасированные равнины, реже дельтовые и озерно-пролювиальные. Для прибрежных частей равнин характерны многочисленные береговые валы и ложбины.

Изложенное выше показывает, что поверхность бассейна оз. Севан, сформировавшаяся в ходе длительного геологического развития, претерпела особенно большие изменения в течение последнего плиоценово-четвертичного времени. Геоморфологический анализ рельефа этой территории в сочетании с петрографо-минералогическими исследованиями позволяет сделать заключение об унаследованности форм макрорельефа от древних геоструктурных элементов и наметить основные крупные события плиоценово-четвертичного времени, которые сыграли важную роль в выработке современного рельефа описываемого района. Формирование древнего доплиоценового рельефа происходило в условиях преобладания денудационных процессов, в числе которых, помимо эрозии, большое значение

очевидно, имела и абразия существовавшего здесь водоема. Формы этого древнего рельефа выражены в современном рельефе остатками денудационных поверхностей на водоразделах и склонах гор, окружающих оз. Севан.

Основными событиями плиоценового и четвертичного времени являлись: 1) излияние плиоценовых лав, в результате чего в южной и западной частях района возник вулканический горный рельеф, формы которого, правда уже в значительно измененном виде, частично сохранились в современном рельефе; 2) излияние лав нижнечетвертичного времени, которые забронировали и в значительной степени сnivelировали плиоценовый рельеф; 3) оледенение гор, окружающих оз. Севан, следы которого ярко выражены в южной и юго-западной частях района; 4) излияние верхнечетвертичных лав, которые создали своеобразные формы вулканического рельефа в северо-западной и южной частях района.

Указанные события были связаны в основном с поднятиями окружающих озеро гор, что, в свою очередь, обусловило и оживление эрозионных процессов, которые также оказали большое влияние на выработку форм современного рельефа бассейна Севана, в особенности его северо-восточной части.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Донные отложения озера Севан. В сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. 3, вып. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1933 (СОПС, серия Закавказская, вып. 6).
- Богачев В. В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. «Изв. АН СССР», серия геол., 1940, № 4.
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.
- Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. В кн. «Сб. памяти проф. А. Н. Мазаровича». М., 1953.
- Габриелян А. А. Новые данные по колебаниям уровня озера Севан. «Изв. АН Арм. ССР», 1944, № 5-6.
- Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР (стратиграфический очерк). Ереван, 1947.
- Географические наименования Армянской ССР. Ереван, 1951.
- Думитрашко Н. В. О пещерах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 2.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. и Афанасьев Г. Д. Геологические исследования в окрестностях Н. Баязета в 1930 г. В сб. «Бассейн оз. Севан», т. 3, вып. 2, Л., Изд-во АН СССР, 1933 (СОПС, серия Закавказская, вып. 6).
- Зайков Б. Д. Гидрологический очерк бассейна озера Севан. «Матер. по исслед. оз. Севан и его бассейна», ч. 1, вып. 3. Л., 1933.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. ч. 1. М.—Л., 1946.
- Ивановский А. А. Озеро Гокча. «Землеведение», 1895, кн. 2—3.
- Казакова Н. М. Древние отложения бассейна озера Севан. «Тр. Ин-та географии», т. 51, 1952. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 6). М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Казакова Н. М. Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений земной коры. «Тр. Ин-та географии», т. 62. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 12). М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Казакова Н. М. К вопросу о происхождении озера Севан. «Тр. Ин-та географии», т. 65. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 14). М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кашкай М. А., Хаин В. Е. и Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о возрасте кельбаджарской вулканогенной толщи. «Изв. АН Аз.ССР», 1952 № 6.
- Киреев И. А. Гидрографические работы на озере Севан. Матер. по исслед. озера Севан и его бассейна, ч. 5, Л., 1933.

- Кузнецов С. С. О некоторых геоморфологических чертах побережья озера Севан. «Изв. АН СССР», отд. физ.-мат. наук, 1930а, № 4.
- Кузнецов С. С. О гидрогеологии бассейна озера Севан. Сб. «Бассейн оз. Севан», т. 3, вып. 1. Л., 1930б.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1949, т. 24, вып. 4.
- Марков Е. С. Озеро Гокча (географическое описание озера), ч. 1, СПб., 1911.
- Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 4.
- Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», вып. 161. Геология, т. 5, М., 1952.
- Нефедьева Е. А. Ахманганское вулканическое нагорье. «Тр. Ин-та географии», вып. 47. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр., вып. 4). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. «Зап. Росийск. минералогич. об-ва», 1931, серия 2, ч. 60, № 2.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Севан (Гокча) — геологический очерк. «Тр. Всес. геол.-развед. объединения», вып. 219. Л., 1934.
- Паффенгольц К. Н. Сейсмостектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, 1946.
- Саркисян С. Г. Прибрежные отложения озера Севан и возможности их использования для сельского хозяйства. «Изв. АН Арм. ССР», 1950, т. 3, № 2.
- Соколов А. П. Новые данные о фильтрации воды из озера Севан. «Бюлл. Бюро гидромет. исслед. в бассейне оз. Севан», 1929, № 7—8.
- Хайн В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей. «Изв. АН СССР», серия геол., 1948, № 6.
- Хайн В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», новая серия, отд. геологич., 1950, т. 25, вып. 3.
- Щукин И. С. Общая морфология суши, т. 2. М.—Л., Новосибирск, 1938.

Б. А. БУДАГОВ

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
СЕВЕРНОГО СКЛОНА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА**

Геоморфологическое районирование северного склона Юго-Восточного Кавказа имеет большое теоретическое и практическое значение, так как оно необходимо для решения ряда актуальных вопросов, связанных с историей развития рельефа, процессом образования отдельных типов и форм рельефа, а также выбором мер для борьбы с вредным проявлением некоторых из этих процессов. Наша статья посвящена районированию северного склона азербайджанской части Юго-Восточного Кавказа (от р. Самура до р. Сумгаита), вопросы геоморфологического районирования которой нуждаются в пересмотре.

История геоморфологического районирования северного склона Юго-Восточного Кавказа начинается с 1917 г., когда А. Л. Рейнгард (1917) предложил первое геоморфологическое районирование всей территории Кавказа. Однако А. Л. Рейнгард исходил главным образом из орографических особенностей местности, не учитывая истории развития рельефа. Но и в этой первой попытке геоморфологического районирования Кавказа им были выдвинуты положения, которые не потеряли своего значения и в настоящее время. Предложенное А. Л. Рейнгардом выделение зоны преимущественной денудации (приподнятые части земной коры) и зоны преимущественной аккумуляции (опущенные части земной коры) позже вошло в основу геоморфологического районирования Кавказа. На северном склоне Юго-Восточного Кавказа А. Л. Рейнгард выделил зону Шахдага, Дибрар и Кусарскую наклонную равнину.

В 1941 г. А. Л. Рейнгард произвел геоморфологическое районирование Закавказья и прилегающей части Большого Кавказа, отличающееся от предыдущей схемы районирования. В пределах Юго-Восточного Кавказа он выделил: I — область преобладающей денудации (приподнятые части земной коры) и II — область преобладающей аккумуляции (опущенные части земной коры).

К первой области относятся: 1) сланцевая зона Восточного Кавказа, 2) группа Шахдага на Восточном Кавказе, 3) Дибрарский район Восточного Кавказа и 4) Шемахино-Сальянская зона, которая в схеме 1917 г. выделена не была.

Ко второй области относятся: 5) высокая наклонная Кусарская равнина и 6) низменная Шолларская равнина, также не выделенная в схеме 1917 г.

А. Л. Рейнгард (1941) отмечает, что при геоморфологическом районировании надо исходить из совокупности геологических и физико-географических особенностей. По его мнению, при геоморфологической характеристике районов следует учитывать геологические условия и тектонику

в их историческом развитии с середины третичного периода, климатические условия, а также растительный покров.

В этой схеме одни районы им выделены по литологическому принципу (Сланцевая зона Восточного Кавказа), другие — по возрастному признаку (Зона третичных хребтов), третьи — по географическому положению (Апшеронский п-ов). Отсутствует в схеме также различие между понятием «зона» и «район». Недостаточна дробность деления.

Более детально произвел геоморфологическое районирование Кавказа И. С. Щукин (1926). В основу своего районирования он положил физико-географический принцип, но не всегда его строго придерживался. Описываемую часть Азербайджана И. С. Щукин подразделяет на три области: 1) сланцево-песчаниковую область Восточного и Среднего Кавказа, к которой относится Главный Кавказский хребет между горами Базар-Дюзи и Бабадагом; 2) известковую область Шахдага; 3) Дибрар (от горы Бабадаг до западной части Апшеронского п-ва) и 4) флювиогляциальную и аллювиальную Кубинскую равнину, к которой относится и часть Прикаспийской низменности.

Геоморфологическое районирование Азербайджанской ССР, предложенное В. В. Богачевым (1926), почти полностью совпадает с районированием И. С. Щукина, за исключением того, что Прикаспийская низменность выделена им в самостоятельный район.

Б. Ф. Добрынин (1938, 1948) выделил в пределах Юго-Восточного Кавказа три района: 1) высокогорную сланцевую зону с альпийскими горноледниковыми формами; 2) средневысотный район восточной оконечности Большого Кавказа (Каспийская цепь); 3) район третичных хребтов и предгорий дагестанской части Восточного Кавказа. Из этого видно, что схема Б. Ф. Добрынина отличается от других схем геоморфологического районирования самым общим характером.

Геоморфологическое районирование Я. Д. Козина (1940) совпадает с районированием В. В. Богачева (1926). В основу своего геоморфологического расчленения он положил элементы тектонического порядка, участвующие в строении данной страны или района, стратиграфию и современный рельеф.

С. С. Кузнецов (1941) при геоморфологическом районировании Закавказья охватил и прилегающие части Большого Кавказа. На северном склоне Юго-Восточного Кавказа он выделил: I — область горно-эрозионного рельефа, к которой относится Сланцевая зона Главного Кавказского хребта; II — область тектоно- и петроморфного рельефа, включающая район столовых гор и утесов (Шахдаг и Дибрар); III — область флювиальных и флювиогляциальных отложений, к которой относится Кубинская наклонная равнина.

Таким образом, С. С. Кузнецов объединяет массивы Шахдаг и Дибрар в один район, хотя по особенностям геологического строения и геоморфологическим условиям они резко отличаются.

М. Д. Гаврилов и А. Н. Соловкин¹ разработали схему геоморфологического расчленения Азербайджанской ССР. В основу этого районирования ими положены господствующие факторы, создавшие рельеф.

Согласно этой схеме, на северном склоне Юго-Восточного Кавказа выделяется область преобладающей денудации, включающая зону преобладающей линейной эрозии. К этой зоне относится подзона преимущественно кайнотипного рельефа, в свою очередь, подразделяющаяся на пять

¹ Доклад на Советании Московского филиала Географического общества в 1948 г., посвященного геоморфологии Закавказья.

районов: 1) район интенсивного эрозионного расчленения, 2) район тектоно-петроморфного рельефа с остатками денудационной поверхности (Шахдаг), 3) район приподнятого пенеплена (Дибрар и Шемахинское нагорье), 4) район тектономорфного рельефа (неогеновые предгорья), 5) район приподнятых аккумулятивных равнин (Кусарская равнина).

В. Е. Хаин, А. Н. Соловкин и другие в 1949 г. в Географическом атласе Азербайджанской ССР также дали схему геоморфологического районирования Азербайджана. Согласно этой схеме, в азербайджанской части Юго-Восточного Кавказа выделяются следующие четыре зоны: I — высокогорная и отчасти среднегорная зона (гляциально-эрозионный рельеф на сложноскладчатой песчано-сланцевой основе) (Главный Кавказский хребет); II — высокогорная зона со слабо сохранившимися реликтами поверхностей выравнивания и следами ледниковой обработки на складчатом известняковом субстрате (Шахдагская зона); III — среднегорная зона с относительно хорошо сохранившимися поверхностями выравнивания на флишевом субстрате (Дибрар); IV — низкогорная зона с относительно хорошо сохранившимися поверхностями выравнивания на моноклиналином конгломератово-песчано-глинистом субстрате.

На прилегающей к горной области Юго-Восточного Кавказа равнинной территории выделяются: V — наклонные равнины с суглинисто-галечниковым покровом верхнеплиоценового и частично нижнечетвертичного возраста; VI — низменности, сложенные четвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями; VII — низменность, сложенная морскими четвертичными отложениями.

В основу этого геоморфологического районирования положены гипсометрия, структурно-геологические условия и основные геоморфологические особенности местности. Такое районирование является наиболее удачным, и границы между районами отличаются достаточной четкостью.

А. Н. Соловкин (1951) при геоморфологическом районировании Юго-Восточного Кавказа выделяет: А — Зону преимущественно кайнотипного рельефа, куда входит: 1) район высоко приподнятых пенепленов с элементами петроморфного рельефа — система Шахдага; Б — Зону тектономорфного рельефа с реликтами древних пенепленов, включающую 2) район террасированного рельефа (Дибрарская система) и 3) район эрозионного расчленения с реликтами субстрата внутригорной аккумуляции (северо-восточный участок Юго-Восточного Кавказа).

Эта схема отличается от двух предшествующих меньшей разработанностью и конкретностью.

Ш. А. Азизбеков (1953) приводил геоморфологическое районирование всего Азербайджана, которое является более общим по сравнению со схемой В. Е. Хаина, А. Н. Соловкина и других (1949).

Н. А. Гвоздецкий (1954) выделил на Юго-Восточном Кавказе три района: 1) Высокогорный сланцевый район в осевой части Большого Кавказа; 2) Средневысотные горы Каспийской цепи; 3) Прикаспийскую полосу предгорий Восточного Кавказа. Такое деление по существу не отличается от вышеописанной схемы Б. Ф. Добрынина.

В приведенных выше схемах таксономические единицы нередко имеют разные значения. Так, например, в схеме геоморфологического районирования Ш. А. Азизбекова наиболее крупной таксономической единицей является область, в пределах которой выделяются единицы более низких порядков — зоны, подзоны и районы. В. Е. Хаин, А. Н. Соловкин и другие выделяют в горной части зоны, соответствующие понятию «район» у других авторов. В таком же понимании употребляют термин «зона» В. В. Богачев и Я. Д. Козин. Особенно запутана система

таксономических единиц у А. Л. Рейнгарда в более ранней его схеме (1917), где под зонами он понимает территориальные объединения как высших, так и низших порядков (например, Зона Шахдага, входящая в Область глинистых сланцев Центрального Кавказа, подчиняющаяся, в свою очередь, Зоне преимущественной денудации).

На наш взгляд, при геоморфологическом районировании необходимо учитывать все факторы, как эндогенные, так и экзогенные, влияющие на морфологию того или иного района: геологию, географическое положение района и климатические условия.

Если весь Кавказ считать самостоятельной геоморфологической страной (см. Геоморфологическое районирование СССР, 1947), то Большой Кавказ будет являться областью, а его юго-восточное окончание, соответственно, подобластью. В пределах области следует выделять высотные пояса, отличающиеся специфическими особенностями рельефа. Эти пояса, в свою очередь, разделяются на районы и подрайоны.

В соответствии с этим мы выделяем в пределах описываемой территории северного склона Юго-Восточного Кавказа высотные пояса — высокогорный, среднегорный, низкогорный (предгорный) и низменный. Эти пояса делятся на 12 районов, часть которых разделяется на подрайоны.

При выделении поясов мы учитывали гипсометрическое положение, а при выделении районов — лишь морфологические и частные геологическо-тектонические особенности. Подрайоны устанавливались на основании морфологических различий в пределах того или другого района.

Высокогорный пояс (2500—2800 м и выше) включает следующие три района.

I. Базардюзь-Бабадагский район — гляциально-денудационные резко расчлененные складчатые горы. Этот район охватывает Главный Кавказский водораздельный хребет от г. Базар-Дюзь (4480 м) до Халтанского перевала и сложен в основном юрскими глинистыми сланцами, к которым на юго-востоке присоединяются флишевые отложения валанжина и титона, легко поддающиеся физическому выветриванию. На вершинах гор сохраняются снежники и фирновые поля. Местами перевалы (Салават и др.) обработаны древними ледниками. Сохранились следы древних морен, остатки каров и других древнеледниковых форм. Чрезвычайно интенсивно действуют процессы морозного выветривания, в результате чего образуются обширные шлейфы осыпей. У подножья крутых склонов, а при благоприятных условиях и на вогнутых склонах, структурных уступах и других элементах рельефа, накапливается рыхлый материал, образующий мощные и многочисленные конусы.

Значительная часть района характеризуется горнодолинным рельефом. Долины притоков рек высокогорного пояса нередко имеют продольный характер, в то время как главные долины большей частью поперечные. Они представляют собой узкие глубокие врезы с отвесными скалистыми склонами.

II. Шахдаг-Кызылкаинский район — гляциально-эрозионные резко расчлененные складчатые горы с синклинальной структурой и обращенным рельефом; расположен в северо-западной части Бокового хребта и охватывает массивы Шахдаг и Кызылкая. Территория района сложена известняками титона и доломитами и известняками неокома. Массив Шахдаг представляет слабовогнутую широкую синклинальную складку, образующую платообразную вершину, ограниченную резкими, круто падающими склонами. Район сильно обработан древними и современными ледниками. Он разделен глубокоим ущельем р. Шах-Набад на две части: на северо-западе расположен массив Шахдаг, несущий значительный современный ледник,

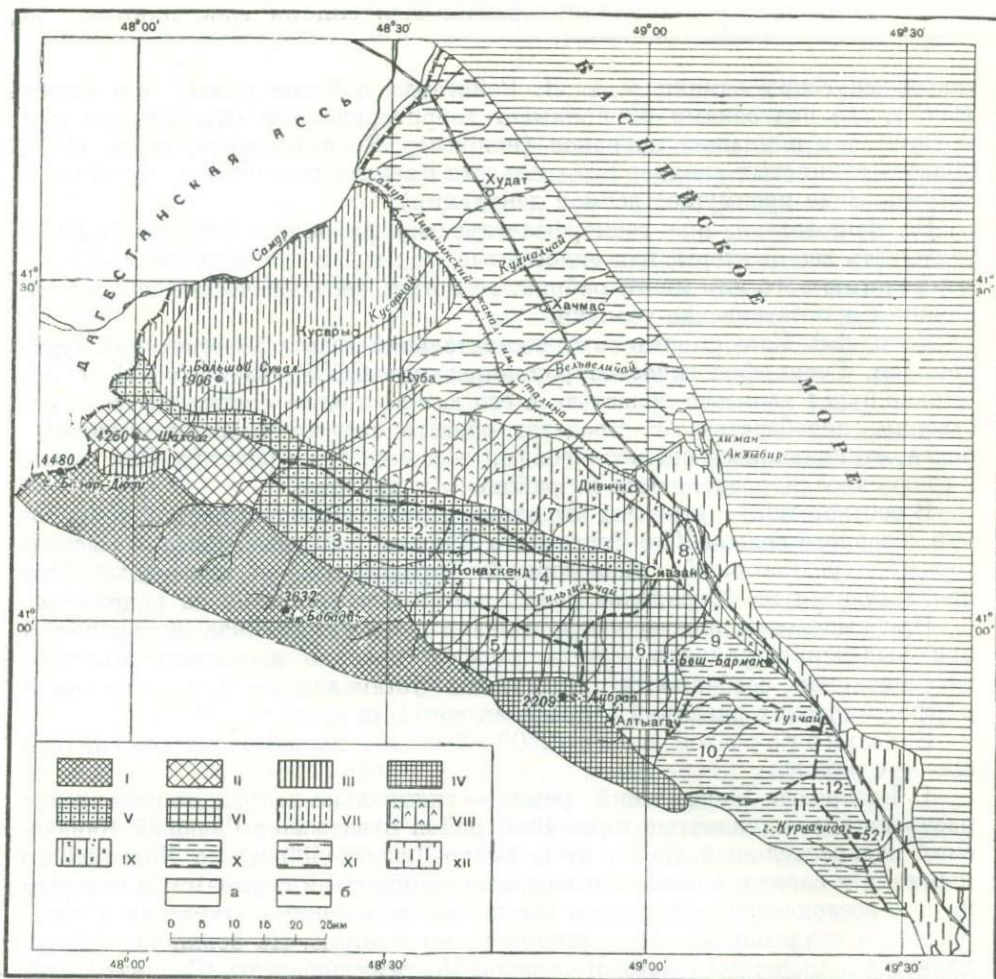


Схема геоморфологического районирования северного склона Юго-Восточного Кавказа

Высокогорный пояс (от 2500—2800 м над ур. м. и выше). I — Базардюзь-Бабадагский район — гляциально-денудационные резко расчлененные складчатые горы; II — III ахдаг-Кызылкупинский район — гляциально-эрозионные резко расчлененные складчатые горы с синклиальной структурой и обращенным рельефом; III — Шахвдбадский район — межгорная депрессия с аллювиально-флювиогляциально-ледниковыми отложениями на складчатом основании.

Среднегорный пояс (от 800—1000 до 2500—2800 м) IV — Дибрартский район — эрозионно-денудационные расчлененные складчатые горы с обращенным рельефом; V — Вудуг-Клитдагский район — эрозионно-денудационные сильно расчлененные складчатые горы с синклиальной структурой и обращенным рельефом: 1. Северный подрайон — сильно расчлененные складчатые горы северного склона Бокового хребта. 2. Средний подрайон — слабо расчлененные горные плато с синклиальной структурой. 3. Южный подрайон — сильно расчлененные горы с оползневым ландшафтом и межгорные депрессии. VI. Гильгинчай-Атачайский район — ардно-денудационные сильно расчлененные складчатые горы. 4. Гильгинчайский подрайон — эрозионно-тектоническая котловина с сильно расчлененным рельефом и аридными формами; 5 — Халтан-Кызылчайский подрайон, охватывающий ряд сильно расчлененных эрозионно-тектонических котловин и хр. Кайтар-Коджа; 6. Атачайский подрайон — расчлененные горы с оползневым рельефом на склонах.

Низкогорный (предгорный) пояс (от 100—300 до 700—1000 м). VII. Кусарский район — аллювиально-пролювиальная, частично флювиогляциальная наклонная расчлененная равнина с моноклиальной структурой; VIII. Агчай-Вельвеличайский район — денудационно-грядовые расчлененные предгорья со складчатой структурой; IX. Дивичинский район — денудационно-абразионные платообразные слабо расчлененные низкогорья со складчатой структурой и террасированными склонами: 7. Подрайон холмистых платообразных предгорий; 8. Северо-восточный подрайон широких морских террас. X. Тугчай-Чарнишлагский район — ардно-денудационные умеренно расчлененные горы с прямым тектоническим рельефом и террасированными склонами долин; 9. Хизы-Атсиазац-Бешбармакское плато, выровненное в результате взаимодействия эрозионно-денудационных и, возможно, абразионных процессов. 10. Подрайон Тугчайской террасированной расчлененной котловины с аридными формами рельефа. 11. Западный подрайон эрозионно-ардно-денудационных предгорий. 12. Подрайон расчлененных морских террас.

Низменный пояс. Прикаспийская низменность (от —28 до 100—300 м). XI. Шолларский район — аллювиальная и аллювиально-морская наклонная равнина. XII. Дивичи-Сумгаитский район — морская, частично аллювиально-морская террасированная равнина. а — границы районов; б — границы подрайонов; 1, 2, 3... — номера подрайонов.

на юго-востоке — Кызылкаинское плато, обращенное к юго-востоку; на вершинах его сохраняются летающие снежники и фирновые поля.

От вечкоснежных вершин и ледниковых полей спускаются крутые известняковые и сланцевые обрывы с крупными обвалами и осыпями. Обвалы распространены широко, но крупные обвалы встречаются сравнительно редко (между массивом Шахдаг и Кызылкаинским плато в долине Шах-Набад, у с. Калейхудат и в других местах).

Расчленение рельефа двух вышеуказанных районов очень глубокое (до 1300—1500 м) и частое. Такое сильное расчленение не свойственно остальным более низким поясам.

III. Шахнабадский район — межгорная депрессия с аллювиально-флювиогляциально-ледниковыми отложениями на складчатом основании; охватывает верховья р. Шах-Набад и расположен между Главным Кавказским хребтом и Боковым. Он имеет широкую ровную поверхность, сложенную в основном отложениями последнего (вюрмского) оледенения и озерноледниковыми, а также отложениями молодых рек. В долине р. Шах-Набад имеется серия конечных морен древнего оледенения. Речные террасы в отличие от других районов высокогорного пояса сохранились здесь лучше. Более низкие террасы (третьи и четвертые) в восточной части района образуют широкую равнину (Шахдюзю).

Все правые притоки р. Шах-Набад в пределах этого района имеют мощные конусы выноса, которые в большинстве случаев террасированы.

Среднегорный пояс также включает три района.

IV. Дибрарский район — эрозионно-денудационные расчлененные складчатые горы с обращенным рельефом; охватывает гребень Главного Кавказского хребта между Халтанским перевалом на западе и с. Алтыгагач на юго-востоке.

Территория района сложена известняково-мергелистыми породами верхнего мела и мощной глинистой толщей неокома. Водораздельный гребень в пределах этого района сложен эрозионноустойчивыми породами (известняками, мергелями, глыбовыми конгломератами) синклинальной структуры. Последняя образует, таким образом, положительные формы рельефа с обратным соотношением рельефа и структуры. На вершине массива Дибрар хорошо сохранилась поверхность выравнивания, расположенная на высоте 2100—2200 м. На северном склоне Дибрара широко развиты крупные оползни и оползнево-селевые потоки. На них распространены многочисленные озера оползневого происхождения. Для этого района характерны также наклонные равнины, обрывы и дибрарские экзотические утесы.

V. Будуг-Клитдагский район — эрозионно-денудационные сильно расчлененные складчатые горы с синклинальной структурой и обращенным рельефом — расположен между границей с Дагестанской АССР на западе и междуречьем рек Вельвеличай и Гильгильчай на востоке. Южная часть района охватывает северо-восточное окончание боковых отрогов Главного Кавказского хребта и северо-восточную часть юго-западного склона Бокового хребта.

Территория района сложена мощными и плотными меловыми известняками, глинистыми, мергелистыми и частично сланцевыми породами. На глинистых породах, расположенных вдоль Бокового хребта, развиваются оползни, оползнево-селевые и оползневые обвальные явления. Для района характерны плато с синклинальными структурами, сложенные мощными известняками турона и неокома (Будугское, Гирдагское, Клитдагское). Есть межгорные депрессии (Ерфинская, Джегская). Широко развиты участки бедленда, формы глинистого карста и чингилы.

Плато отделяются друг от друга живописными и глубокими каньонами, пересекающими Боковой хребет с северо-запада на юго-восток. Глубина каньонов доходит до 800—900 м, длина — до 8 км.

По морфологии район делится на три подрайона: 1) северный — сильно расчлененные складчатые горы северного склона Бокового хребта; 2) средний — слабо расчлененные горные плато с синклинальной структурой и 3) южный — сильно расчлененные горы с оползневым ландшафтом и межгорные депрессии.

VI. Гильгинчай-Атачайский район — аридно-денудационные сильно расчлененные складчатые горы; расположен между северным склоном Главного Кавказского хребта и южным склоном Бокового хребта от с. Ордуч на западе до правого берега р. Атачай на востоке.

Район характеризуется значительным расчленением и по типу рельефа относится к эрозионно-денудационным горам на складчатом основании. В тектоническом отношении он охватывает различные структуры: на северо-востоке и востоке — часть Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, в центре, на юге и юго-западе — Шахдагско-Хизьинский синклинорий, Халтанский антиклинорий и частично Дибраро-Яшминский синклинорий.

В районе выделяется несколько котловин (Халтанская, Гильгинчайская, Джархачичайская и другие) эрозионного и эрозионно-тектонического происхождения, отличающиеся друг от друга по морфологическим особенностям.

На глинистых породах ясно выражен бедленд, классически развитый в этом районе в результате интенсивной эрозии и аридности климата. Наряду с бедлендом, широко развит глинистый псевдокарст. Широко распространены площадные оползни, оползнево-селевые потоки, особенно в бассейне р. Атачай и местами в бассейне р. Гильгинчай. В некоторых местах хорошо сохранились речные террасы, имеются поверхности выравнивания.

По особенностям рельефа район разделяется на три подрайона: 4) Гильгинчайский подрайон, представляющий собой эрозионно-тектоническую котловину с сильно расчлененным рельефом и аридными формами; 5) Халтан-Кызылчайский подрайон, охватывающий ряд сильно расчлененных эрозионно-тектонических котловин и хребет Кайтар-Коджа; 6) Атачайский подрайон — расчлененные горы с оползневым рельефом на склонах.

Низкогорный (предгорный) пояс подразделяется на следующие четыре района.

VII. Кусарский район — аллювиально-пролювиальная, частично флювиогляциальная наклонная расчлененная равнина с моноклиальной структурой; расположен между реками Самуром, Агчаем и Самур-Дивичинским каналом им. Сталина. На юге и юго-западе равнина переходит в плато, которое заканчивается куэстовидными обрывами, отделенными от крутых склонов Шахдагского и Кызылкаинского плато долиновидным понижением.

Кусарская тектоническая зона, которой соответствует Кусарская наклонная равнина, состоит из моноклиально залегающих галечников кусарской свиты. Они падают на северо-восток и покрывают акчагыльские отложения, продуктивную толщу и сарматские отложения, залегающие на глубоко погруженном мезозойском основании.

Наклонное плато на юго-западе и западе района характеризуется глубоким долинным расчленением, а на северо-востоке в пределах равнины наблюдается густое овражно-балочное расчленение. Равнина местами покрыта лесом. В западной части района развиты оползни и оползнево-обвалы явления; хорошо сохранились речные террасы.

VIII. Агчай-Вельвеличайский район — денудационно-грядовые расчлененные предгорья со складчатой структурой; занимает междуречье Агчай (протекающей на северо-западе) и Вельвеличай (на юго-востоке). С юга район ограничен северным склоном Бокового хребта, а с северо-востока — аллювиально-пролювиальной наклонной равниной. Грядовые предгорья в значительной степени соответствуют Кубинской тектонической зоне, сложенной третичными отложениями (галечниками, глинами и другими породами). По юго-западной окраине района проходит тектонический контакт третичных и мезозойских отложений, характеризующийся рядом надвигов и разломов.

Район расчленен реками Агчай, Чагаджукчай и притоками Вельвеличая. Между этими реками протягиваются продольные, иногда узкие, а иногда широкие гребни с пологими, часто обрывистыми склонами, постепенно понижающимися к долинам. Склоны террасированы и покрыты лесом. На юге района в общекавказском направлении протягивается низкогорный Шудугский хребет. Речные долины при пересечении хребта значительно суживаются и имеют обрывистые берега. На склонах водоразделов между реками Карачай и Чагаджукчай местами развиты древние закрепленные оползни. На склонах этих водоразделов растут сухие овраги и балки.

IX. Дивичинский район — денудационно-абразионные платообразные слабо расчлененные низкогорья со складчатой структурой и террасированными склонами; простирается от р. Шабранчай на западе до г. Беш-Бармак на юго-востоке. С востока и северо-востока он ограничен Прикаспийской низменностью, а с запада и юго-запада — северо-восточным склоном Бокового хребта.

Низкогорья сложены третичными отложениями — от майкопских до верхнесарматских. Они сильно расчленены реками Шабранчай и Дивичичай. В тектоническом отношении район соответствует Кайнарджинской антиклинали. В юго-западной части района выделен подрайон холмистых платообразных предгорий (7), в северо-восточной части — подрайон морских террас, занимающий большую площадь (8).

Юго-восточная часть района является одним из наиболее террасированных участков западного берега Каспийского моря. Здесь развита серия террас от хвалыньских до наиболее древних высоких — верхнебакинских. Они имеют очень ровные широкие поверхности и, как правило, заметно понижаются к морю с запада на восток. Здесь наблюдаются оползнево-обвальные явления, которые, однако, захватывают небольшие площади. Местами распространен глинистый псевдокарст. В бассейнах рек Дивичичай и Шабранчай сели происходят чаще, чем на других реках исследуемого района.

X. Тугчай-Чаркишлагский район — аридно-денудационные умеренно расчлененные горы с прямым тектоническим рельефом и террасированными склонами долин; включает бассейны рек Кеш, Тугчай и территорию, простирающуюся к югу от Тугчая до северо-восточного окончания Главного хребта близ горы Куркачидаг. Территория его сложена главным образом меловыми плотными известняками и мощными глинистыми отложениями.

Для рельефа района характерны выровненные синклинальные плато и поверхности выравнивания (Хизынская и др.), являющиеся водоразделами между крутосклонными долинами.

В районе очень сильно развит бедленд, особенно в долинах Кешчая, Тугчая и к югу от последнего. В области развития ярко выраженного бедленда господствуют также формы глинистого псевдокарста. Склоны долин

двух указанных рек, особенно Тугчая, сильно террасированы. Местами на склонах развиты оползни и оползнево-селевые потоки.

В восточной части района с северо-запада на юго-восток протягиваются хорошо развитые морские террасы, сложенные четвертичными отложениями. Этот участок морских террас является наиболее характерным участком для западного побережья Каспийского моря. Поверхности морских террас широкие (до 5—6 км), ровные и слегка наклонные.

По морфологическим особенностям район делится на следующие подрайоны: 9) Хизы-Агсиазан-Бешбармакское плато, выровненное в результате взаимодействия эрозионно-денудационных и, возможно, абразионных процессов; 10) Тугчайская террасированная расчлененная котловина с аридными формами рельефа; 11) западный подрайон эрозионно-аридно-денудационных предгорий; 12) подрайон расчлененных морских террас, по существу являющийся юго-восточным продолжением дивичинских террасовых предгорий.

Н и з м е н н ы й п о я с (Прикаспийская низменность) подразделяется на два района.

XI. Шолларский район — аллювиальная и аллювиально-морская наклонная равнина — протягивается от р. Самур до р. Шабранчай. На востоке район граничит с Каспийским морем, а на западе — с Низкогорным поясом.

По геологическому строению Прикаспийская низменность вообще и Шолларский район в частности коренным образом отличаются от других высотных поясов. Почти вся она, за исключением Килязинской косы, сложена хвалынскими, новокаспийскими, а также континентальными четвертичными речными и пролювиально-делювиальными отложениями; на Килязинской косе имеются выходы плотных меловых пород.

Многочисленные реки, стекающие с гор, выносят на территорию района огромное количество рыхлого материала (главным образом хорошо окатанную гальку) и отлагают его в западной части низменности. Выходя из гор, реки образуют конусы выноса, вследствие чего создается пологовыпуклый и увалистый рельеф.

Ровная поверхность низменности нарушается долинами меандрирующих рек, древними руслами, сухими оврагами и балками, которые временами заполняются водой атмосферных осадков. Ровные участки рельефа чередуются с полузамкнутыми понижениями, к которым приурочены многочисленные выходы родниковых вод, каналы и арыки. С запада на восток, по мере удаления от предгорий, ясно прослеживается уменьшение крупности гальки. В устьях почти всех рек, доходящих до Каспийского моря, имеются лагуны, отделенные от моря узкими косами из песка и ракушки. Вдоль берега протягиваются широкие пляжи, береговые валы, местами полузакрепленные бугристые пески.

XII. Дивичи-Сумгаитский район — морская, частично аллювиально-морская террасированная равнина; занимает пространство от устья р. Дивичичай до р. Сумгаит. В пределах этого района Прикаспийская низменность представляет собой наклонную равнину, состоящую из аккумулятивных хвалынских террас. Господствующие ветры, дующие с северо-востока, формируют бугристые и грядовые пески, дюны, котловины выдувания в уплотненных песках и другие формы эолового рельефа.

В склонах долин и оврагов, сложенных галечниками, глинами и суглинками, образуются небольшие обвалы и оползни, срезанные в результате подмыва реками. Район отличается полупустынным характером. Спокойно текущие реки меандрируют по поверхности равнины. Низменные междуречья расчленяются многочисленными растущими молодыми оврагами.

На Килизинской косе, как уже отмечалось, выходят плотные породы мелового флиша, почти поставленные на голову. Эти породы способствуют формированию и выдвигению косы в море и протягиваются недалеко от берега, обуславливая его блокировку. За ними образуются многочисленные и местами крупные лагуны.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А. Состояние и очередные задачи геоморфологических исследований в Азербайджане. «Тр. конфер. по геоморфол. Закавказья». Баку, 1953.
- Богачев В. В. Геологический очерк Азербайджана. (Матер. по райониров. Аз. ССР, т. 1, вып. 3). Баку, 1926.
- Богачев В. В. Очередные вопросы геологии Азербайджана. «Тр. геол.-развед. конторы Азнефти», вып. 1а. Баку, 1933.
- Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа, вып. 1, М., 1954.
- Геоморфологическое районирование СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. (Тр. комиссии по естеств.-истор. райониров. СССР, т. 2, вып. 1).
- Добрынин Б. Ф. Геоморфологическая карта Кавказа. БСАМ, т. 1, лист 193. М., 1938.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР (Европейская часть и Кавказ). М., изд. 1-е, 1941, изд. 2-е, 1948.
- Козин Я. Д. Плиоценовые трансгрессии и регрессии в пределах Азербайджана. Баку, 1940.
- Кузнецов С. С. Вопросы геоморфологии Закавказья. В кн. «Геология СССР», т. 10, вып. 1, М., 1941.
- Рейнгард А. Л. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области. «Изв. Кавказск. отд. Русск. геогр. об-ва», 1917, т. 25, № 2—3.
- Рейнгард А. Л. Геоморфологическое расчленение. В кн. «Геология СССР», т. 10, вып. 1, М., 1941.
- Соловкин А. Н. Основные черты петрографии Юго-Восточного Кавказа, как области питания бассейна продуктивной толщи Апшерона терригенным материалом. «Изв. АН Аз. ССР», 1951, № 4.
- Хайн В. Е., Соловкин А. Н., Антонов Б. А., Султанов Р. Г. и Мехтиев Ш. Ф. Геоморфологическая карта. «Географ. атлас Аз. ССР», т. 1. Физико-географические карты. Баку, 1949 (на азерб. яз.).
- Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа. ч. 1, Большой Кавказ. М., 1926 (Тр. Н-иссл. ин-та географии МГУ, вып. 2).

Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ

**ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА**(ПРЕИМУЩЕСТВА ЮЖНОГО СКЛОНА)¹

Наиболее характерной чертой современного рельефа горной системы Юго-Восточного Кавказа является широкое распространение остатков древних поверхностей выравнивания (денудационных поверхностей), поднятых на значительную высоту и сохранившихся лишь фрагментарно в виде небольших плато, плосковерхих водоразделов и гребней хребтов, комплексов отдельных изолированных вершин, тяготеющих к определенным гипсометрическим уровням. Благодаря этому понижение Юго-Восточного Кавказа к Каспийскому морю и окружающим его низменностям совершается не плавно, а ясно выраженными ступенями, что прямо или косвенно отмечается почти всеми исследователями описываемого района.

Изучение особенностей этажного, или ступенчатого, строения горных стран, сложного чередования в рельефе выровненных участков и разделяющих их крутых склонов представляет значительный интерес как в научном, так и в хозяйственном отношении.

В условиях сильно расчлененных гор Юго-Восточного Кавказа, где мало удобных земель для сельскохозяйственного освоения (пахотных и пастбищных угодий), строительства населенных пунктов и проведения путей сообщения, изучение поверхностей выравнивания приобретает большое народнохозяйственное значение. Несомненно, что в планах преобразования природы горных районов им будет принадлежать одно из важных мест, особенно при решении вопросов изменения стока и интенсивности эрозионных процессов. Кроме того, исследование поверхностей выравнивания и характера их деформаций позволяет изучить явления молодой тектоники, обуславливающей сейсмичность прилегающих территорий. Предварительная оценка сейсмотектонических условий является необходимой предпосылкой для хозяйственного освоения горных районов Юго-Восточного Кавказа.

Помимо практического интереса, проблема изучения поверхностей выравнивания имеет большое научное значение, так как относится к одной из главных проблем современной геоморфологии горных стран — определению возраста рельефа и характера тектонических движений. Значение ее увеличивается еще и потому, что в существующих теоретических представлениях геоморфологов, касающихся основных сторон этого вопроса, содержится много спорных, дискуссионных положений. Сюда относятся

¹ Расширенный текст доклада, сделанного на IV конференции по геоморфологии Закавказья в г. Ереване в мае 1952 г.

вопросы о самом существовании поверхностей выравнивания, их единстве или множественности, возрасте, механизме образования и деформаций, о принципах выделения и т. п. (Личков, 1945; Марков, 1947; Щукин, 1948; Думитрашко, 1953). Анализ рельефа Юго-Восточного Кавказа позволяет дать определенные ответы на большинство из поставленных вопросов.

ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В конце прошлого века среди исследователей геологии и геоморфологии Кавказа господствовали представления, что ступенчатый характер рельефа обусловлен сбросовыми, дизъюнктивными дислокациями, глыбовым характером тектонических движений, что находилось в полном соответствии с распространенной тогда теорией плутонизма. В отношении Юго-Восточного Кавказа подобного взгляда придерживались Г. В. Абих (1862) и Х. Шегрен (Siögren, 1890). К началу XX в. эта точка зрения была отвергнута. Так, К. И. Богданович (1902) выявил наличие серии косых опрокинутых складок, осложняющих южный склон Главного Кавказского хребта, и выдвинул идею сводового поднятия, ставшую в настоящее время общепринятой.

Претерпели изменения и дискуссионные положения о единстве или множественности поверхностей выравнивания. Одним из представителей первого направления взглядов был С. С. Кузнецов (1938), доказывавший существование в Закавказье единого «пенеплена» олигоценового возраста. Следует отметить, однако, что в своей последней сводке по геоморфологическому районированию Закавказья С. С. Кузнецов (1941), изменив свое мнение о едином «пенеплене», высказывается за существование разновозрастных и последовательно приподнятых поверхностей выравнивания. В то же время Л. А. Варданянц (1933, 1948) до сих пор придерживается представления о широком распространении на Кавказе, в том числе и в пределах его юго-восточной оконечности, основной поверхности выравнивания апшеронского возраста, поднятой на различную высоту, хотя и не отрицает существования иных поверхностей. Развернутая критика представлений Л. А. Варданянца и С. С. Кузнецова неоднократно делалась Н. В. Думитрашко (1950, 1953), пропагандирующей идею о множественности и разновозрастности поверхностей выравнивания в горных странах.

Если теперь обратиться непосредственно к территории Юго-Восточного Кавказа, то и здесь можно констатировать, что единства мнений о поверхностях выравнивания пока не достигнуто, причем за последние полвека их изучения эволюция этих представлений была довольно значительной.

Впервые на элементы ступенчатого строения рельефа в Шемахинском районе Юго-Восточного Кавказа указал К. И. Богданович (1902). Вдоль отрогов Главного Кавказского хребта им были отмечены изолированные друг от друга и расположенные на различных высотах отдельные поверхности планации. Благодаря этому отроги приобретают ступенчатый профиль.

Так, на южных и восточных склонах хребтов Лагичской системы К. И. Богданович выделяет «два уступообразных понижения: один от отрогов горы Галадж до Мариевки¹, а другой от Мариевки до крутых обрывов над Шемахой; к юго-западу от Шемахи можно различить еще третий уступ с приподнятым краем, круто склоняющимся к низменности р. Куры» (1902, стр. 139). Далее на восток он проследил два верхних уступообразных понижения: «одно по линии разломанной антиклинальной складки около Конах-Кента, другое около Джебанов. Платообразное повы-

¹ Ныне с. Кировка.

шение от Джебанов до перевала к Конах-Кенту составляет естественное продолжение второго уступа Чир-Юртского, а неровные высоты между Пирсагатом и Козы-чаем продолжают в первый уступ...» (там же, стр. 145).

Таким образом, К. И. Богданович намечает для Шемахинского района следующие «платообразные уступы»:

- над с. Кировкой (высота около 1400—1600 м),
- у с. Чухурьюрт (высота около 1200—1300 м) и
- южнее г. Шемахи (высота около 800 м).

На приложенных к его работе гипсометрических поперечных профилях отчетливо выступает также и четвертый уступ, расположенный на высотах 2000—2200 м (восточная оконечность Ниялдагского хребта, массив Гюмишли Главного Кавказского хребта, хр. Уюкдаг).

Относительно происхождения уступов К. И. Богданович предполагал, что они обусловлены или серией продольных разломов, или наличием опрокинутых к югу пологих синклиналильных складок.

Н. И. Каракаш, проводивший инженерно-геологические изыскания в области предгорий и южного склона Ниялдагского хребта, подтвердил существование выделенных К. И. Богдановичем ступеней и проследил их далее к западу. Нижней ступени, по его мнению, отвечает предгорное плато на междуречье Ахсу и Гирдыманчая. Что же касается распространения более высоких ступеней, то он считал, что «наиболее вероятным представляется развитие второго уступа от с. Мейсары через с. Муганны, реки Ахсу и Сулут к с. Безнан, Заргеран и далее у с. Мачахи через Гердыман. Обрывом первого уступа следует принять крутые склоны у сел. Баскал, Заргеран, Тирджан и за с. Мачахи» (Каракаш и Борисов, 1923, стр. 364). В отношении возраста и происхождения этих уступов Н. И. Каракаш к определенным выводам не пришел.

Л. А. Варданыц (1933) в сводной работе по Большому Кавказу кратко коснулся геоморфологии северного склона Юго-Восточного Кавказа, где отметил три наклонные поверхности выравнивания эрозионного происхождения, соответственно миндельского, рисского и юрмского возрастов. При этом миндельское время (вернее миндель-рисс) сопоставляется с бакинским временем. На южном склоне Л. А. Варданыц упоминает только платообразную поверхность Аджинаурских предгорий, возраст которой он первоначально (1933) датировал рисским временем, а позднее (Варданыц, 1948) бакинским.

С. А. Ковалевский (1936 и др.), работавший несколько позднее на южном склоне Юго-Восточного Кавказа, также обратил внимание на выявленные К. И. Богдановичем ступенчатые поверхности и сделал попытку выяснить генезис этих «высоких денудационных равнин». Механизм выравнивания заключается, по его представлению, в срезании или пенепленизации горного рельефа интенсивной плоскостной денудацией, главными агентами которой выступали мощные ледниковые массы покровных оледенений. При этом чем большую территорию охватывало оледенение, тем дальше от оси хребта соответственно должна была распространяться связанная с ним поверхность выравнивания. Таким образом, восходящая лестница поверхностей выравнивания, по его мнению, должна отвечать контурам уменьшающихся по площади оледенений, а не хронологической шкале ледниковых эпох. Поскольку из четырех альпийских оледенений наибольшим по площади, по представлению С. А. Ковалевского (1936), было гюнцское, за которым следует рисское, затем миндельское и, наконец, юрмское оледенения, то время выработки выделенных К. И. Богдановичем ступеней С. А. Ковалевский определяет: для нижней — гюнц, сред-

ней — рисс и верхней — вюрм. Поверхность выравнивания миндельского возраста должна была перекрываться рисским оледенением и в современном рельефе морфологически не выражена. При этом гюнц синхронизируется с временем отложения продуктивной толщи, а вюрм — с бакинским временем. Следовательно, нижняя поверхность выравнивания является самой древней, а верхняя — самой молодой.

Теорию ледникового происхождения поверхностей выравнивания С. А. Ковалевского нельзя принять из-за отсутствия данных, свидетельствующих о покровном характере древних оледенений Юго-Восточного Кавказа. Следы этих «покровных» оледенений на поверхностях выравнивания никем из исследователей не наблюдались. Особенно разительно их отсутствие на самой нижней поверхности, которая должна отвечать максимальному оледенению. Кроме того, детальные наблюдения последних лет над эрозионным воздействием горных ледников на рельеф показали, что воздействие это весьма незначительно и во всяком случае не дает основания для предположения о широком развитии ледниковой пенеplanationизации. Схема С. А. Ковалевского, как будет видно из приводимого ниже фактического материала, находится в противоречии и с другими геоморфологическими данными.

Значительный вклад в разработку вопроса о поверхностях выравнивания внес В. Е. Хаин (1937, 1946, 1950а), в течение многих лет проводивший детальные геологические исследования в Лагичских горах, окрестностях Шемахи и на северном склоне Юго-Восточного Кавказа. Он выделяет последовательно сверху вниз четыре «наклонных равнины»:

1. Шахдагскую поверхность (до 4000 м), относимую им ко времени отложения низов продуктивной толщи;
2. Ковдагскую поверхность (2000—2300 м), соответствующую нижнеашшеронскому времени;
3. Дибарскую поверхность (1200—1600 м), относимую им к бакинскому времени;
4. Гюрдживанскую поверхность (600—1000 м), соответствующую послебакинскому (гюргянскому или древнехазарскому?) времени.

Следовательно, возраст поверхностей выравнивания, по В. Е. Хаину, определяется в обратном направлении, нежели по схеме С. А. Ковалевского. В генетическом отношении В. Е. Хаин совершенно правильно считает эти поверхности эрозионно-денудационными, частично абразионными. Образование их объясняется непрерывно-прерывистым сводовым воздыманием Большого Кавказа. Выравнивание рельефа относится к периодам относительного тектонического покоя, замедления движений, сменяющихся затем интенсивными поднятиями и расчленением рельефа.

Выделение В. Е. Хаином двух нижних поверхностей выравнивания не вызывает особых возражений, однако выделение двух верхних произведено слишком схематично. Прежде всего бросается в глаза, что высотные отметки их колеблются в очень широких пределах. Так, например, для Шахдагской поверхности принимается интервал высот от 2400 до 4000 м. Кроме того, возраст верхних поверхностей выравнивания оказывается значительно омоложенным, на что обратил внимание А. Н. Соловкин (1949).

Эти пробелы в 1946—1947 гг. частично восполнил Э. Ш. Шихалибейли (1953), который установил наличие еще одной ступени между верхними уровнями в виде обширной поверхности выравнивания Салаватского перевала (2850 м), где им была обнаружена ровная площадка, покрытая галькой и щебнем. Полагая также, что возраст Шахдагской поверхности

должен быть значительно старше, Э. Ш. Шихалибейли несколько видоизменил схему В. Е. Хаина, преобразовав ее в следующем виде:

Шахдагская поверхность (3500 м и выше) соответствует времени меотис-понт;

Салаватская поверхность (2800—3200 м) соответствует нижнепродуктивному времени;

Ковдагская поверхность (2100—2500 м) соответствует нижнеапперонскому времени;

Дибрарская поверхность (1200—1600 м) относится к предбакинскому времени;

Гюрдживанская поверхность (600—800 м) соответствует послебакинскому времени.

Эта схема, в свою очередь, подверглась новой доработке В. А. Гроссгеймом (1948)¹, который попытался увязать поверхности выравнивания Азербайджана с данными В. Д. Голубятникова, Б. Ф. Добрынина и Л. А. Варданиянца по Дагестану. В. А. Гроссгейм уточняет высотные отметки Шахдагского (3600—4000 м) и Ковдагского (1900—2400 м) уровней и расширяет представление о Гюрдживанском плато. Считая, что последнее было значительно деформировано благодаря тектоническому развитию Кавказа, он определяет интервал его высот в пределах 350—700 м. Аналогами этой поверхности по гипсометрическому положению в Дагестане он считает Изатлинское (700—750 м), Буйнакское (400—500 м) и Бовтугайское (200—300 м) плато. Возраст Ковдагской поверхности первоначально (Гроссгейм, 1948) сопоставлялся им со временем отложения продуктивной толщи, а позднее² — со среднеапперонским временем. Возраст Салаватской поверхности определяется им как предакчагыльский или предпродуктивный³.

В схеме В. А. Гроссгейма также имеются отдельные дискуссионные положения, связанные со слабой изученностью рельефа Юго-Восточного Кавказа. В частности, недостаточно ясным остается вопрос о возрасте верхних поверхностей. Мало обоснованным является и объединение верхних ступеней К. И. Богдановича в одну поверхность выравнивания.

Произведенный краткий обзор показывает три характерные особенности в изучении поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа. Во-первых, намечается вполне определенная тенденция к увеличению количества выделяемых поверхностей и суживанию колебания их высотных отметок. Во-вторых, не менее четко проявляется тенденция к последовательному понижению возрастных пределов их формирования. Эта тенденция наблюдается также и в других районах, например в Дагестане и на Центральном Кавказе. В-третьих, бросается в глаза почти полное отсутствие геоморфологических характеристик самих поверхностей выравнивания и весьма слабая аргументированность их возраста. В этом отношении исключение составляет лишь Гюрдживанская поверхность, которая подробно описывается в работах В. Е. Хаина и В. А. Гроссгейма. Остальные же поверхности обычно кратко перечисляются попутно с описанием гео-

¹ См. также доклад в географической секции Московского общества испытателей природы, прочитанный В. А. Гроссгеймом 7 марта 1951 г.

² Доклад в географической секции Московского общества испытателей природы в 1951.

³ В недавно опубликованной совместной статье В. Е. Хаина и В. А. Гроссгейма (1953) произведена дальнейшая ревизия возрастных соотношений поверхностей выравнивания, более отвечающая действительности. Гюрдживанская поверхность считается нижнечетвертичной, Дибрарская — доакчагыльской, Ковдагская — времени продуктивной толщи, Салаватская — нижнеплиоценовой и Шахдагская, — возможно, верхнемиоценовой.

логических данных. Тем самым предопределяется достаточно формальный подход к решению сложных проблем геоморфологии. От этого, собственно, и зависит существующая дискуссионность в объяснении возраста и генезиса поверхностей выравнивания.

В 1950—1952 гг. на Юго-Восточном Кавказе работала Закавказская геоморфологическая экспедиция Института географии АН СССР под руководством Н. В. Думитрашко. В процессе работ этой экспедиции автор собрал значительный фактический материал, который во многом позволяет уточнить имевшиеся ранее данные и по-новому осветить некоторые стороны развития поверхностей выравнивания на Юго-Восточном Кавказе.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ

Как уже отмечалось выше, среди геоморфологов нет единства взглядов на природу поверхностей выравнивания. Поэтому вполне естественно, что в настоящее время нет общепринятых, достаточно надежных критериев для их выявления. Большое генетическое разнообразие выровненных участков в горных странах создает благоприятную обстановку для проявления субъективных, нередко весьма тенденциозных взглядов на геоморфологию этих районов. Чтобы в известной мере избежать субъективных ошибок и правильнее отразить реально существующие в природе элементы рельефа, необходимо пользоваться несколькими геоморфологическими методами, выводы которых могли бы перекрывать и дополнять друг друга и тем самым обеспечивать надежность всего исследования.

Одним из основных методов является метод полевого крупномасштабного картирования, с помощью которого выявляются существующие выровненные и крутосклонные участки рельефа. В результате полевого картирования может быть создана схема распределения в плане платообразных поверхностей, а также подкрепляющий ее набор фотопанорам и отдельных фотографий. В случае, если на исследуемую территорию имеются материалы аэрофотосъемки, то полевое картирование должно обязательно включать в себя дешифрирование этих материалов.

Другим методом является метод поперечных совмещенных профилей, с помощью которого можно выяснить распределение выровненных и крутосклонных участков в вертикальном разрезе. В условиях резко расчлененного горного рельефа древние поверхности выравнивания отличаются плохой сохранностью. Однако метод совмещенных профилей позволяет выявить не только сохранившиеся участки поверхностей, обладающие значительной компактностью, но и отдельные их фрагменты в виде цепочек вершин одинакового гипсометрического уровня, абсолютные высоты которых разнятся всего лишь на несколько десятков метров. В результате применения этого метода создается схема ступенчатого, этажного строения рельефа. Известную помощь в этом отношении, хотя и не во всех случаях, может оказать составление графиков повторяемости отдельных вершин различных высотных уровней. Полученная таким образом кривая отобразит основные переломы поверхности рельефа.

Но одного сопоставления платообразных участков в вертикальном и горизонтальном направлениях, само собой разумеется, еще недостаточно для доказательства принадлежности их к определенной поверхности выравнивания. Необходимо еще проанализировать характер и амплитуду тектонических деформаций, а также характер залегания и денудационную устойчивость пород, т. е. применить морфотектонический метод. Последний позволяет судить о том, являются ли гипсометрически разновозрастные участки элементами одной и той же поверхности выравнивания или они относятся к разным поверхностям, приподнятым или опущенным относи-

тельно своего нормального положения в результате местных тектонических подвижек. Некоторые из одновысотных участков могут совпадать с отпрепарированными денудацией выходами горизонтально залегающих пластов (бронированные плато и т. п.). Морфотектонический анализ дает, таким образом, один из основных критериев для сопоставимости отдельных ступеней рельефа.

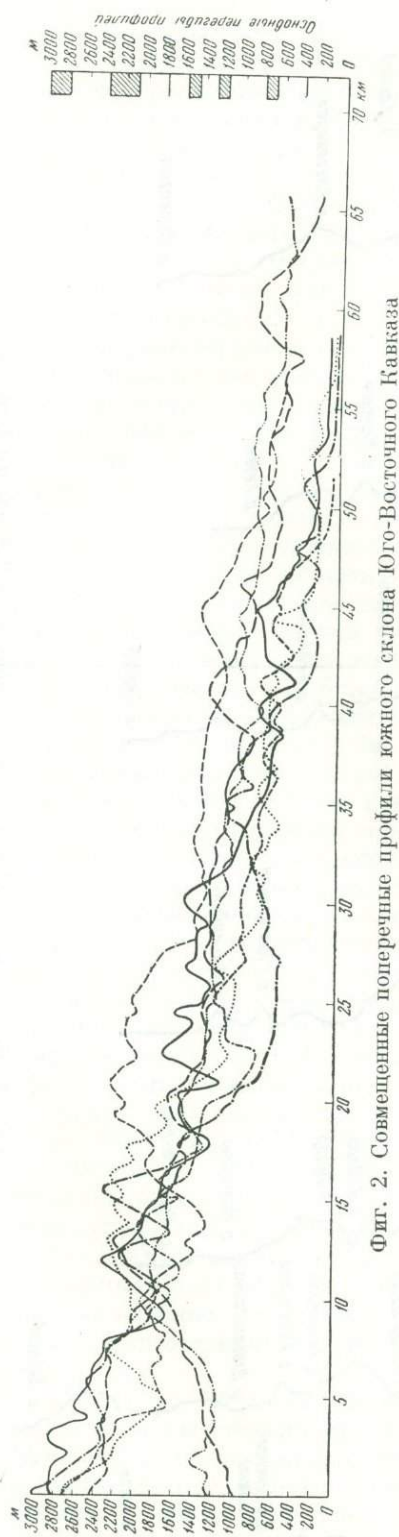
Помимо описанных методов, для выделения поверхностей выравнивания необходимо воспользоваться результатами метода возрастных соотношений, позволяющего сопоставить выровненные участки по времени их образования. Даже после того, как в рельефе выявлена серия ступеней и установлено, что их возникновение не обусловлено местными тектоническими деформациями, далеко не всегда еще есть основание считать эти ступени разновозрастными поверхностями. Не исключена опасность преувеличения множественности ступеней, так как за различные поверхности выравнивания можно принять элементы одной поверхности, расчлененной эрозией или другими процессами денудации.

Следует учитывать, что совсем не обязательно, чтобы поверхности выравнивания в горных странах имели характер пологой равнины; чаще всего они бывают холмисто-увалистыми или грядовыми и, в свою очередь, могут быть разбиты на ряд более мелких ступеней второго порядка. Чтобы не ошибиться и не придать этим ступеням самостоятельного значения, необходимо принимать во внимание в каждом отдельном случае возраст пластов, срезаемых данной ступенью, и возраст пластов, ее перекрывающих. Если маркирующие отложения на поверхности отсутствуют, то приходится учитывать ее общий морфологический облик: степень дряхлости или молодости рельефа, интенсивность эрозионного расчленения и т. п. Огромное значение при этом имеет увязка выровненных поверхностей с речными террасами, а через последние с ледниковыми и морскими образованиями. Такой увязкой подводится фундамент для определения возраста регионально развитых поверхностей и отделения их от всех прочих участков планации, опирающихся на местные базисы денудации. В результате можно выделить серии ступеней в рельефе одного возраста, отвечающие, следовательно, определенной поверхности выравнивания.

Согласно с этими положениями при изучении Юго-Восточного Кавказа в поле была составлена рабочая схема распределения платообразных участков в плане. Затем через территорию Лагичских гор — Шемахинского и Кабыстанского районов южного склона — было проведено восемь поперечных профилей (фиг. 1), которые были совмещены в одной плоскости (фиг. 2). Анализ схемы и профилей показал, что основные перегибы рельефа приурочены к высотам: 2800—3100, 2300—2400, 2100—2200, 1800, 1500—1600, 1200—1300, 1000—1100, 700—800 и 350—400 м.

Очевидно, такая многоярусность является преувеличенной. Прежде всего бросается в глаза, что не все перегибы рельефа оказываются одинаково выдержанными. Ступень в 1800 м регистрируется лишь на трех профилях и имеет явно промежуточный характер. Относящиеся к ней сильно наклонные платообразные площадки локализуются в основном вдоль южных склонов Дибрарского массива. По-видимому, их следует считать размытыми останцами расположенного выше плато Дибрар (Дибляр, Дюбрар).

Ступень в 1000—1100 м распространена также весьма ограниченно и отличается своеобразными тектоническими условиями. Так называемое Сундинское плато, фиксируемое на двух профилях, представляет собой пологую мульду, которая сложена понтическими известняками — ракушниками и известковистыми песчаниками, несогласно перекрывающими



Фиг. 2. Совмещенные поперечные профили южного склона Юго-Восточного Кавказа

интенсивно складчатый палеоген — миоценовый фундамент. Остатки древней продольной гидрографической сети указывают на недавнее поднятие плато. При этом тектонические движения носили сложный характер, приводя как к пликативным дислокациям, о чем свидетельствует погружение шарниров антиклиналей палеоген-миоценового основания в сторону р. Пирсагат, так и к дизъюнктивным, что подтверждается наличием разрывов вдоль «антиклинального шва» у подножия плато. Таким образом, Сундинское плато с его бронированным рельефом и перемещениями значительных амплитуд не может сопоставляться с остальными участками одновысотных поверхностей выравнивания.

Другой участок перегиба — 1000—1100 м — совпадает с платообразной вершиной Буринцвалдагского хребта в зоне Аджиноурских предгорий. Судя по резкой дислоцированности слагающих его нижнечетвертичных отложений, наличию остатков висячих долин и оригинальному явлению бифуркации современной речной сети, хребет Буринцвалдаг испытал значительную деформацию, и вершина его представляет собой приподнятый фрагмент расположенной ниже поверхности уровня 700—800 м. Следовательно, вся полоса перегиба 1000—1100 м состоит из разнородных участков и не имеет самостоятельного значения.

В пределах встречающегося почти на всех профилях перегиба 700—800 м наблюдается много мелких деформаций местного характера. Амплитуда их невелика и не дает больших отклонений от общего высотного уровня.

Что же касается перегиба 350—400 м, приходящегося на полосу предгорий, то к нему следует отнестись очень осторожно. Здесь мы имеем дело с молодыми, продолжающими расти структурами. Как правило, ниже- и среднечетвертичные отложения оказываются сильно смятыми. На хребте Большой Харамы осадки хазарского облика дислоцированы до 20—35° (Хаин, 1950а). Очевидно, что в каждом отдельном случае приходится выделять чрез-

вычайно мобильные участки, об объединении которых в единую поверхность можно будет говорить только после тщательного анализа.

Несколько особняком стоят расчлененные равнины внутривулканогенных котловин, развитие которых во многом обусловлено наличием местных базисов эрозии в виде выходов плотных пород в долинах рек, дренирующих эти котловины и прорезающих ограничивающие их хребты. Для Лагичской и Мюдринской котловин таким базисом являются вулканогенно-известняковые породы хребта Ниялдагского, а для Халтанской котловины — известняки Кайтар-Коджинского хребта. Формально-топографический анализ профилей позволяет как будто отнести их к поверхностям с уровнями 1000—1100 и 1200—1300 м. Однако детальное геоморфологическое изучение этих котловин показывает, что возраст равнинных поверхностей их дниц является более молодым и восходит, самое большее, к низам или середине четвертичного периода. Следует отметить также, что, учитывая черты большого морфологического сходства и незначительное колебание высотных отметок, перегибы 2300—2400 и 2100—2200 м можно рассматривать как две ступени одной поверхности выравнивания.

Разобранные выше примеры показывают, как осторожно приходится подходить к изучению участков локальной планации, игнорирование которой может привести к большой путанице. Роль местных базисов денудации в последнее время была особенно подчеркнута в ряде работ по Центральному Кавказу (Косов, 1948), Среднему, Южному (Герасимов, 1948) и Вишерскому Уралу (Суздальский, 1952).

Основываясь на произведенном морфологическом анализе материалов по южному склону Юго-Восточного Кавказа и приняв во внимание результаты рекогносцировочных маршрутов по северному склону (район Шахдага и др.), мы выделяем следующие поверхности выравнивания: 1) Шахдагскую (3800—4200 м); 2) Салаватскую (2800—3100 м); 3) Ковдаг-Дибрарскую (2100—2400 м); 4) Тахтаэйлагскую (1500—1600 м); 5) Чухурьюртскую, или Астраханскую (1200—1300 м); 6) Шемахинскую (600—800 м); 7) Кабыстанскую (350—500 м).

МОРФОЛОГИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Наиболее высокой на Юго-Восточном Кавказе является поверхность выравнивания, названная В. Е. Хаиным (1950а) Ш а х д а г с к о й. Отдельные фрагменты этой поверхности сохранились в виде серии островерхних или платообразных вершин, тяготеющих к гипсометрическому уровню порядка 3800—4200 м. Таковы крутостенные массивы Бокового хребта северного склона Юго-Восточного Кавказа: Шалбуздаг, Шахдаг и Кызылкая, сложенные плотными мраморовидными известняками и доломитами титон-неокома и сеномана. Массивы Шалбуздаг и Кызылкая представляют собой моноклинальные образования, а изолированное плато Шахдага совпадает с одноименной коробчатой синклиналию. При этом характерно, что между поверхностью плато и полого залегающими известняками имеется небольшое угловое несогласие, свидетельствующее о скульптурном, а не структурном происхождении молодой поверхности плато.

Амплитудами того же порядка обладает и ряд вершин прилегающего участка Главного Кавказского хребта: Малкамуд, Чолохдаг, Хапугучуран, Несендаг, Базардюзи, Базарьюрт, Тфандаг и др. Главный Кавказский хребет сложен на этом участке мощными толщами легко поддающихся выветриванию глинисто-сланцевых и сланцево-песчаниковых отложений лейаса, которые собраны в складки общекавказского простирания. Хребет располагается по отношению к этим структурам диагонально.

Таким образом, Шахдагская поверхность срезает под один уровень самые разнообразные тектонические структуры и участки, сложенные породами с резко различной сопротивляемостью агентам денудации.

Шахдагская поверхность, по-видимому, не является однородной и состоит из нескольких более мелких ступеней. К ним, например, тесно при-мыкает более низкая ступень рельефа, также выработанная в отложениях, очень разнообразных в литологическом отношении. Возможно, что это останцы юго-восточной периферии Шахдагской поверхности, но, скорее всего, следует предположить, что мы имеем здесь дело с второстепенной поверхностью планации низшего порядка. Ее господствующие высоты колеблются в пределах 3500—3700 м. В области Бокового хребта к ней относятся платообразные вершины моноклиналиных известняковых хребтов северной части Шахдага и Мыхтокаяна. Южнее располагается лопастное плато сложноскладчатого массива Хиналх (Хиналугдаг) и группа вершин в верховьях р. Кудиялчай. В области Главного Кавказского хребта аналогичные отметки имеет двуглавая вершина Бабадаг, затем Годжада-рабаши, Восточная Карабурга, Шакамдаг, Рустамбаз и другие, сложенные юрскими сланцево-песчаниковыми породами.

Уместно отметить, что все немногочисленные сохранившиеся в современном рельефе остатки основной части Шахдагской поверхности лежат выше климатической снеговой границы. Поэтому к ним приурочены области питания основных ледников и подавляющее большинство фирновых шапок центральной части Юго-Восточного Кавказа. Эти же плоские вершины играют важную роль в аккумуляции снега в лавиносорных воронках. Там, где поверхность плато заложена в массивных известняках (как, например, в пределах Бокового хребта), наблюдается развитие карстовых форм.

Остатки более низкой поверхности выравнивания, названной Э. Ш. Шихалибейли Салаватской, в современном рельефе сохранились также весьма плохо. Они представлены одновысотными вершинами с отметками порядка 2800—3100 м, а частично — небольшими плоскими площадками, окаймляющими в виде довольно хорошо выраженных ступеней склоны и гребневую зону отрогов Главного Кавказского и Бокового хребтов (фиг. 3).

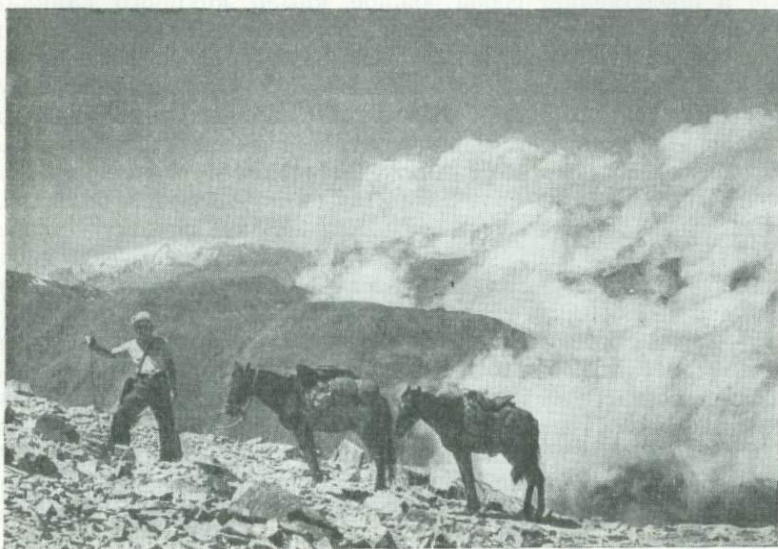
В интенсивно складчатой области Главного Кавказского хребта и в центральной внутригорной депрессии к Салаватской поверхности принадлежат массив Агядук, привершинные плато¹ массивов Киряганит, Карабулаг, Караятаг, Котурдаг, Гюлюмдусту, большое количество округлых вершин и платообразных участков в верховьях рек Бабачай, Ахчай, Кудиялчай и Шахнабдачай, а также серия плоских перевальных седловин. На южном склоне Главного Кавказского хребта реликты этой поверхности венчают почти все боковые отроги — Санкалан, Восточная Карабурга, Кара-Сулейман, Пейгамбарбулаг, Джафарийлаг, Караяйлаг, Чабначба и др.

На широкой площадке Салаватского перевала сохранились остатки покрывавшего его песчано-галечникового покрова (Шихалибейли, 1940; Гроссгейм, 1950; Хаин, 1950а). Галька и валуны (диаметром до 0,75 м) состоят преимущественно из темно-серых песчаников, известняков и асбидных сланцев и отличаются хорошей окатанностью. В междуречье Дамирапаранчая и Гамзаличая, на юго-западных контрфорсах отрога Пейгамбарбулаг прослеживается плоская ступень длиной около 1,5 км и шириной до 300 м, на поверхности которой были встречены россыпи крупной

¹ Здесь и далее под плато подразумеваются не только выровненные участки гор, предопределенные пологим залеганием пластов, но и вообще обширные платообразные междуречные пространства различного происхождения.

среднеокатанной гальки из диабазовых порфиров, метаморфизованных песчаников, известняков, мергелей и глинистых сланцев. Аналогичная площадка выработана у южных подступов к Гдымскому перевалу (Э. Ш. Шихалибейли — личное сообщение). Над тальвегами соседних долин описанные площадки расположены на высоте порядка 900—1200 м.

Все это позволяет с достаточным основанием сделать предположение о широком развитии в пределах Салаватской поверхности выравнивания элементов древней гидрографической сети¹. В настоящее время все останцы этой поверхности лежат выше современной орографической снеговой



Фиг. 3. Одновысотные гребни отрогов Главного Кавказского хребта (северо-западнее массива Бабадаг), принадлежащие Салаватской поверхности выравнивания

границы и подвергаются интенсивному морозному выветриванию и денудации. Характерно, что реликты Салаватской поверхности морфологически четко отделяются от разного рода троговых и кресловинных образований (каров, кароидов, каровых ступеней), являющихся более молодыми формами рельефа. На некоторых выровненных участках по простираению трициноватости или напластованию развиваются полые формы микрорельефа, которые расчленяют эти участки на линейные образования, получившие от альпийских исследователей наименование «раздвоенных гребней» (doppelgrate).

На юге Салаватская поверхность ограничена крутым расчлененным уступом. Особенно резкое снижение испытывает Главный Кавказский хребет к востоку от горы Гюльмдусту, где высотные отметки вершин падают почти на 500 м.

Гораздо лучше сохранилась обширная поверхность выравнивания на высотах 2100—2400 м, которую лучше всего назвать К о в д а г - Д и б р а р с к о й. Наиболее типично она выражена на Ковдаг-Агриэйлагском массиве (плато Агриэйлаг, Ковдаг, Чандагар и др.). Остатками этой поверхности

¹ В. А. Гроссгейм (1950) высказал предположение о ее верхнечетвертичном возрасте, что не согласуется с имеющимся фактическим материалом.

являются плоские участки водоразделов между системами рек Пирсагат, Гирдыманчай и Геокчай. На северо-западе она прислонена к основанию массива Бабадаг и далее продолжается на восток до истоков р. Козлучай в виде серии платообразных площадок в привершинных частях массивов Матур (Матрак), Узунджа, Сардыхана, Такильнуур и Дибрар. В зоне Лагичских гор к Ковдаг-Дибрарской поверхности принадлежат столовые участки Ниялдагского хребта с вершинами Галадж, Кюпючидаг, Сарбулаг, Рагимли, Эльгядык и Амбулаг.

Ковдаг-Агриэйлагский массив сложен флишевыми отложениями нижнего мела и представляет собой южное крыло крупного синклинория, осложненного вторичной мелкой складчатостью. Срезающая массив платообразная поверхность резко контрастирует с обрывистыми интенсивно расчлененными отрогами Главного Кавказского хребта. Для ее мезорельефа характерны холмисто-увалистые формы, причем значительную роль играют отпрепарированные в виде гряд головные части пластов известняков. Широкое развитие имеют также оползневая и солифлюкционная моделировка поверхности; кроме того, здесь наблюдается полигональная трещиноватость почв. В полосе, примыкающей к Главному Кавказскому хребту, А. Н. Соловкин (1949) отметил высыпки хорошо окатанной гальки и валунов на водоразделах между Геокчаем и Гирдыманчаем и между Гирдыманчаем и р. Пирсагат. Такого же облика гальки были встречены нами в 15—20 км восточнее, на вершине горы Бабасафер. Это указывает на то, что в процессах общего выравнивания рельефа Ковдаг-Дибрарской поверхности одно из первых мест принадлежит древней речной эрозии.

Небольшие платообразные участки этой поверхности врезаны в вершинную часть Матурского массива, который представляет собой северное крыло крупной антиклинальной складки. Южнее эти участки расширяются и образуют плато, соединяющееся с Ниялдагским хребтом. На выровненной поверхности плато четко выделяются холмистые останцы. Плотные кампанские и ильхидагские известняки образуют три чешуйчатых параллельных гребня с относительным превышением до 100 м. Прекрасно выражена в рельефе плоская Бегемлинская синклиналь. Большинство же неровностей плато представляет собой оползневые формы рельефа.

Еще одно обширное наклонное плато выработано на северо-восточном склоне в привершинной части Дибрарского массива на уровне 2100—2200 м (фиг. 4). Вершина массива совпадает с крылом коробчатой брахисинклинали известняково-мергелистых пород верхнего мела. Плато имеет волнистый микрорельеф. Особую специфику ему придают лишенные корней экзотические глыбы верхнеюрских известняков — «дибрарские утесы», — которые выступают в виде скалистых останцов, высотой до 10—15 м. В местах выхода более молодых известняков возникают небольшие уступы высотой в 3—4 м. Плато обрамлено полосой оползневых форм с большим количеством родников и мелких озер. У подножия его южного обрывистого склона развиты мощные накопления обвальнo-осыпных отложений.

В области Ниялдагского хребта, имеющего в целом антиклинальное строение, поверхность выравнивания срезает сложноскладчатое поднятие известняково-вулканогенных и песчаниковых пород альб-сеномана. Вершинное плато, расположенное на высотах 2100—2200 м, подвергается усиленной денудации. Для мезорельефа плато характерны скалистые гребни, уступы и нагромождения крупноглыбовых россыпей. Местами наблюдаются карстовые и оползневые формы рельефа.

Таким образом, наиболее компактные участки Ковдаг-Дибрарской поверхности на южном склоне Главного Кавказского хребта представляют

собой только Дибрарское и Ковдаг-Агриэйлагское плато с мягкой волнистой поверхностью, спокойно понижающейся к югу и востоку. Во всех же остальных местах, особенно на западе, эта поверхность подверглась сильному эрозионному расчленению и сохранилась фрагментарно. Глубина врезания рек доходит в отдельных случаях до 800—1000 м (верховья Гирдыманчая), склоны долин крутые, с редко сохранившимися обрывками террас.



Фиг. 4. Дибрарское плато с характерным пологоволнистым рельефом и субальпийскими лугами (Ковдаг-Дибрарская поверхность выравнивания)

Следует отметить, что на этой и на рассмотренных выше поверхностях планации нивелирующая деятельность проявилась одинаково, независимо от геологических структур и характера отложений. Почти одинаковую высоту имеют вершины, сложенные породами различного петрографического состава — от вулканогенных толщ сеномана до известняков маастрихта и верхнемелового флиша.

Интересно, что для западной приводораздельной части поверхности мы наблюдаем отметки порядка 2300—2400 м, тогда как к югу и востоку они снижаются до 2100—2200 м, причем в рельефе наблюдается довольно заметный перегиб. Этим перегибом Ковдаг-Дибрарская поверхность разделяется на две сопряженные ступени низшего порядка¹: собственно Ковдагскую (2300—2400 м) и Ниалдагскую (2100—2200 м).

В области северного склона Юго-Восточного Кавказа, по данным В. Е. Хаина (Агабеков и Хайн, 1947 и Хайн и Гроссгейм, 1953), к Ковдаг-Дибрарской поверхности могут быть отнесены расположенные у северного подножья Шахдага плоское нагорье в междуречье Кусарчая, Укорчая и Тагерджалчая (так называемые Судурские эйлаги) и вершины хребтов

¹ Эти ступени являются всего лишь второстепенными элементами общей поверхности выравнивания и не имеют особого генетического значения, как это предполагалось ранее Н. В. Думитрашко и нами в совместном докладе в геоморфологической комиссии Московского филиала Всесоюзного географического общества СССР 6 мая 1951 г.

Каракая, Кызылкая, Сарыкая, а также столовая возвышенность Курукли и являющиеся ее продолжением в междуречье Кудиялчая, Джимичая и Карачая массивы Череке и Будугдаг (фиг. 5). Некоторые из этих плато являются, по-видимому, структурными и, возможно, нарушены местными тектоническими деформациями. Несколько южнее Бокового хребта к Ковдаг-Дибрарской поверхности тяготеют плоские вершины Пулутдага и Чульгизыдага, выровненные водоразделы в верховьях рек Вельвеличая, Гильгильчая и Туржалчая. Геоморфологическим элементом того же возраста,



Фиг. 5. Глубоко врезанная долина р. Карачай. На заднем плане видна платообразная поверхность среднегорного массива Будугдаг

возможно, является древнее днище на правом берегу Кусарчая, поднимающееся на 700—800 м над с. Лезе. Разделение этой поверхности на две ступени также прослеживается на протяжении всего северного склона Юго-Восточного Кавказа, но выражены они здесь менее четко, чем на южном склоне, и к тому же осложнены серией более мелких денудационных уступов.

Останцы поверхности выравнивания 2100—2400 м находятся в поясе субальпийской растительности и имеют первостепенное хозяйственное значение в качестве ценных пастбищных угодий. В пределах Ниялдагского хребта и Шемахинских гор Ковдаг-Дибрарская поверхность отделяется от нижерасположенного плато почти отвесными 100-метровыми обрывами. Далее на восток этот уступ выглаживается и, наконец, снова резко выделяется у южного склона Дибрара.

На южном склоне Юго-Восточного Кавказа сравнительно хорошо сохранилась поверхность выравнивания с высотами порядка 1500—1600 м, которую условно можно назвать Тахтаэйлагской. Первоначально она была не совсем удачно названа В. А. Гроссгеймом (1948) Дибрарской поверхностью. Собственно самая вершина Дибрара относится к Ниялдагской ступени, тогда как данная денудационная поверхность образует ее цоколь. К ней относятся плоские водоразделы между долинами рек Чикилчай и Козлучай, получившие среди местного населения характерное название Тахтаэйлаг (Тахта, по-азербайджански, доска, платок).

В области юго-восточного окончания Главного Кавказского хребта к этой поверхности относится верхнее плато Ярымджан в окрестностях с. Алтыагач, а также платообразные вершины хребтов Зардакямар и Ала-таш. Аналогичные отметки имеют несколько более расчлененные возвышенности в среднем течении р. Пирсагат, у основания Ковдаг-Агризайлагского плато, в Лагических горах и узкие площадки вдоль северного борта Алазано-Агричайской депрессии.

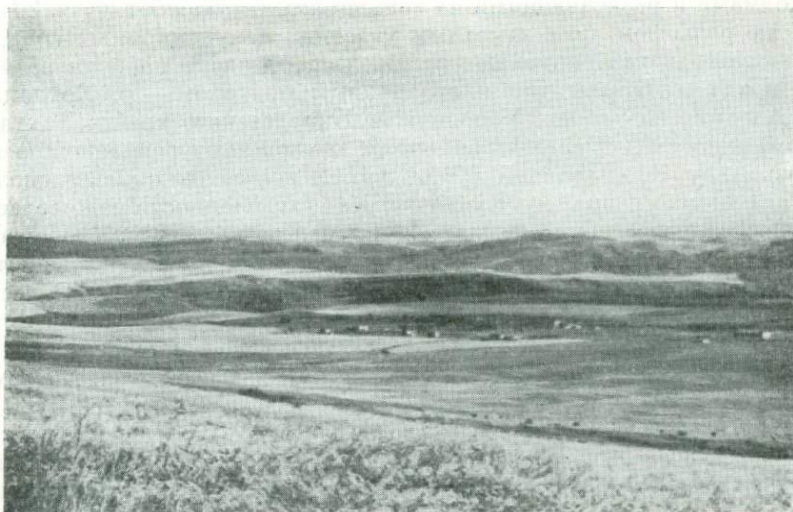
Особенно крупные участки этой поверхности представляют собой Чистоключское и Волковэйлагское плато, на которых мощное развитие получили оползнево-оплывные явления. Колебания высот между отдельными пологими холмами и разделяющими их западинами составляют здесь 20—50 м. Таким же рельефом, но с заметным участием денудационных гряд, «просвечивающих» через покровные отложения, обладает плоская возвышенность между р. Пирсагатом и его правым притоком — р. Хохлацкой, а также Авахильская гряда. У подножья Ниалдагского хребта Тахтаэйлагская поверхность подверглась сильному эрозионному расчленению притоками рек Ахсу, Гирдыманчай и Геокчай. От нее сохранились расположенные на одном уровне куполообразные возвышенности южнее селения Ильгюч, севернее селений Тирджан, Баскал, Диалли и Курбанэфенди. Прекрасно выраженные платообразные поверхности венчают почти все отроги хребтов в бассейне Геокчая на участке от Истису до Велеси.

На северном склоне Главного хребта обширные волнистые плато расположены у подножья Дибрара, вдоль южного обрамления Халтанской, Эрзюкюшской и Чухурзамийской котловин. Наряду с почти повсеместно перекрывающими их крупными оползнями, общую выровненность плато нарушают белые скалистые выступы «дибрарских утесов», имеющие превышения в среднем 5—15 м. В области энергично врезающихся верховьев Джархачичая и Кызылчая эти плато подверглись значительному эрозионному расчленению и размыву.

Остатки Тахтаэйлагской поверхности прослеживаются также на Кайтар-Каджинском хребте, где они тесно связаны с элементами древней гидрографической сети, имевшей первоначально продольное заложение. К этой поверхности, по-видимому, относятся отдельные уступы на высотах 1500—1600 м в бассейне Вельвеличая, среднем течении Гильгильчая, Боквомом и других хребтах.

Бросается в глаза значительно лучшая сохранность Тахтаэйлагской поверхности выравнивания по сравнению с расположенными выше. Она выражена большей частью уже не в виде отдельных наклонных площадок на склонах хребтов или сnivelированных вершин, а сохранилась в виде крупных участков увалистых плато, площадь которых достигает 20—25 км² (у с. Чистый Ключ и кочевья Курбагчи). На плато встречаются останцовые возвышенности с относительными превышениями в 50—100 м. Поверхность плато равномерно понижается как к югу, так и в сторону крупных речных долин. В среднем превышение поверхностей планации над тальвегами рек составляет около 400—700 м. Склоны долин сравнительно пологи и слегка вогнуты. Западнее р. Пирсагат все плато покрыты густыми дубово-буковыми лесами, а восточнее заняты горными разнотравными лугами и используются как пастбища. Отдельные изолированные плато Тахтаэйлагской поверхности хорошо выделяются в рельефе еще и благодаря тому, что они обрамлены по периферии полосой оползневого рельефа. Оползневые формы достигают самых различных размеров: от огромных оползневых цирков, диаметром порядка 500—700 м, до небольших языкообразных оплывин. Задние стенки оползневых амфитеатров представляют собой крутые поверхности отрыва, высотой иногда около 100 м.

Чухурьюртская (или Астраханская) поверхность выравнивания названа так нами и Н. В. Думитрашко (вслед за М. Д. Гавриловым) по месту ее наибольшего распространения. Она отделяется от Тахтаэйлагской ясно выраженным уступом, высотой 100—150 м, который лучше всего прослеживается на востоке южнее с. Чистый Ключ, а на западе — в урочище Сардыхана и на возвышенности Нагар. Между этими районами уступ выражен неясно и представляет собой пологоступенчатый склон. Высотные отметки Чухурьюртской поверхности колеблются от 1200 до 1300 м, постепенно понижаясь к югу.



Фиг. 6. Астраханское плато Чухурьюртской поверхности выравнивания в междуречье Козлучая и Пирсагата

На южном склоне Юго-Восточного Кавказа к этой поверхности относятся платообразные междуречья, представляющие собой обширные участки пологоволнистой равнины, разделенной широкими долинами Чикилчая, Козлучая, Пирсагата, Ахсу и Гирдыманчая и долинами их притоков. Сюда входят плоские возвышенности — Япала и Дудар — в северной части Алаташского хребта, Дузанское плато (фиг. 6), плато, на котором расположено с. Астраханка (Кызмайдан), плато Чухурьюрт, изолированные платообразные вершины к северу от селений Баскал и Сулут и вдоль южного склона Ниалдагского хребта. В области юго-восточного окончания Главного хребта Чухурьюртская поверхность срезает верхнюю часть ряда виргирующих хребтов (Алтыгагачского, Чермодагарского, Гяды и др.), которые в результате этого как бы венчаются вытянутыми в общекавказском направлении плато.

Западная часть Чухурьюртской поверхности, расположенная в междуречье Гирдыманчая и Ахсу, сильно расчленена молодыми эрозионными врезками. Глубина врезания достигает здесь 300—400 м; долины этих притоков имеют большей частью V-образную форму и иногда представляют собой каньоны и ущелья. Большинство изолированных возвышенностей покрыто дубово-буковыми лесами и густыми зарослями орешника.

Восточная часть Чухурьюртской поверхности расчленена менее густой овражно-балочной сетью, преимущественно вдоль склонов долин основных

рек. Общий характер рельефа становится здесь более спокойным. Одно из наиболее крупных в этом районе Астраханское плато (7×8 км²) обладает холмисто-увалистым рельефом с мягкими останцовыми возвышенностями, поднимающимися на 50—60 м.

Почти все плато от с. Арчимана до горы Дузан пересекается долинообразным понижением, которое сечет диагонально все складчатые структуры, а севернее с. Ново-Астрахановки врезано в сводовую часть антиклинали, сложенной породами верхнего мела. Очевидно, это понижение соответствует остаткам древней долины, соединившей бассейны палео-Пирсагата и палео-Сумгаита. Параллельно этому понижению, также несогласно со структурами, проходит второе долинообразное понижение от с. Колахкенд к с. Хильмили. Все это указывает на значительную эрозионную разработку Астраханского плато, обладающего в настоящее время в целом атектоническим мезорельефом. Поверхность плато является основным объектом земледелия, почти целиком распаханна, а оставшиеся участки представляют собой прекрасные пастбища (эйлаги).

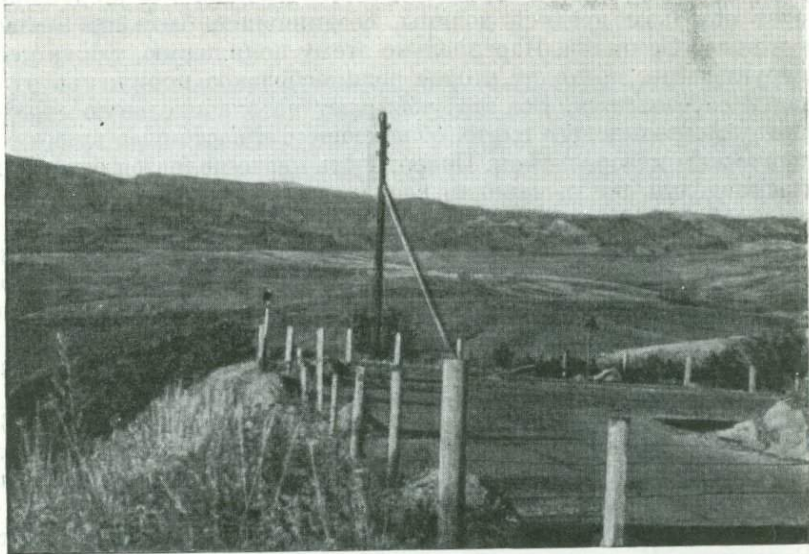
Рельеф отдельных плато в пределах Чухурьюртской поверхности отличается значительной выработанностью. Основные неровности обусловлены не столько наличием мелких складчатых структур, сколько литологическими различиями пород. Так, для Баскальского участка определяющую роль играют известняки ильхидагской свиты верхнего мела, которые слагают основные увалы расчлененного плато. Здесь, наряду с прямым выражением структур в рельефе, наблюдается и обратная зависимость. В области юго-восточного окончания Главного хребта такую же роль выполняют кюлюлинские песчаники, денудационно более стойкие по сравнению с апт-барремскими глинами.

Края возвышенностей Чухурьюртской поверхности на южном склоне Юго-Восточного Кавказа осложнены широко развитыми оползневыми явлениями. По бортам балок и на склонах располагаются целые ярусы оползневых конусов, создающих ступенчатость рельефа и псевдотеррасы в долинах. На поверхности оползней разбросаны характерные болотца, иногда с небольшими озерками чистой воды, используемыми для водопоя скота. Нарушение оползневыми процессами водоносных горизонтов привело к изменению циркуляции подземных вод, в результате чего к основаниям стенков отрыва оползней приурочено большинство родников и ключей.

Отличительной чертой Чухурьюртской поверхности являются грязевые вулканы. Наиболее интересными следует считать грязевые вулканы Дамирчи, Астраханскую и Новоастраханскую группы вулканов, Талышнури, Катарноур и Шеяр-Ахун. Все эти вулканы не имеют единых эруптивных конусов, а представляют округлые поля сопочной брекчии щитовидной формы с большим количеством мелких грязевых сопочек, грифонов и сальз. Выпуклые сопочные поля возвышаются над окружающей местностью на 20—40 м. Они резко выделяются на общем фоне эйлагов своим серым цветом и развитием микроформ глинистого карста.

Особый интерес представляют выбросы Астраханской группы грязевых вулканов. Судя по микрофаунистическому анализу, сопочные отложения относятся к верхнему мелу (преимущественно сеноману) и отчасти к апту. Помимо этого, здесь же были найдены остракоды: *Ilyocypris gibba* Ranid., *I. bradyi* Sors., *Paracypris candida* Liv., *P. semis trollrata* Liv., *Paracypris* sp. и *Cythera* sp. Отмеченные формы являются, по мнению С. А. Ковалевского (1940), послетретичными, что позволило ему высказать предположение о том, что уже в послепалеогеновое время грязевой вулкан Астраханка покрывался водами Каспия. Что же касается геоморфологического материала, то он дает несколько отличные результаты. В Астраханское и Ду-

дарское плато врезаны террасы Чикилчай и Козлучай с относительными высотами до 240—260 м. Сливаясь, Чикилчай и Козлучай образуют единую долину р. Сумгаит, в которой верхняя из этих террас выклинивается на склонах Сунгурдага. Однако более низкие террасы прослеживаются значительно дальше. Так, терраса с относительным превышением 75—80 м совпадает с нижней частью «верхней аллювиальной мантии» В. В. Вебера



Фиг. 7. Западная периферия Шемахинского плато в междуречье Ахсу и Дзоголовойчая, расчлененная левобережными притоками р. Ахсу

(1935) и в районе кишлака Татар сливается с морской древнекаспийской террасой. Собранный здесь комплекс фауны был определен П. В. Федоровым как гюргянский. Расположенные выше террасы в 100—120 и 150—160 м отвечают верхами «верхней аллювиальной мантии» В. В. Вебера и в районе Татарской гряды и возвышенностей Кырдаг и Кафтарандаг сопрягаются с бакинской морской террасой, также охарактеризованной фаунистически. Таким образом, возраст террасы Сумгаитчая высотой 240—260 м следует определять как верхнеапшеронский, а время выработки Астраханского плато как предверхнеапшеронское.

Еще одной отличительной чертой Чухурьюртской поверхности выравнивания является наличие на ней древних степных почв (черноземов). Участки черноземных почв с реликтами ковыльных степей на нераспаханной поверхности встречаются на Астраханском плато. В. А. Гроссгейм пытался сопоставить их с ковыльными черноземными степями нагорного Дагестана, расположенными на близких отметках (Гроссгейм, 1948; Хаин и Гроссгейм, 1953). Происхождение этих почв и степной растительности довольно бурно обсуждалось в ботанической литературе, но окончательно этот вопрос пока еще не решен. До сих пор остается неясным, могут ли ковыльные степи зарождаться в горных условиях или же они возникли на низменностях и были впоследствии втянуты в поднятия.

На северном склоне Юго-Восточного Кавказа Чухурьюртская поверхность развита значительно более ограниченно и преимущественно в его

восточной части, где к ней относятся платообразные гребни Тенгинско-Бешбармакского хребта и небольшие выровненные участки в бассейне Гильгильчая.

Аналоги Чухурьюртской и Тахтаэйлагской поверхностей довольно четко прослеживаются в горном Дагестане, где В. А. Гроссгейм (1948) выделяет так называемую Акушинскую поверхность выравнивания, располагающуюся на высотах 1100—1500 м. Она состоит из серии ступенчатых плато: Акушинского, Левашинского, Урмийского и Гадарского (Варданянц, 1933, 1948; Гроссгейм, 1948). Возраст этих плато еще недостаточно ясен, но можно предположить, что они принадлежат нескольким поверхностям выравнивания, так что более низкие плато можно сопоставлять с Чухурьюртской поверхностью, а более высокие — с Тахтаэйлагской.

Наибольшую площадь в Юго-Восточном Кавказе занимает Шемахинская поверхность выравнивания, которая была описана первоначально В. Е. Хаиным (1937) на междуречье Ахсу и Гирдыманчая под названием Гюрдживанского плато. В пределах этой поверхности абсолютные отметки колеблются в среднем от 600 до 800 м.

На южном склоне Юго-Восточного Кавказа к Шемахинской поверхности относятся три обширных холмисто-увалистых плато: Шемахинское, Гюрдживанское и Маразинское.

Шемахинское плато (фиг. 7) отделяется от Чухурьюртской поверхности уступом высотой 120—150 м, который четко прослеживается в рельефе в северо-западном направлении от с. Маразы до горы Аджидере, после чего становится менее ясным и местами сглаживается. В районе г. Шемахи уступ снова хорошо выражен, поднимаясь крутой стеной над северной окраиной города. На востоке Шемахинское плато незаметно сливается с Маразинским и в виде единого образования протягивается далеко на юг, оканчиваясь в районе столовой горы Гиджаки и грязевого вулкана Годых-Кырран. Юго-западной границей служит водораздельная часть моноклиналильного Ленгебизского хребта, круто обрывающегося в сторону Ширванской наклонной равнины. В пределах плато не наблюдается резких отклонений господствующих абсолютных высот от уровня 700—800 м, хотя отдельные вершины (Биджов, Агазаман и др.) и поднимаются несколько выше.

Древний рельеф Шемахинского плато постепенно изменялся в связи с общим поднятием и врезанием густой эрозионной сети. От первоначальной равнины местами сохранились только островки, что особенно характерно для соседнего Гюрдживанского плато, которое испытало значительное эрозионное расчленение.

Восточнее р. Ахсу и в бассейне среднего течения р. Пирсагат к югу и юго-западу от г. Шемахи древний рельеф сохранился довольно хорошо и представлен пологоволнистой антиклинальной возвышенностью, носящей название Матрасинско-Чараганских увалов, Керкенчского и Чайлинского плато. Для него характерны мягкие очертания холмов, пологие склоны, небольшие относительные превышения — от нескольких десятков до 100 м, — широкие разработанные долины, мощный покров элювиально-делювиальных отложений на склонах. Местами значительные площади занимают волнистые равнины. Такого же облика рельеф можно проследить и далее на восток вдоль Ленгебизского хребта и водораздела рек Пирсагат и Джейранкечмаз, где он резко контрастирует с сильно расчлененным рельефом Центрального и Западного Кабыстана.

Глубина врезания рек в Шемахинское плато достигает 200—300 м. На склонах долин в районе г. Шемахи наблюдается развитие оползневых явлений, а к востоку от с. Маразы, в долине р. Козлучай, появляются четко

выраженные формы бедленда, который приурочен к северным бортам долины, т. е. к склонам южной экспозиции.

В северо-восточную часть Шемахинского плато врезаны широкие террасы, расположенные на высоте 150—160 м над тальвегами Дзоголовойчая и Пирсагата. Они сохранились компактными участками, площадь которых иногда измеряется несколькими квадратными километрами. Особенно хорошо развиты террасы на северных склонах Матрасинско-Чараганских увалов, у подножья Мейсаринского кряжа и к юго-востоку от г. Шемахи. Ниже этих террас в Дзоголовой-Пирсагатской депрессии имеются еще шесть террас с отметками: 5—7, 10—12, 25—30, 55—60, 75—80 и 100—120 м. Проследивая их вниз по течению, можно видеть, как терраса высотой 55—60 м на склонах Большого Харамы в сужении долины Пирсагата у урочища Караарбиткерпи сливается с фаунистически охарактеризованной террасой Каспия. Возраст последней определяется П. В. Федоровым (личное сообщение) как нижнехвалынский. Отсюда следует, что три вышерасположенные террасы по возрасту следует относить к гюрджинско-хазарскому времени, а верхний предел выработки поверхности Шемахинского плато может быть определен гюрджинским временем.

Расположенное западнее Гюрдживанское плато характеризуется господством крупных форм холмисто-увалистого рельефа. Его южной границей служит водораздельный гребень Гюрдживан-Ингарской гряды, которая испытывает чрезвычайно быстрое понижение в сторону Куринской низменности, причем высотные отметки на расстоянии 3—4 км падают более чем на 500 м. Древний рельеф Гюрдживанского плато сильно омоложен притоками Гирдыманчая и Ахсу. Остатки древнего рельефа образуют плоские или волнистые водоразделы, которые разделяются зрелой овражно-балочной сетью. Более молодой рельеф отличается относительной резкостью и сильной расчлененностью форм, значительной крутизной склонов, большими разностями превышений — до 50—200 м, узкими водоразделами, слабым развитием или отсутствием элювиально-делювиального покрова. Глубина врезания основных долин достигает 300—400 м. Направление их боковых притоков в большинстве случаев предопределено протиранием трещиноватости пород. Поэтому гидрографическая сеть имеет характерное ортогональное строение.

В полосе развития майкопских и акчагыльских глин на плато получают широкое распространение оползни, создающие своеобразные формы мезорельефа. В северной части плато конфигурация холмов и возвышенностей во многом определяется выходами известняков ильхидагской и сумгайтской свит. В зависимости от характера залегания известняков возвышенности находятся в прямом или обратном соотношении со структурами. На юге хорошо выделяются отпрепарированные эрозией и денудацией мощные пачки апшеронских конгломератов, прослеживающиеся в рельефе в виде уступов и волнистых гряд.

Местами на поверхности Гюрдживанского плато сохранились остатки некогда одевавшего его покрова галечников древнеэлювиального или флювиогляциального (?) происхождения. Таковы выходы грубых отсортированных галечников, подстилаемых серовато-бурыми глинами, у кладбища в с. Беглиан. Видимая мощность их составляет 5—6 м (Хаин, 1937). Более мощные слоистые, частично косослоистые пески и галечники из плоской гальки меловых пород Лагичских гор находятся у с. Норашен. В нескольких километрах восточнее продольная возвышенность, расположенная у слияния Сулутчая и Ахсу, несет уже мощный покров подобных галечников, детально описанных С. А. Кувалевским (1936) и относимых им условно к ивановской свите. В. Е. Хаин (1950а) и М. Д. Гаврилов

(1953) сопоставляют их с более молодой верхнеушталской свитой (верхнегюргянского, частично древнехазарского (?) возраста). Как показали наши исследования, гюргянским временем могут быть датированы только верхние водораздельные галечники. По петрографическому составу и степени окатанности от них резко отличаются галечники, вложенные в формы древней долинно-балочной сети. Их уже следует относить к хвалынскому времени, поскольку они переходят в третьи и четвертые террасы Ахсу.

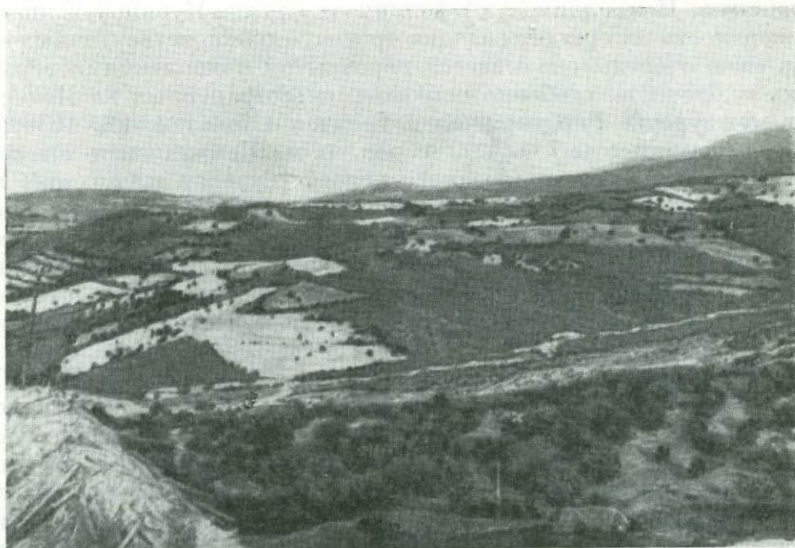
К западу от Гирдыманчая Гюрдживанское плато переходит в полого-складчатые Аджипоурские предгорья, отделяющие Алазано-Агричайскую (Автаранскую, Исмаиллинскую) долину от Средне-Куринской низменности. Поверхность их срезает складки третично-нижнечетвертичных моласов и, в свою очередь, оказывается перекрытой накоплениями верхнеушталских галечников, особенно широко распространенных на Ивановском плато в междуречье Гирдыманчая и Геокчая (Ковалевский, 1936; Хаин, 1937), имеющем высоты 700—800 м над ур. м. Шемахинская поверхность здесь тектонически деформирована в пологие складки и спокойно погружается на севере под аллювиально-пролювиальные накопления Алазано-Агричайской депрессии. Антиклинали обуславливают появление в рельефе продольных широтных увалов и хребтов, а синклинали — разделяющих их долин и плато. Еще западнее Шемахинская поверхность прослежена В. А. Гроссгеймом (1948) в пределах Ширакской степи и Кахетинского хребта.

На левобережье р. Пирсагат Шемахинское плато переходит в Маразинское, характеризующееся крупноувалистым рельефом субширотного простирания. Поверхность плато срезает полого дислоцированные известковистые песчаники и известняки акчагыльского возраста. На юго-востоке оно прорезано широкой долиной р. Джейранкечмаз, верхние террасы которой за пределами плато сливаются с расчлененной равниной Ахиджан (Донгуздык), имеющей бакинско-гюргянский возраст. Выше по течению эти же террасы выклиниваются у подножья Маразинского плато и представляют, следовательно, по сравнению с ним более молодые образования. Что же касается северо-восточной периферии плато, то она обычно в районе хребтов Ахудага, Кызгаласы и Шайблардага переходит в террасы рек Сумгайтчая и Козлучая, располагающиеся на высотах 240—260 и 300 м. Как уже отмечалось выше, возраст этих террас определяется нами как верхнеапшеронский. Таким образом, формирование Маразинского плато падает на период от акчагыльского до бакинского времени, а вероятнее всего оно относится к верхнему апшерону.

Для Шемахинской поверхности выравнивания, как и для Чухурьютской, характерна облесенность не только долин, но и плато. Кроме того, южная периферия поверхности служит своего рода естественной границей между развивающимся к северу и северо-западу оползневым рельефом и господствующими к юго-востоку формами бедленда. Гораздо большее распространение, чем на Чухурьютской поверхности, здесь имеют грязевые вулканы, выступающие также преимущественно в виде сопочных полей и покровов. Для всех сопочных выбросов характерна значительная примесь щебнистого материала, благодаря чему эти грязевые вулканы отличаются от более южных.

На северном склоне Юго-Восточного Кавказа к Шемахинской поверхности относятся платообразные водоразделы Тугчайской депрессии и междуречья Атачая и Гильгильчая. Особенно характерны в этом отношении холмисто-увалистые Хизинское и Гюджарийское плато, продолжением которых служат плоские вершины хребтов Бешбармака, Карчаку, Бигемдага

и остаточные выровненные участки у селений Хирек, Дизавер и кочевки Гермиан. Первичная платообразная поверхность подверглась впоследствии значительному эрозионному расчленению, в результате чего в нее были врезаны серии террас долины Тугчая. Верхняя из этих террас, имея относительное превышение до 180—200 м, у южных склонов возвышенности Кырмаусту сливается с морской террасой Каспия, береговые линии которой лежат на абсолютных высотах около 300 м и выше. Эта терраса расположена выше фаунистически охарактеризованной (по личному сообщению П. В. Федорова) гюрджанской террасы и, очевидно, соответствует



Фиг. 8. Холмистые плато в междуречье Дивичая и Шабранчая, относящиеся к Шемахинской поверхности выравнивания на северном склоне Юго-Восточного Кавказа

бакинскому времени. Следовательно, выработка Хизинского участка Шемахинской поверхности выравнивания приходится на верхний апшерон и бакинское время.

Далее к северу Шемахинская поверхность выравнивания развита в области платообразных предгорных хребтов — Телабинского и Кайнарджинского. Водораздельные пространства имеют здесь мягкохолмистый рельеф (фиг. 8) и переходят в высокие речные террасы. Склоны долин интенсивно расчленены оврагами, создающими в южных частях рельеф типа бедленд. В области среднегорья Шемахинская поверхность местами повышается до 800—1000 м (Чирахско-Угахское, Дагушчинское и некоторые другие плато). По времени формирования этим плато, очевидно, соответствует моноклиinally наклонная Кусарская равнина, являющаяся, в сущности, типичным пластовым плато.

В пределах Дагестана Шемахинской поверхности выравнивания соответствуют Южно-Дагестанское плоскогорье, плоские Дарваг-Гамриозеньские междуречья и уже упомянутые выше три поверхности, выделенные здесь В. А. Гроссгеймом (1948). Южно-Дагестанское плоскогорье, Буйнакское и Изатлинское плато перекрываются континентальными галечниками, переходящими по простиранию в морские верхнеапшеронские отло-

жения (Голубятников, 1940, 1948). В то же время в долине Уллучая в них врезаны бакинские террасы, что дает возможность определить время формирования плато как верхнеплиоценовое.

Самая молодая и гипсометрически наиболее низко расположенная поверхность выравнивания Юго-Восточного Кавказа лучше всего развита в предгорьях Центрального и Западного Кабыстана, почему ее удобнее всего называть Кабыстанской¹. Она представлена серией наклонных, очень плоских, реже пологоволнистых равнин и плато, располагающихся на абсолютных высотах от 300 до 500 м. Основные же элементы этой поверхности тяготеют к более узкому интервалу высот — порядка 350—400 м. Равнины и плато разделяются системами долин Дженгичая, Джейранкечмаза, Кадрыдере, Кюрдамичдере, Рамазандере и Пирсагата, которые врезаются на 100—200 м. Благодаря полупустынному климату, свойственному этой области, склоны их расчленены исключительно густой и резко выраженной овражно-балочной сетью (типа бедленд).

В междуречье Дженгичая и Джейранкечмаза располагается обширное Ахиджанское (или Донгуздыкское) плато, имеющее в длину до 10—12 км и в ширину около 8—10 км. Плато срезает около десятка узких складок, сложенных миоцен-плиоценовыми отложениями, главную роль среди которых (особенно в южной части) играют щебневидные конгломераты продуктивной толщи и сланцеватые акчагыльские глины. Плато слабо наклонено к бассейну Джейранкечмаза и в районе возвышенности Кафтарандага сливается с серией древнекаспийских террас, береговые линии которых приподняты до 280—300 м. Собранный здесь нами фауна была определена П. В. Федоровым как верхнебакинско-урунджикская. Над ровной поверхностью Ахиджанского плато возвышаются отдельные холмы и невысокие гряды, часто сложенные миоценовыми доломитами, что придает микро-рельефу мелкопочечный характер. В настоящее время вся южная периферия плато расчленена сухими долинами левых притоков р. Джейранкечмаза, которые вдаются глубоко на север, разделяя вытянутые в восточном направлении плоские гряды. Интенсивно развит бедленд.

Отдельные участки этого плато прослеживаются и далее к востоку в виде выровненных цоколей возвышенности Кырдага, Боян-Ата, Достыбыздага, узкими уступами заходят по долинам Сумгаитчая и р. Кенды. Повидимому, этому же уровню отвечают и плоские уступы на высотах 300—400 м, обрамляющие периферические окончания Кемчинского и Куркачидагского хребтов.

Значительные участки Кабыстанской поверхности выравнивания сохранились к югу от долины Джейранкечмаза. Таково Шайтанудское плато и Чешмадан-Чеилдагская равнина, которые совпадают с 80—100-метровыми речными террасами. В районе возвышенностей Чеилдага и Давалидага равнина сопрягается с морскими террасами Каспия, фауна которых определена П. В. Федоровым как бакинская.

В Западном Кабыстане сильно расчлененные (бедленд) выровненные поверхности прослеживаются на склонах почти всех куэстообразных гряд: Кочикая, Нардарандаг, Нардаранахтарма, Загырдаг, Календертана, Умбаки, Дагнидаг, Ильхичидаг и др. Местами они образуют довольно крупные участки межхребтовых плато, площадью до 10—15 км² (например, Шиштапинского, Сундинского, Умбакинского, Арзанинского

¹ Кабыстан (или Кабстан) — местное название этого района, которое в переводе означает «засушливая, жаркая страна». В существующей литературе это название часто передается в измененной транскрипции как «Кобыстан», что означает «страна балок и оврагов».

и др.). Равнины и плато располагаются на высотах 350—500 м, отличаются плосковолнистым рельефом и в настоящее время интенсивно расчленены оврагами, суходолами. Кабыстанская поверхность срезает здесь сложную сеть ветвящихся резко асимметричных складок, сложенных пестрой толщей третичных отложений до плиоцена и верхнего апшерона включительно. В районе Агдамского оврага она переходит в древнекаспийские террасы урунджикского возраста с высотами береговых линий до 320 м, а в районе Алятской гряды (Дурандаг и Солохай) — в верхнебакинские террасы (определения фауны сделаны П. В. Федоровым). На южных склонах Ильхичидагского хребта Кабыстанская поверхность соответствует 200—240-метровой террасе р. Пирсагат. Возраст последней, судя по находкам обломков *Didacna rudis* Nal. на аналогичной высоте в районе хребта Большого Харамы, может быть определен также как бакинский. Остатки Кабыстанской поверхности являются, очевидно, и уступы на высоте 350—400 м вдоль южного склона Ленгезиского хребта.

В целом следует отметить, что Кабыстанская поверхность не имеет такого широкого распространения, как Шемахинская, и характеризуется локальной приуроченностью. По высотному положению и возрасту она очень близко примыкает к последней, хотя всюду отделяется от нее четко выраженными эрозионными уступами.

К Кабыстанской поверхности можно предположительно отнести выровненные участки Аджинюрских предгорий на высотах 300—400 м и Дивичинских предгорий северного склона Юго-Восточного Кавказа, расположенные на более низких гипсометрических уровнях. Детальные геоморфологические исследования должны внести ясность в разрешение вопроса о времени их формирования. В восточном Дагестане Кабыстанской поверхности по высоте может соответствовать Бовтугайская поверхность (Бовтугайское, Параульское, Каякентское и Сергокалинское плато), выделенная здесь В. А. Гроссгеймом (1948). Но по возрасту она, очевидно, несколько древнее, так как повсюду переходит в морские бакинские террасы и занимает, следовательно, как бы промежуточное положение между Шемахинской и Кабыстанской поверхностями.

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Приведенная выше общая характеристика рельефа семи поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа достаточно ясно показывает, что все они обладают различной степенью морфологической сохранности, причем с увеличением высоты становятся все более выраженными черты дряхлости рельефа и возрастает интенсивность расчленения.

Кабыстанская поверхность сохранилась локально, но довольно крупными участками. Глубины врезания основных долин не превышают 100—200 м. Наиболее хорошо выражена Шемахинская поверхность, окаймляющая всю горную систему Юго-Восточного Кавказа в виде пояса обширных предгорных плато. Преобладают глубины расчленения до 200—400 м. Чухурьюртская и Тахтаэйлагская поверхности сохранились значительно хуже, отличаются большей глубиной (до 400—700 м) и густотой расчленения. Ковдаг-Дибрарская поверхность была раньше распространена весьма широко, но остатки ее в современном рельефе сильно разобцены, а глубина расчленения достигает 800—1000 м. Что же касается Салаватской и Шагдагской поверхностей, то они вообще сохранились лишь фрагментарно, главным образом в виде равновысоких вершин, и имеют наибольшую глубину расчленения (до 1500—2000 м). Отсутствие крупных разры-

вов вдоль уступов, разделяющих поверхности выравнивания, а также фактические данные, указывающие на существование перекрытия разных поверхностей отложениями различного возраста, говорят о том, что эти поверхности являются определено разновозрастными образованиями.

Следует оговориться, что под возрастом поверхности выравнивания мы понимаем продолжительный промежуток времени, отвечающий целому циклу денудации, в продолжение которого вырабатывался рельеф поверхности, а не тот короткий промежуток времени, когда начавшееся тектоническое поднятие страны оборвало процессы планации и обусловило новый этап расчленения. К сожалению, в литературе еще очень часто можно встретить понимание возраста именно во втором смысле.

Вопрос о конкретном возрасте поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа более или менее определено может быть решен лишь для трех нижних поверхностей: Кабыстанской, Шемахинской и Чухурьюртской.

Кабыстанская поверхность почти повсеместно коррелируется с морскими террасами Каспия верхнебакинско-урунджикского возраста и соответствующими им речными террасами. Таким образом, несмотря на локальное распространение этой поверхности, возраст ее определяется как нижне-среднечетвертичный.

Возраст Шемахинской поверхности устанавливается довольно точно. В области Маразинского плато она срезает ачкагыльские отложения. На междуречье Ахсу и Гирдыманчая она покрыта галечниками верхнеушталской (или ивановской, по С. А. Ковалевскому) свиты, имеющими гюргянский возраст и слабо дислоцированными согласно с Шемахинской поверхностью. В то же время на междуречье Гирдыманчая и Турианчая она срезает дислоцированные нижнеушталские слои — континентальные аналоги отложений верхнебакинского и, возможно, нижнегюргянского времени. В Шемахинскую поверхность врезан комплекс речных террас, возраст которых, по корреляции с морскими террасами, определяется как гюргяно-хазарский, а для Маразинского плато — даже как верхнебакинский. Из этого можно заключить, что продолжительность формирования Шемахинской поверхности выравнивания охватывает период, начиная с верхнеапшеронского времени по нижнечетвертичное включительно. Развитие разных участков этой поверхности началось, очевидно, в пределах указанного периода также не одновременно.

Раньше всего процессы планации захватили Маразинское плато, а также частично Шемахинское и Хизинское плато. Гюрдживанское плато и область Аджиноурских предгорий подверглись выравниванию несколько позднее, а именно в нижнечетвертичное время. Дальнейшее выравнивание было прервано предверхнегюргянскими и предхазарскими поднятиями.

Возраст Чухурьюртской поверхности устанавливается также довольно точно. Она древнее Шемахинской поверхности, и к ней приурочены остатки древних почв и степной растительности. Наиболее юными образованиями, которые она срезает, являются понтические отложения на хребте Алаташ и в северо-западном Кабыстане. В районе Астраханского плато в нее врезаны речные террасы верхнеапшеронского возраста. Таким образом, период ее формирования определяется довольно широким интервалом от понта до конца плиоцена. Находки послетретичной фауны в выбросах грязевого вулкана у с. Астраханки (Ковалевский, 1940) вызывают серьезные сомнения.

Возраст Тахтаэйлагской, Ковдаг-Дибрарской и всех остальных поверхностей выравнивания может быть определен лишь весьма условно, так как точные стратиграфические данные для его определения отсутствуют,

а имеющиеся фактические материалы позволяют предположительно установить возраст этих поверхностей только в очень широких пределах.

Известно, например, что Ковдаг-Дибрарская поверхность, по данным В. Е. Хаина (Агабеков и Хайн, 1947; Хайн и Гроссгейм, 1953), в районе Судурских эйлагов и массивов Кызылкая и Сарыкая срезает понтические и сарматские отложения, выполняющие синклиналильные складки. Сарматские отложения срезаются также в районе Будугского плато. Из этого следует, что Ковдаг-Дибрарская поверхность, подобно Чухурьюртской, образовалась в послепонтическое время.

При дальнейшей детализации возраста приходится принять во внимание общие палеогеографические условия Закавказья в плиоцене. Их характерной чертой являлся относительно спокойный тектонический режим в самом конце века продуктивной толщи и особенно в акчагыльское время. Акчагыльское море широко разлилось по уже подготовленной денудацией выровненной территории в области Северного Кавказа и большими неглубокими заливами проникло далеко по Куринской низменности. Понятно, что этому времени должна соответствовать одна из наиболее распространенных на Кавказе поверхностей выравнивания. Если обратиться к существующим фрагментам Ковдаг-Дибрарского уровня и мысленно соединить их в одну поверхность, то мы получим самый большой по площади (за исключением разве только Шемахинского) гипсометрический уровень. Эти соображения позволяют предположить, что образование Ковдаг-Дибрарской поверхности выравнивания приурочено, скорее всего, к доакчагыльскому времени (среднему плиоцену?), а начало последующего поднятия приходится на начало акчагыльского времени, когда наблюдалось некоторое оживление тектонических движений.

Тогда поверхности выравнивания, располагающиеся между Ковдаг-Дибрарской и Шемахинской, логичнее всего отнести: Тахтаэйлагскую поверхность — к акчагыльскому времени, а Чухурьюртскую — к эпохе нижнего и среднего ашшерона. Верхним возрастным пределом формирования Чухурьюртской поверхности является верхний ашшерон.

Непосредственных данных о возрасте двух самых высоких поверхностей выравнивания нет, и при его определении приходится опираться лишь на косвенные соображения. Если предыдущие поверхности были отнесены соответственно к нижнечетвертичному, верхнеплиоценовому и среднеплиоценовому времени, то Салаватскую поверхность логичнее всего отнести к нижнеплиоценовому возрасту (к эпохе понтических трансгрессий, возможно, меотису).

Мио-плиоценовое время на Юго-Восточном Кавказе отличалось довольно интенсивными тектоническими движениями, что исключало, по-видимому, возможность создания каких-либо обширных поверхностей планиции. В связи с этим время формирования Шахдагской поверхности скорее всего следует отнести к верхнему миоцену.

Подводя итоги всему изложенному, следует еще раз оговориться, что задача определения возраста поверхностей выравнивания на Юго-Восточном Кавказе остается еще далеко не решенной. Однако известное сближение выводов разных исследователей все же намечается. Из семи выделенных нами поверхностей выравнивания нижняя является ниже-средне-четвертичной, более высокая — ниже-четвертично-верхнеплиоценовой, две последующих — верхнеплиоценовыми, две еще более высоких — соответственно средне- и нижнеплиоценовыми, частично мио-плиоценовыми и, наконец, самая высокая — верхнемиоценовой. Эта схема очень близко соответствует той схеме, к которой в последнее время пришли также В. Е. Хайн и В. А. Гроссгейм (1953).

Для выяснения происхождения поверхностей выравнивания большое значение имеет широкое распространение реликтов древней гидрографической сети, встреченных почти на всех высотных уровнях. Как правило, нижние и средние поверхности выравнивания прослеживаются в глубь гор вдоль древних речных долин, но здесь они очень плохо сохранились.

Связь с ледниковыми эпохами выразилась в том, что Шахдагская и Салаватская поверхности в ледниковое время подверглись сильному расчленению благодаря деятельности нивальных процессов. Влияние оледенения в данном случае явилось скорее отрицательным, чем положительным фактором для планации рельефа. Гораздо более существенным было воздействие морской абразии (в сочетании с аккумуляцией) и перемещение береговой зоны. На примере Шемахинской поверхности отчетливо видно, как предгорные эрозионно-денудационные плато и равнины переходят непосредственно в морские террасы. Правда, собственно морские образования занимают на поверхности выравнивания незначительные площади, но роль морских агентов в их создании совершенно очевидна. Особенно существенной она была, по-видимому, при формировании верхних поверхностей выравнивания.

Таким образом, особенности рельефа подтверждают, что основным агентом выравнивания рельефа в горных странах выступает эрозия, меньшее значение имеет морская абразия, а все прочие агенты денудации играют незначительную роль.

Прерывистое расположение поверхностей выравнивания свидетельствует о том, что процессы эрозии, а также общей денудации, имели прерывистый характер. В основном планация рельефа происходила в периоды ослабления тектонических движений, замедления темпов вертикального поднятия, когда процессы эрозии и денудации могли давать максимальный эффект выравнивания. В периоды же усиления тектонических движений происходило энергичное расчленение рельефа и накопление грубообломочных фаций.

Принимая ведущую роль эрозионных процессов в образовании выровненного рельефа, необходимо пояснить одну характерную морфологическую закономерность. Казалось бы вполне естественным, что процессы выравнивания должны охватывать всю горную страну и распространяться более или менее равномерно по всем речным артериям. Денудационные же поверхности протягиваются вдоль горной системы в виде отчетливо выраженных поясов. Это показывает, что процессы выравнивания имеют основное распространение в какой-то определенной зоне.

Такая же закономерность прослеживается и в распространении средне- и верхнечетвертичных наклонных равнин, окаймляющих предгорья Юго-Восточного Кавказа. Эти равнины представляют современную поверхность выравнивания, не закончившую еще своего формирования. Она широкими языками заходит в область предгорий и далее продолжается в виде узких речных террас. Однако основные процессы планации сосредоточены главным образом в зоне контакта предгорий и береговой зоны Каспийского моря. Именно эта зона при последующем поднятии и образует полосу плоских плато. Следы выравнивания, распространившегося вверх по долинам, впоследствии значительно преобразуются, маскируются более молодыми эрозионными формами и легко уничтожаются.

Здесь мы вплотную подошли к вопросу о механизме развития эрозии. Очевидно, даже крупные изменения в положении общего базиса эрозии резко отражаются лишь на ограниченном отрезке горных речных артерий, главным образом на их нижнем течении. Распространение влияния этих колебаний вверх по долинам преломляется через местные базисы

эрозии, которые могут сильно задержать во времени влияние этих колебаний, а также значительно уменьшить степень их воздействия. Вполне возможно, по-видимому, говорить об известной метахронности развития эрозии вдоль речной долины. В то время как в верховьях долины развитие процессов планации может еще только начинаться, в низовьях оно уже может закончиться и начнется новый цикл эрозии.

Существование местных базисов эрозии сильно затрудняет выделение регионально развитых поверхностей выравнивания, которые приходится отделять от выровненных участков. Развитие этих участков, имеющих локальное распространение, определяется местными базисами эрозии. Кроме того, дальнейшее развитие отдельных участков поверхностей выравнивания также может быть сильно видоизменено возникновением местных базисов денудации.

Следовательно, каждая поверхность выравнивания формировалась в иных гипсометрических условиях, чем она находится сейчас. Первоначально она должна была представлять наклонную денудационно-аккумулятивную предгорную равнину, покрытую маломощным чехлом аллювиальных отложений. Последние, в случае значительного накопления, могли еще долгое время сохраняться от размыва, несмотря на интенсивное поднятие территории, как это имеет место в Аджинурских предгорьях или на Кусарской равнине. Чаще же всего от бывших аллювиальных отложений сохраняются лишь незначительные остатки (как, например, на Гюрдживанском или Ковдаг-Агриэйлагском плато) или эти отложения оказываются совершенно смытыми (даже на таком сравнительно молодом плато, как Маразинское).

Примыкающие к субэаральным равнинам плоские участки подводного склона в процессе поднятия обычно сильно преобразуются материковыми агентами. В результате этого иногда происходит накладывание поверхности выравнивания на более древнюю поверхность иного происхождения.

ВЫВОДЫ

Резюмируя все сказанное выше, можно сделать следующие общие выводы относительно образования поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа.

Типичной чертой строения рельефа Юго-Восточного Кавказа является его отчетливо выраженная ярусность. Ступени рельефа образованы поверхностями двух типов, резко различающимися как по морфологии, так и по генезису. Плоская часть ступеней образована слабонаклонными поверхностями выравнивания, которые формировались на значительно более низком гипсометрическом уровне, чем современный. Уступы ступеней образованы склонами различной крутизны и экспозиции, представляющими поверхности врезания. Чередованием поверхностей выравнивания и врезания и определяется ступенчатость рельефа.

Каждая поверхность выравнивания имеет ясно выраженный наклон от гребня Главного Кавказского хребта к его периферии, о чем свидетельствуют значительные высотные интервалы их уровней. Нарастание относительных высот поверхностей выравнивания по направлению к центральной части горной системы показывает, что поднятие носило сводовый характер и имело определенную унаследованность.

В зависимости от высотного положения поверхности выравнивания имеют различную степень сохранности. Более всего расчленены самые высокие поверхности, сохранившиеся в виде отдельных участков.

Границы между поверхностями выравнивания отличаются резкой извилистостью. Только в отдельных случаях в основании разделяющих их уступов можно обнаружить существование разрывов, но разрывы эти, связанные с мелкими тектоническими структурами, имеют узко местное значение и не прослеживаются на большое расстояние. Все же крупные региональные нарушения располагаются обычно несколько диагонально к современному простираению Главного Кавказского хребта и пересекают поверхности различных уровней. Это объясняется тем, что крупные разрывы в основном следуют по простираению главных структур, в то время как современный горный рельеф Юго-Восточного Кавказа не полностью соответствует древним структурам, вследствие чего орографическая и тектоническая оси сводового поднятия несколько не совпадают. Поверхности же выравнивания правильными поясами обрамляют всю систему Юго-Восточного Кавказа. Исходя из этого, границы между ними следует считать эрозионными или в меньшей степени абразионными.

Помимо общих сводовых деформаций, поверхности выравнивания испытывают еще и местные деформации, связанные с дифференциальными движениями и продолжающимся формированием складчатых форм низших порядков, которые сильно видоизменяют пластику древнего рельефа. Наиболее ярко эти деформации сказались на рельефе Шемахинской поверхности, особенно в пределах Аджиниурских предгорий.

Наличие платообразных фрагментов поверхностей выравнивания оказывает решающее влияние на развитие современных склоновых процессов. Это связано с тем, что выположенные участки способствуют более быстрому переводу поверхностного стока в подземный. Последний частично проникает на неограниченную глубину по трещинам в коренных породах. Значительная часть подземных вод направляется в сторону обрамляющих плато долин и выходит на поверхность склонов в виде многочисленных родников и источников. При наличии благоприятных литологических условий это ведет к широкому развитию оползневых процессов. Наоборот, там, где интенсивная эрозия уничтожила платообразные участки и водоразделы имеют характер островерхих гребней, оползневые процессы обычно не проявляются или развиты очень слабо.

Различная степень морфологической сохранности поверхностей выравнивания, а также наличие маркирующих отложений, перекрывающих нижние поверхности, свидетельствуют о том, что описанные поверхности являются разновозрастными образованиями. Во всяком случае можно утверждать, что для Юго-Восточного Кавказа, а по-видимому и для всей Кавказской горной страны, концепция о единой поверхности выравнивания, приподнятой на разную высоту, как это имело место, например, на Тянь-Шане, не нашла своего подтверждения.

Система поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа образовалась в результате периодически возобновляющегося прерывистого сводового поднятия этой области с вовлечением каждый раз значительного прилегающего пространства.

Это прерывистое поднятие сопровождало орогенические движения кавказской, миоценово-четвертичной фазы тектогенеза, проявлявшейся отдельными этапами. Длительность этих этапов и амплитуды движений, а также длительность интервалов относительного покоя между этапами поднятия были различны. Это обстоятельство было причиной того, что наряду с четко выраженными в рельефе, широко распространенными региональными поверхностями выравнивания, соответствующими длительным периодам замедления движений и интенсивной планации рельефа, наблюдаются также и локальные, промежуточные уровни выравнивания,

сформировавшиеся в относительно более короткие периоды тектонического покоя.

Приведенная схема поверхностей выравнивания указывает на отсутствие равномерной цикличности орогенческих движений кавказской фазы тектогенеза и на основное свойство этих движений — их прерывистость и неравномерность. Подобный вывод, вытекающий из анализа особенностей рельефа, хорошо согласуется с теорией непрерывно-прерывистых движений, развиваемой в настоящее время В. Е. Хаиным (1950).

Высота поверхностей выравнивания, при условии достаточно точного определения их возраста, может дать некоторые представления относительно темпа общих поднятий. Так, за четвертичное время амплитуда поднятий может оцениваться величиной в 600—800 м, что дает среднюю скорость поднятий порядка 1—1,5 мм в год. В плиоцене амплитуды поднятия измеряются в 3000—3500 м, что дает средние скорости поднятий порядка 0,3—0,5 мм в год. Следует лишь иметь в виду, что истинная амплитуда поднятий была несколько больше, так как необходимо принимать во внимание и те высоты, которые в последующее время были снижены эрозионными процессами.

Как уже отмечалось, поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа различаются по своему происхождению, высотному положению и занимаемым площадям. В данной статье описаны лишь наиболее крупные, регионально развитые поверхности выравнивания, формирование которых связано с основными этапами тектонического развития Кавказа. По общему соотношению экзогенных и эндогенных процессов в их образовании они могут в известной мере сопоставляться с первичными поверхностями (Primärrumpfpfläche) В. Пенка, возникающими в горных странах «восходящего» типа развития, и в меньшей степени — с «приподнятыми пенецленами» В. Девиса. Но в отличие от образования «предгорных лестниц», по концепции В. Пенка, поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа формировались на фоне непрерывно-прерывистых, а не равноускоренных сводовых поднятий. В отличие от образования «приподнятых пенецленов», по концепции В. Девиса, они формировались не на месте выравнивающейся агентами денудации древней горной страны, а в процессе развития молодой альпийской геосинклинальной области. Это является своеобразной чертой развития Кавказской горной страны.

В связи с тем, что в настоящее время в зарубежной литературе уделяется много внимания анализу механизма выравнивания с точки зрения проявления экзогенных факторов, в частности механизму развития склонов, необходимо отметить следующее. Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа являются полигенными образованиями. В их формировании участвовала как боковая эрозия рек (панпленизация, по Д. Джонсону), так и постепенное выколаживание склонов (собственно пенецпенлизация, по В. Девису) или их параллельное отступление (педи-пленизация, по Л. Кингу), а также не рассматриваемые упомянутыми авторами мощная морская абразия и комплекс менее значительных агентов денудации. Поэтому за ними целесообразнее всего сохранить общее название поверхностей выравнивания, не предопределяющее узкого подхода к анализу их происхождения и развития.

Как уже отмечалось, высокие поверхности выравнивания заняты сочными субальпийскими лугами (эйлагами), нижние же являются основным объектом земледелия. В условиях резко расчлененного горного рельефа всякий платообразный участок приобретает особое значение для расширения пахотных угодий. Морфологическое выделение и картирование таких плоских поверхностей требуется в первую очередь укрупненным колхо-

зам, так как их использование позволяет внедрить в сельское хозяйство горных районов разнообразную машинную технику.

Кроме того, интенсификация сельского хозяйства укрупненных колхозов требует расширения базы животноводства. В связи с этим вторая задача изучения поверхностей выравнивания заключается в определении их пастбищных площадей и кормовых ресурсов. На эйлагах будут располагаться укрупненные колхозные фермы, жизнь и хозяйство которых зависят в первую очередь от обеспеченности водой. Платообразные поверхности заключают значительное количество верхних грунтовых вод под элювиально-делювиальным покровом. По периферии плато во многих пунктах имеются хорошо выраженные водоносные горизонты на глубине 2—10 м под суглинистым и щебнистым субстратом. У подножья уступов средневысоких и низких плато эти воды выходят в виде мощных родников (например, в долинах рек Ахсу, Гирдыманчая, Пирсагатчая и Чикилчая). Но на поверхности самих плато выходы грунтовых вод за небольшим исключением представляют чрезвычайно редкое явление. Это отчасти связано с интенсивной распашкой земель на более высоких уровнях и с небольшим количеством атмосферных осадков. Поэтому существует весьма острая необходимость выявления всех местных источников по склонам балок и даже небольших участков локальной концентрации грунтовых вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В. Землетрясения в Шемахе и в Эрзеруме в мае 1859 г. «Зап. Кавказск. отд. имп. Русск. геогр. об-ва», 1862, т. 5.
- Агабеков М. Г., Хаин В. Е. Работы Куба-Конахкендской экспедиции. В сб. «Экспедиции АН Аз. ССР в 1945 г.», Баку, 1947.
- Богданович К. И. Два пересечения Главного Кавказского хребта. «Тр. Геолкэма», т. 19, № 1, СПб., 1902.
- Вардамянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. ч. 2. Восточный Кавказ. «Изв. Гос. геогр. об-ва», 1933, т. 65, вып. 3.
- Вардамянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.
- Вебер В. В. Геологическая карта Кабристана. Планшет П-3 (Боян-ата). «Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та», серия А, вып. 62. М.—Л., 1935.
- Гаврилов М. Д. Основные черты новейшей тектоники и геоморфологии Аджиноура. «Тр. конфер. по геоморфол. Закавказья». Баку, 1953.
- Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. «Тр. Ин-та географии», т. 42. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 1). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Гроссгейм В. А. Некоторые черты рельефа Юго-Восточного Кавказа. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1948, т. 80, вып. 1.
- Гроссгейм В. А. О смещении Главного водораздела Большого Кавказа. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1950, т. 82, вып. 3.
- Думитрашко Н. В. О пенецленах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 5.
- Думитрашко Н. В. Проблема происхождения и возраста поверхностей выравнивания. «Тр. конфер. по геоморфол. Закавказья». Баку, 1953.
- Каракаш Н. И., Борисов П. А. К геологии Шемахинского уезда. «Зап. Российск. минералогич. об-ва», 2 серия, 1923, т. 51, вып. 2.
- Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура (стратиграфия и генезис). Баку, 1936.
- Ковалевский С. А. Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении). Баку, 1940.
- Косов В. Ф. Денудационные уровни в Центральном Кавказе. «Вестн. Моск. гос. ун-та», 1948, № 2.
- Кузнецов С. С. Вопросы геоморфологии Закавказья. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1938, т. 70, вып. 3. См. также «Геология СССР», т. 10. ч. 1—Закавказье. М.—Л., 1941.

- Кушев С. Л. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе. «Тр. Ин-та географии», т. 51. (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 6). М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Лилиенберг Д. А. Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. «IV конфер. по геоморфол. Закавказья» (тезисы докладов), Ереван, 1953.
- Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. «Изв. Геогр. об-ва», 1945, т. 77, вып. 4.
- Марков К. К. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. «Вопросы географии», сб. 3. М., 1947.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. «Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода в СССР», т. 8. М.—Л., Изд. АН СССР, 1949.
- Соловкин А. Н. Реликты древних речных долин в области Юго-Восточного Кавказа. «Докл. АН Аз. ССР», 1949, т. 5, № 2.
- Суздальский О. В. По поводу нагорных террас Вишерского Урала. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1952, т. 84, вып. 1.
- Хаин В. Е. Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах. Баку — Москва, 1937.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1950а.
- Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950б, № 6.
- Хаин В. Е., Гроссгейм В. А. Морские и речные террасы и древние поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. «Изв. АН Аз. ССР», 1953, № 1.
- Шихалибейли Э. Ш. Результаты работ Бумчайской геолого-съемочной партии. «Тр. Аз. геол. управления», т. 2. Баку, 1940.
- Шихалибейли Э. Ш. Геоморфология и развитие рельефа азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. «Тр. конфер. по геоморфол. Закавказья». Баку, 1953.
- Щукин И. С. К вопросу о древних поверхностях денудации в горных странах. «Земледелие», новая серия, т. 2 (42). М., 1948.
- Sjögren A. Bericht über einen Ausflug in den südöstlichen Theil des Kaukasus. «Mitt. Geogr. Gesell. in Wien.», 1890, H. 7.

Б. А. БУДАГОВ

ОБ ОПОЛЗНЯХ СЕВЕРНОГО СКЛОНА
ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

(В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР)

Оползни, оползнево-селевые потоки, а также оползнево-обвальные явления распространены на северном склоне Юго-Восточного Кавказа от р. Самур на севере до р. Сумгаит на юге¹. Эти явления встречаются главным образом вдоль Бокового хребта в полосе меловых отложений (известняков и глин). К юго-востоку от р. Вельвеличай оползневые явления распространены на склоне Главного Кавказского хребта, в предгорном поясе (особенно в районе Кусарской наклонной равнины) и на побережье Каспийского моря (фиг. 1).

Оползни северного склона Юго-Восточного Кавказа изучены еще слабо. Сведения об оползнях и оползнево-селевых потоках этого района встречаются в литературе с начала XX в., главным образом после 1924 г.

К. И. Богданович (1902) впервые указал на существование оползней в долине р. Вельвеличай, между Тенгинским ущельем и с. Конахкенд. Впоследствии изучение оползневых явлений в долине р. Вельвеличай было произведено в связи с проведением Куба-Конахкендской автомобильной трассы.

В 1943 г. в бассейне р. Атачай, к югу от с. Юкары-Фындыган произошли крупные оползни. Эти оползни были изучены в процессе их образования А. А. Ализаде, М. А. Кашкай, М. Д. Заири (1943) главным образом в геологическом отношении. Составленное ими описание охватывает также некоторые оползни в верховьях р. Ахтычай в Дагестанской АССР, а также на р. Карачай в с. Тумарханлы и на р. Атачай в с. Бейахмедюрд.

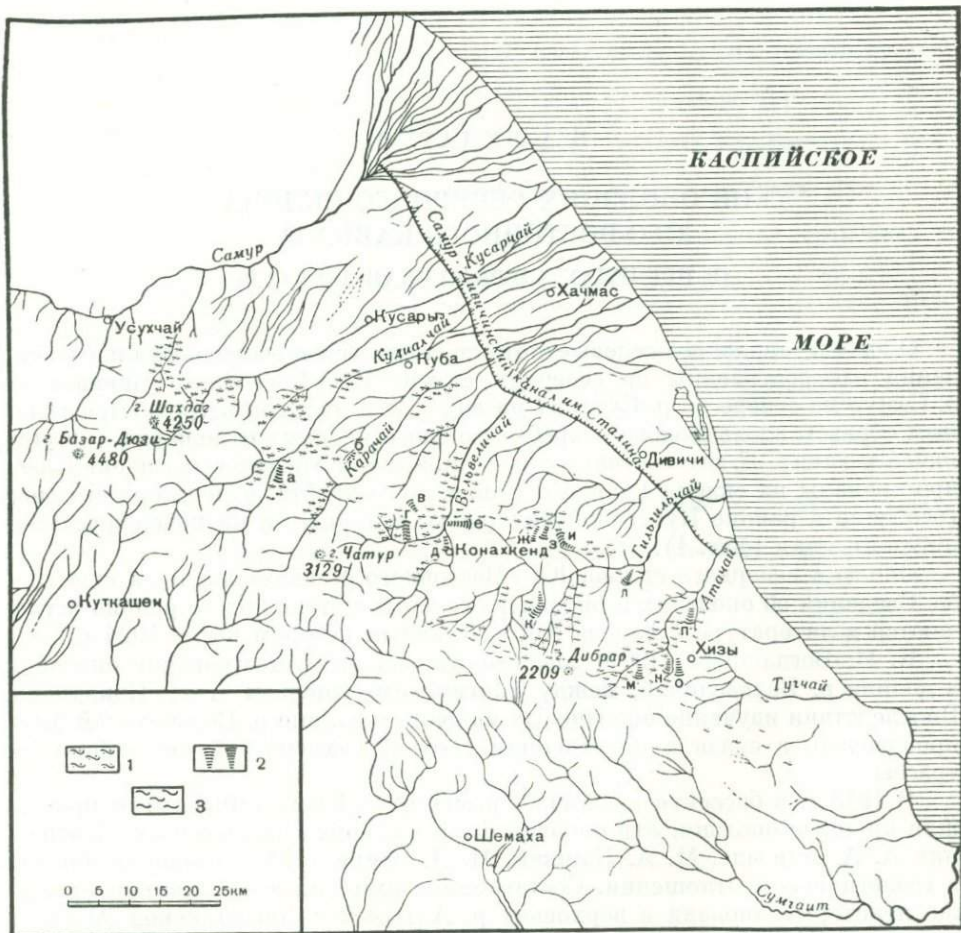
Материалы о Юкарыфындыганском оползнево-селевом потоке имеются у Е. А. Пахомова (1946), который произвел археологические исследования к юго-востоку от Юкары-Фындыгана после разрушительного оползня 1943 г. Им сделано предположение, что, наряду с современными оползнями, здесь существовали древние оползни, возникшие еще в XIII в., которые разрушили прежнее с. Юкары-Фындыган. Впоследствии на месте старого селения было построено новое.

В. А. Гроссгейм (1948) кратко перечислил бассейны рек Юго-Восточного Кавказа, в которых распространены оползни, и отметил угрожающее состояние шоссе на дороге в районе с. Конахкенд и Тенгинского ущелья в связи с оползневыми явлениями.

К. Г. Теймуров (1949) кратко описал оползнево-селевые потоки, распространенные в районе селений Атуч, Карабулах и Ерфи, где они охва-

¹ Слово оползень в азербайджанской литературе известно как «сурушме». Но жители Юго-Восточного Кавказа, где широко распространены оползни, заменяют «сурушме» словом «пшгын».

тили значительные территории, которые могли бы быть пригодными для сельского хозяйства. К. Г. Теймуров привел данные о скоростях движения карабулахских оползнево-селевых потоков, которые с мая 1946 по май 1947 г. продвинулись на 500 м.



Фиг. 1. Схема расположения оползней.

1 — площадные оползни; 2 — оползнево-селевые потоки; 3 — оползнево-обвалынные явления. Оползнево-селевые потоки (с северо-запада на юго-восток): а — Джегский; б — Казмбудугский; в — Карабулагский; г — Ерфинский; д — Конахкендский; е — Атучский; ж и з — Нохурларские; и — Гюнчалский; к — Заратский; л — Дагкучунский; м — Бахшлынский; н и о — Халашжские; п — Юкарыфындыганский

Д. А. Лилиенберг в своем докладе, сделанном в Институте географии АН СССР в 1952 г., дал краткую характеристику оползней и оползнево-селевых явлений в верховьях рек Атачай, Дибрарчай, Кызылчай и Джархачичай. В отличие от предыдущих авторов, он описал динамику движений оползнево-селевых потоков, их морфологию и привел общие сведения об оползнях, происшедших в селениях Тумарханлы и Юкары-Фындыган в апреле 1943 г.

На основании морфогенетических признаков Д. А. Лилиенберг выделил два типа оползневых явлений: площадные оползни и оползнево-селевые потоки. Распространенные в исследуемом районе оползневые процессы в

основном соответствуют классификации Д. А. Лилиенберга, которой мы поэтому и придерживаемся в наших описаниях. В дополнение к этой классификации мы выделили оползнево-обвальные явления, которые широко распространены в описываемом районе.

ПЛОЩАДНЫЕ ОПОЛЗНИ

Площадные оползни достигают крупных размеров (свыше нескольких сотен квадратных метров). Они захватывают главным образом делювиальные отложения и лишь частично коренные породы. Эти оползни распространены по склонам гор, плато и долин, а иногда и вдоль рек. Поверхность площадных оползней слабо волниста, амфитеатры отсутствуют.

Площадные оползни распространены в среднегорном поясе почти повсеместно. Они встречаются в долинах рек Боюкчай, Укорчай, Мурукдара, Кызылкам, Карачай, Бабачай, Вельвеличай, Гильгильчай, Тугчай, Чагаджукчай, а также в долинах их притоков.

По возрасту и морфологии площадные оползни можно разделить на древние закрепленные оползни и молодые оползни.

К древним закрепленным оползням относятся оползни, распространенные к юго-востоку от с. Нохурлар, на левом берегу р. Карачай, к югу-западу от с. Рюк (карабулахские оползни), оползни к востоку от с. Судур и др. Эти оползни закреплены луговой растительностью или лесами; широко распространена на них также болотная растительность. Рельеф оползней ступенчато-волнистый, многочисленны оползневые озера.

Древние закрепленные оползни, широко распространенные на отложениях кусарской свиты, на склонах г. Большой Сувал и в долине р. Укорчай, отличаются от оползней такого же типа других частей района отсутствием заболоченности и болотной растительности, а также озер. Причиной этих особенностей является значительная водопроницаемость галечников, которая не дает водам возможности скапливаться на поверхности оползней и образовывать озера и болота. По-видимому, грунтовые воды, фильтруясь через галечники, выходят затем в долинах рек и глубоких оврагах в виде родников и ручейков.

Молодые оползни развиваются в основном на мощных древних оползнях и охватывают небольшие площади. Они развиты, например, в верховьях р. Укорчай, в окрестностях с. Каядалы, на берегах р. Вельвеличай между с. Конахкендом и Тенгинским ущельем, на берегах рек и оврагов в пределах побережья Каспия и в других местах.

ОПОЛЗНЕВО-СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ

Для Юго-Восточного Кавказа весьма характерны интересные по своей морфологии оползнево-селевые потоки, состоящие из полужидких грязево-каменных масс. Такие потоки распространены в среднегорном поясе, особенно вдоль Бокового хребта, в долинах тех же рек, где встречаются и площадные оползни. Имеющиеся у потоков оползнево-селевые амфитеатры окружены обрывистыми склонами платообразных вершин. Высота склонов достигает 200 м.

Плоскости отрыва склонов амфитеатров образуются в коренных породах, в делювиальных отложениях и в древних оползневых массах.

Плоскости отрыва коренных пород в оползневых амфитеатрах очень крупные. В амфитеатре Атучского оползнево-селевого потока плоскости

отрыва имеют ширину около 150—200 м, длину свыше 350 м и поднимаются на 30—40 м над поверхностью молодого оползнево-селевого потока первой стадии. Плоскости отрыва в амфитеатрах Бахишлынского, Халанджских, Юкарыфындыганского, Ерфинского и других оползнево-селевых потоков несколько меньше (фиг. 2).

Оползнево-селевые потоки возникают в оползневых амфитеатрах. В этих амфитеатрах хорошо выражены плоскости отрыва; на поверхности оползней существуют террасы, озера, трещины, а местами встречаются грязепады. Оползнево-селевые потоки начинаются обычно у подножья обрывистых склонов горных вершин с синклинальными структурами. Эти вершины имеют различную ширину и почти везде слабый уклон поверхности, направленный в противоположную сторону от потоков.

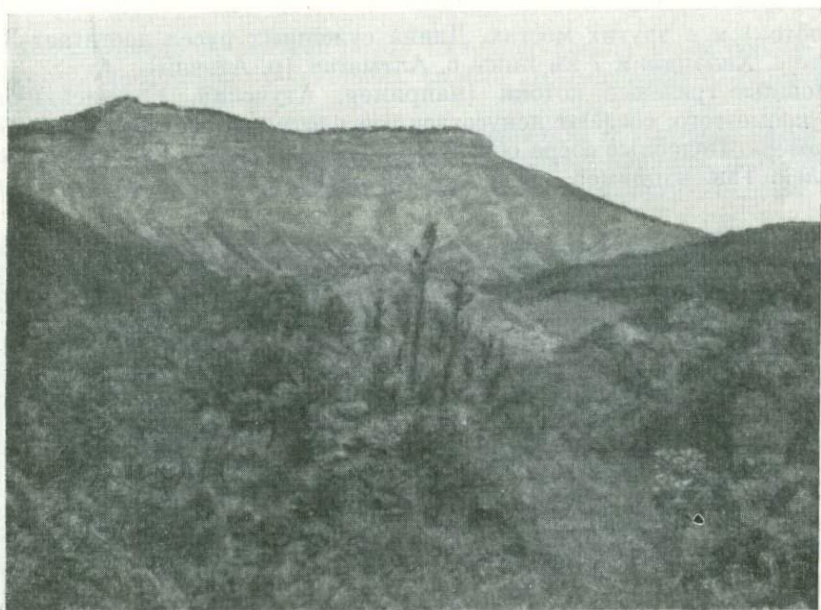
Интенсивность движения оползнево-селевых масс, по-видимому, зависит от климата, степени крутизны склонов, количества поступающего в оползнево-селевые потоки материала и других факторов. Самые подвижные оползнево-селевые потоки в основном находятся в бассейнах рек Атачай (Халанджские, Бахишлынский, Юкарыфындыганский потоки и др.) и Вельвеличай (Атучский, Ерфинский и др.) (фиг. 3).

Оползнев-селевые потоки по внешнему облику можно сравнить с потоками грязевых вулканов. При движении по краям потоков образуются береговые валы, состоящие из густой грязи. Высота их достигает 4 м. Длина потоков иногда превышает 5 км (Ерфинский оползнево-селевой поток). В зависимости от сезонов года движение оползнево-селевых потоков происходит с разной интенсивностью; так, максимальная интенсивность приурочена к периоду выпадения значительного количества атмосферных осадков или таяния снегов. В пределах потоков нередко намечаются микропотоки различных стадий; самые молодые расположены в области оползневого амфитеатра, а самые древние — на конусах. Количество микропотоков разных стадий у крупных потоков больше, чем у коротких. Например, на Ерфинском потоке имеются микропотоки семи стадий, на Атучском — пяти стадий, на Нохурларском — трех, на Казмабудутском — двух стадий и т. д. Самые молодые потоки имеют свежие формы, лишены растительности и покрыты глыбами. Старые потоки имеют сглаженную поверхность, покрытую сравнительно богатой растительностью.

Озера на поверхности потоков иногда исчезают, иногда же появляются вновь, например на Нохурларском, Халанджских, Казмабудутском, Джегском и других оползнево-селевых потоках.

Оползнево-селевые потоки иногда направляются перпендикулярно к руслам рек (Атучский, Дагкушчинский и др.), а иногда языки их тянутся вдоль речных долин (Халанджские и др.). На выходах коренных пород образуются грязепады (в Халанджских, Атучском и других оползнево-селевых потоках).

Грязевые потоки, заполняя русла рек, поднимаются над ними более чем на 30—32 м (Атучский оползнево-селевой поток). Они суживают русла рек до 3—4 м, и реки образуют здесь каньонообразные врезы (фиг. 4). Такие сужения имеются на правой стороне р. Боюкчай, между селениями Алик и Джег (Джегский оползнево-селевой поток), на левом берегу р. Бабачай между селениями Ерфи и Нохурдюзи (Ерфинский оползнево-селевой поток), на правом берегу р. Вельвеличай ниже слияния рек Бабачай и Джимичай (Атучский оползнево-селевой поток), на правом берегу р. Атачай между селениями Алтыгагач и Бахишлы (Бахишлынский оползнево-селевой поток), на обоих берегах р. Халанджчай к югу от с. Халандж (Халанджские оползнево-селевые потоки), на правом берегу р. Гильгильчай к северу от с. Дагкушчи (Дагкушчинский оползнево-селе-



Фиг. 2. Плоскость отрыва Бахишлынского оползнево-селевого потока.
Фото М. Б. Керимова



Фиг. 3. Атучский оползнево-селевой поток
на правом берегу р. Вельвеличай.
Фото Д. А. Лилиенберга

вой поток) и в других местах. Длина суженных русел достигает 3 км в районе с. Халандж и 7 км ниже с. Алтыгаач (р. Атачай).

Мощные грязевые потоки (например, Атучский, Ерфинский и другие), кроме того, создают искусственные плотины, выше которых образуются озера. Подобные озера образуются довольно часто на глазах местных жителей. Так, например, по рассказам жителей селений Атуча и Фырих,



Фиг. 4. Каньон, выработанный рекой в конусе Атучского оползнево-селевого потока.
Фото Д. А. Лилиенберга

в период с 1922 по 1924 г. Атучский оползнево-селевой поток запрудил р. Вельвеличай, что привело к образованию озера. Вследствие этого пойменная терраса, на которой находится с. Конахкенд, была затоплена, а в русле у Конахкенда накапливались галечники, принесенные р. Джимичай.

Д. А. Лилиенберг в указанном выше докладе сообщил, что с начала апреля 1943 г. крупные оползни подпрудили долину р. Карачай (левый приток р. Атачай), в результате чего образовалось озеро площадью 1500 м². Летом 1950 г. оно было полностью спущено.

По краям конусов выноса оползнево-селевых потоков часто встречаются трещины в оползневых массах, что особенно заметно на конусах Атучского и Ерфинского оползнево-селевых потоков (фиг. 5). Глубина этих трещин превышает 3 м, а ширина в верхней части достигает 2 м. Вероятно, образование этих трещин связано с постоянным и медленным движением конусов, с подмывом их бурными реками и с проявлением силы тяжести.

Для более конкретного представления об оползнево-селевых потоках опишем Халанджские потоки, наиболее характерные для северного склона Юго-Восточного Кавказа.

К югу от с. Халандж по обеим сторонам р. Халанджчай спускаются довольно длинные оползнево-селевые потоки, которые продвигаются вдоль

русла реки. Оползнево-селевой поток, находящийся на левом берегу р. Халанджчай, берет начало с северного склона Ярымджанского синклинального плато.

Плато состоит из флишеподобных отложений, в которых чередуются тонкие слои глин, мергелей, песчаников, глинистых сланцев, микроконгломератов, известняков и др. Породы, слагающие это плато, падают на юг



Фиг. 5. Трещина на Атучском оползнево-селевом потоке.
Фото Ш. Б. Керимова

(180°) под углом 46°. В северной части плато, вдоль его склонов, имеются трещины. Под действием агентов выветривания трещины расширяются; атмосферные осадки проникают по ним в глубь пластов, накапливаются на глинистых породах и таким образом создают благоприятные условия для обвалов и оползневых процессов.

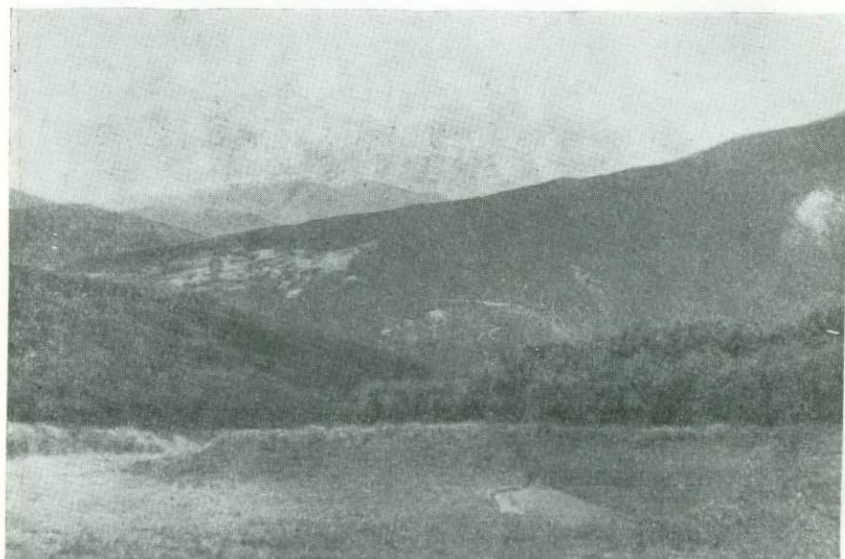
Плоскости отрыва коренных пород расположены в северной, западной и юго-западной частях амфитеатра Халанджского оползня, а также на левом берегу р. Халанджчай у поворота оползнево-селевого потока к северу. Наиболее древняя плоскость отрыва заросла уже кустарником.

Плоскости отрыва в делювиальных породах и в древних оползневых массах встречаются на обоих берегах оползнево-селевого потока.

Северный склон Ярымджанского плато покрыт буково-грабовым лесом, который смещается вместе с оползневыми массами большой мощности (50—60 м) и имеет «пьяный» вид.

Сползающие массы, поступая в оползневый амфитеатр, сперва направляются к северу и всучиваются, упираясь в левый берег. Поэтому на поверхности оползня образуются крупные трещины, которые заполняются водой родников и ручейков и превращаются в озера. От левого склона амфитеатра оползневые массы резко поворачивают к востоку и доходят до русла р. Халанджчай, где соединяются с правобережным оползнево-селевым потоком.

Общая длина левобережного оползнево-селевого потока достигает 4 км. Поток разделяется на четыре потока разновозрастных стадий. Самый древний поток первой стадии покрывает слоем мощностью в 5—6 м первую террасу р. Халанджчай. На его поверхности имеются ложбины, поперечные уступы и овраги. Оползнево-селевые массы этого потока возникли частично за счет деятельности правобережного оползнево-селевого потока. Его краевые части покрыты травянистой растительностью и кустарником.



Фиг. 6. Озера на поверхности Халанджского оползневого потока.
Фото Ш. Б. Керимова

Оползнево-селевой поток второй стадии, длиной в 3 км, на две трети покрыт более молодыми оползневыми массами. Имеющиеся в оползневых массах потока формы глинистого карста, разрушаясь, переходят в овраг, глубина которого достигает 15—20 м. По рассказам местных жителей, поток второй стадии образовался в 1929 г. Он разрушил прочное водохранилище, построенное из цемента и камня, водопровод, проходивший до с. Халандж, и несколько жилых домов. Оползание сопровождалось землетрясением.

Когда образовался оползнево-селевой поток третьей стадии, точно неизвестно. Летом 1953 г. на этом потоке уже была травянистая растительность. Выходы грунтовых вод здесь были очень редки; сохранились котловины высохших озер. Неожиданно летом 1954 г. на поверхности этого потока образовались многочисленные трещины, овраги углубились, увеличилось количество выходов грунтовых вод в виде источников и ручейков. Эти изменения, вероятно, произошли в результате образования оползнево-селевого потока четвертой стадии, возникшего весной 1954 г. Длина его достигала до 2—2,5 км. Местами мощность полужидких оползневых масс достигала 10 м и более. Оползнево-селевой поток 1954 г. местами перекрывал старые береговые валы. Оползание было весьма интенсивным, судя по следам потока, оставшимся на краевых валах. Близ выходов коренных пород в результате подпора потока образовались грязепады. На

поверхности потока имеются западины, выпучивания, заболоченные участки, продольные и поперечные трещины и овраги.

Краевые валы, прослеживающиеся вдоль русла потока, возвышаются друг над другом; самый древний из них расположен выше молодых краевых валов. Высота валов колеблется от 2—3 до 20 м. Эти краевые валы свидетельствуют о том, что оползнево-селевые потоки эродировали и углубляют свое ложе.

Весной 1954 г., после образования оползнево-селевого потока четвертой стадии, возникло около 8 озер диаметром 5—6 м (фиг. 6). Кроме них, имеется несколько высохших озерных ванн. Одна из крупных поперечных трещин также заполнилась водой и образовала озеро шириной 2 м. Все озера имеют сток.

Правобережный оползнево-селевой поток начинается с западного склона долины р. Халанджчай и, направляясь к ее руслу, соединяется с описанным потоком левого берега. Длина правобережного потока от амфитеатра до соединения с потоком левого берега более 1,5 км. Ширина потока 50—60 м, а в средней его части она не превышает 16—18 м. Крутизна склонов амфитеатра 12—13°; уклон поверхности потока от 7 до 10°; крутизна склонов оползневых террас и уступов от 28 до 30°.

Оползнево-селевой поток, образовавшийся от слияния потоков левого и правого берегов р. Халанджчай, достигает ширины больше 60—70 м; на них имеются террасы высотой 4—6 м. Поверхность двух объединенных потоков слабо волниста, на ней торчат глыбы и имеются трещины.

ОПОЛЗНЕВО-ОБВАЛЬНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

По морфологии оползнево-обвальные явления в разных районах северного склона Юго-Восточного Кавказа значительно отличаются друг от друга.

Оползнево-обвальные явления, распространенные в районе горы Шахдаг и на прилегающем к ней Кызылкаинском плато, связаны с обрушиванием плотных меловых известняков. Обвалы возникают, по-видимому, под влиянием оползания пластичных пород, подстилающих плотные известняки. Наличие тектонических трещин, силы тяжести, землетрясений, выветривания и другие эндогенные и экзогенные факторы ускоряют образование обвалов. Поступающий на склоны гор и в долины обвальный материал движется дальше вниз вместе с оползневыми массами. Попадая в долины рек, он постепенно уносится их течением. В низовьях рек Шабранчай, Атачай, Гильгильчай, Тугчай, Сумгаит и других оползнево-обвальные явления связаны с аллювиальными и другими глинистыми четвертичными и третичными отложениями. Эти явления очень широко развиты в пределах побережья Каспийского моря. Они образуются на подмываемых рекой обрывах, сложенных хвалынскими и плиоценовыми отложениями.

ПРИЧИНЫ ОПОЛЗНЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Вопрос о причинах образования оползней северного склона Юго-Восточного Кавказа и об особенностях их движения является довольно сложным.

Образование оползней и оползнево-селевых потоков на северном склоне Юго-Восточного Кавказа определяется следующими условиями: 1) составом горных пород; 2) тектоникой, в частности наличием вершин

с синклинальной структурой, надвигов, разрывов и трещин; 3) различием выходов грунтовых вод; 4) количеством выпадающих атмосферных осадков; 5) крутизной склонов долин; 6) сейсмичностью; 7) наличием делювиальных отложений.

Состав горных пород имеет огромное значение при формировании и развитии оползней. Для их образования необходимо наличие водоносных горизонтов на водоупорных слоях: глинах, глинистых сланцах и мергелях. Оползни, находящиеся в бассейне р. Вельвеличай, возникли на глинистых отложениях баррема и апта, оползни в районе селений Рустов, Ашагы-Ханага, в долине Чагаджукчая сформированы на сарматских глинах, а оползни к югу от с. Куснет на левом берегу р. Кудиялчай развиты на понтических глинах.

Тектонические условия исследуемого района, в частности наличие вершин с синклинальной структурой, также имеют большое значение при формировании оползней и оползнево-селевых потоков. Все эти потоки начинаются у подножья обрывов, ограничивающих пологие вершины со слабо синклинальной структурой. Наличие таких вершин способствует накоплению атмосферных осадков и питанию грунтовых вод, залегающих на контакте глинистых отложений и известняков. Кроме того, обрывы известняков, ограничивающие вершины, имеют куэстовый характер. Залегание пород, обратное уклону поверхности куэстовых обрывов, особенно благоприятно для развития оползней; оно способствует, например, образованию Атучских, Ерфинских, Бахишлыньских, Юкнарыфындыганских и других оползнево-селевых потоков.

Надвиги и разрывы способствуют образованию оползней, так как по тектоническим трещинам грунтовые воды быстрее находят себе выход в виде родников и ручьев. Кроме того, породы, нарушенные тектонической трещиноватостью, более подвержены обрушиванию и оползанию. Приуроченность оползней к надвигам местами проявляется очень ясно, например в районе Гермианского надвига, на северном склоне Главного хребта, между селениями Чаркишлаг и Дигях. Очевидно, оползни на северо-восточном склоне Бокового хребта тоже в какой-то степени связаны с надвигами на границе меловых и третичных пород.

Если в процессе развития оползней породы пересекаются крупными и редкими трещинами, то образуются скопления глыб хаотического характера. Благодаря этому облегчается проникновение в оползневые массы грунтовых вод и атмосферных осадков. Таким образом, трещиноватость коренных пород усиливает оползание. Примеры этого можно наблюдать в Казамабудугском, Атучском, Нохурларских, Ерфинском, Халанджских и других оползнево-селевых потоках.

Грунтовые воды собираются на поверхности глинистых пород и способствуют их набуханию. Благодаря этому подготавливается материал, способный к оползанию, и образуются плоскости скольжения, по которым смещаются породы.

Грунтовые воды выходят в пределах всех площадных оползней и оползнево-селевых потоков; часть этих вод наполняет углубления на поверхности оползневых амфитеатров или оползневых языков и образует озера и ручейки. Последние иногда исчезают под оползневыми массами, а иногда появляются на их поверхности. Грунтовые воды обуславливают нередко активизацию оползней и являются причинами повторных оползней.

Количество атмосферных осадков играет также немаловажную роль при подготовке движения оползневых масс. Большое их количество обуславливает интенсивное питание грунтовых вод. Кроме того, атмо-

сферные осадки пропитывают оползневые массы и способствуют их вторичному оползанию.

По рассказам местных жителей селений Атуч, Нохурлар, Юкары-Фындыган и других, после дождей и таяния снегов движение оползней сильно увеличивается. Особенно хорошо эта зависимость наблюдается в Нохурларских, Бахишлыском и Халанджских оползнево-селевых потоках, так как они получают большее количество осадков, чем другие оползни исследуемого района. Склоны, на которых расположены эти оползнево-селевые потоки, обращены на северо-восток, против ветров, несущих атмосферные осадки, в связи с чем здесь имеются оптимальные условия для увлажнения. Кроме того, верховья р. Туржунчай, к которым примыкают Нохурларские оползни, облесены. На склонах здесь имеются многочисленные оползневые озера. Наличие озер, а также залесенность и заболоченность создают микроклимат, отличающийся повышенной влажностью.

Крутизна склонов и долин активизирует оползание, что хорошо видно на примере Заратского, Атучского и других оползнево-селевых потоков. Благодаря значительной крутизне склонов долины р. Джархачичай уклон поверхности Заратского оползня на протяжении 0,9—1 км изменяется на 320 м. Поэтому грязевые потоки, движущиеся по руслу оползня, имеют на некотором протяжении почти отвесное падение.

Сейсмичность также способствует образованию оползней. Сейсмичность северного склона юго-восточной части Большого Кавказа не превышает 7 баллов, если не считать района Конахкенда, где имело место землетрясение силой до 9 баллов. Так как при землетрясениях в 7 баллов наблюдаются разрушения построек, то легко допустить, что они могут быть одной из причин, усиливающих образование площадных оползней и оползнево-селевых потоков. Оживление оползней на южном склоне юго-восточной части Большого Кавказа отметил В. Н. Вебер (1903) при описании Шемахинского землетрясения.

Л. А. Варданыц (1935) указывает, что в 1860 г. землетрясение силой в 8 баллов разрушило с. Заргова. В результате этого землетрясения образовался крупный оползень. Подобные явления могут производить значительные разрушения в населенных пунктах, примером чего может служить разрушение оползнями с. Турмарханлы. По данным В. В. Белоусова (Белоусов и др., 1952), при землетрясениях, происходивших в мае и июле 1952 г. на Юго-Восточном Кавказе, оползневые процессы проявились довольно широко.

В связи с активизацией в последние годы сейсмичности Восточного Кавказа усиливаются также оползни и оползнево-селевые потоки. Сильное оживление Халанджских, Нохурларских, Атучского и других оползнево-селевых потоков отмечено в 1953—1954 гг.

Крупные оползни сопровождаются обвалами и сотрясением почвы. Так, например, в 1929 г. в амфитеатре оползнево-селевого потока на р. Халанджчай происходило крупное оползание, сопровождавшееся обвальными явлениями и сотрясением почвы. Это сотрясение, происшедшее ночью, ощущалось почти всеми жителями с. Халандж, находящегося в 5 км к северу от оползневого амфитеатра. Несомненно, что образование грандиозных плоскостей отрывов до 100—200 м высоты в Атучском, Бахишлыском и других оползнево-селевых амфитеатрах сопровождалось сотрясением почвы.

Мощные делювиальные отложения, накопившиеся на склонах долин под действием грунтовых вод и атмосферных осадков, образуют оползни. Связанные с ними оползни широко распространены на обоих склонах

долины р. Вельвеличай между селениями Конахкенд и Афурджа, особенно на левом берегу.

Описанные оползни и оползнево-селевые потоки приносят огромный вред сельскому хозяйству, разрушают села (Юкары-Фындыган, Нохурлар и др.), дороги (шоссейные, грунтовые, тропинки), сносятся мосты, сокращают площадь лесов и т. д. По вычислению К. Г. Теймурова (1949), оползни в селениях Атуч и Ерфи сделали непригодной для хозяйственного использования площадь в 115 га.

СПОСОБЫ БОРЬБЫ С ОПОЛЗНЕВЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Для борьбы с оползнями и оползнево-селевыми потоками необходимо: 1) провести каналы для отвода грунтовых и поверхностных вод, построить штольни и галереи; 2) спустить существующие на оползнях озера; 3) провести облесение склонов.

Проведение отводных каналов позволяет изменять направление стока грунтовых вод, выходящих в оползневых амфитеатрах в виде родников или ручейков. Подобную попытку сделали жители селений Атуч и Юкары-Фындыган.

В верхних, суживающихся участках русел оползнево-селевых потоков, где на поверхности выходят грунтовые воды, жители провели арыки, по которым эти воды спускаются на огороды для орошения. Для глубокого дренажа проектируется заложение штолен и галерей, по которым можно отводить грунтовые воды, но такие сооружения требуют обычно больших затрат.

Спуск оползневых озер имеет существенное значение для предупреждения оползания, так как озера, расположенные на оползнях, постоянно увлажняют их и обуславливают скольжение пород. На тех оползнях и оползнево-селевых потоках, где озер очень много (Юкарыфындыганский, Атучский, Нохурларские, Ерфинский, Казмабудугский и др.), их спуск существенно предохраняет оползни от повторных надвижек.

Борьба с оползанием путем облесения склонов не везде может быть достаточно эффективной. Есть места, где облесение могло бы быть полезным, например район с. Каядалы, южная часть побережья Каспийского моря и др. Однако в ряде случаев облесение не может дать положительных результатов. Это объясняется тем, что крупные оползни охватывают коренные породы на значительную глубину от поверхности земли (свыше 50—60 м), а лес может закрепить делювиальные или коренные породы лишь на сравнительно небольшую глубину. Бахишлынский оползнево-селевой поток, находящийся на правом берегу р. Атачай, несмотря на сплошную облесенность склонов, является одним из самых крупных и разрушительных оползней исследуемого района. Кроме того, это связано с тем, что лес в значительной степени влияет на микроклимат того или другого района и увеличивает влажность воздуха и почвы, а также поднимает уровень грунтовых вод; кроме того, он способствует уменьшению испарения воды с поверхности почвы.

Таким образом, лес, увеличивая количество грунтовых вод и сокращая интенсивность испарения в почве, помогает активизации оползней и образованию оползнево-селевых потоков. Действительно, если сравнить оползнево-селевые потоки, находящиеся в безлесных местах, с потоками в облесенных местностях, становится ясно, что последние более активны (Халанджские, Бахишлынский, Нохурларские и др.), чем первые (например, Ерфинский и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Ализаде А. А., Кашкай М. А., Заири М. Д. Крупные оползни в Хизинском районе. «Изв. Аз. филиала АН СССР», 1943, № 5.
- Белюсов В. В., Кириллова И. В. и Сорский А. А. Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1952, № 5.
- Богданович К. И. Два пересечения Главного Кавказского хребта. «Тр. Геолкома», т. 19, № 1, СПб., 1902.
- Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. «Тр. Сейсмологич. ин-та», 1935, № 64.
- Вебер В. Н. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 г. «Тр. геол. комиссии», новая серия, вып. 9, СПб. 1903.
- Гроссгейм В. А. Некоторые черты рельефа Юго-Восточного Кавказа. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1948, т. 75, вып. 1.
- Пахомов Е. А. О некоторых памятниках Хизинского района. «Изв. АН Аз. ССР», 1946, № 7.
- Теймуров К. Г. Формирование почвенного покрова и развитие эрозийных процессов в Конахкендском районе (канд. диссертация). Баку, 1949.
-

Е. А. НЕФЕДЬЕВА

**ТИПЫ СНЕЖНИКОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ
(НА ПРИМЕРЕ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ)**

В горных районах субтропического пояса снабжение водой в летнее время в значительной мере осуществляется за счет талых вод снежников. Роль последних особенно велика для тех районов, где отсутствуют ледники и где, следовательно, снежники нередко являются единственным источником регулярно поступающей талой воды.

Климатические условия Армянской ССР способствуют сохранению снежников в течение лета в верхнем поясе гор. Они широко распространены в верхней части склонов и в гребневой зоне Гегамского нагорья. Присутствие здесь снежников особенно важно для водоснабжения летних кочевий, так как в этом районе отсутствуют другие источники регулярно поступающей влаги (ледники, выходы грунтовых вод).

Гегамское вулканическое нагорье входит в состав вулканической зоны Армении и протягивается вдоль западного побережья оз. Севан почти в меридиональном направлении. Это нагорье, созданное в результате вулканических излияний верхнетретичного и четвертичного времени, представляет собой типичный вулканический район с прекрасно развитыми формами вулканического рельефа, частично измененными эрозионными и ледниковыми процессами.

Гребневая зона нагорья располагается на высоте около 2800 м над ур. м. и представляет широкую (12—15 км) поверхность с бугристым вулканическим рельефом, над которой возвышаются отдельные вулканические вершины. Максимальная высота нагорья достигает 3598 м (вершина Аждаак). Склоны Гегамского нагорья спускаются к оз. Севан и Егвардскому плато рядом вулканических уступов.

Продукты вулканических излияний третичного времени, создавшие нагорье как вулканический массив, выходят на дневную поверхность на очень небольших участках. Морфологические черты поверхности в основном обусловлены вулканической деятельностью четвертичного времени (излияния лав, выбросы пирокластического материала). Вследствие неоднократного возобновления вулканической деятельности на территории Гегамского нагорья поверхность его сложена четвертичными лавами различного возраста, что определяет общий облик рельефа, в частности ту или иную степень переработки вулканических форм различными экзогенными агентами.

Различия в возрасте рельефа и составе слагающих поверхность пород обуславливают специфику облика двух основных районов Гегамского нагорья — северного и южного, граница между которыми располагается несколько южнее вершины Аждаак и имеет извилистые очертания, сохраняя общее направление с юго-запада на северо-восток (фиг. 1).

Северный район, поверхность которого сложена самыми молодыми для Армении лавами (возраст лав не превышает 10—12 тыс. лет, так как их излияние произошло после последнего оледенения), характеризуется наиболее хорошо сохранившимися формами вулканического рельефа. Для этого района типичны кратерные шлаковые вершины, вулканические уступы, бугры, гряды, бессточные замкнутые впадины и котловины. Характерно отсутствие эрозионных долин, широкое распространение каменных россыпей, незначительная задернованность поверхности, слабое развитие коры выветривания.

Небольшая степень переработки рельефа экзогенными факторами обусловлена как молодостью поверхности, так и физическими свойствами пород (способностью андезито-базальтов распадаться на крупные обломки, с чем связано быстрое просачивание осадков и отсутствие поверхностного стока).

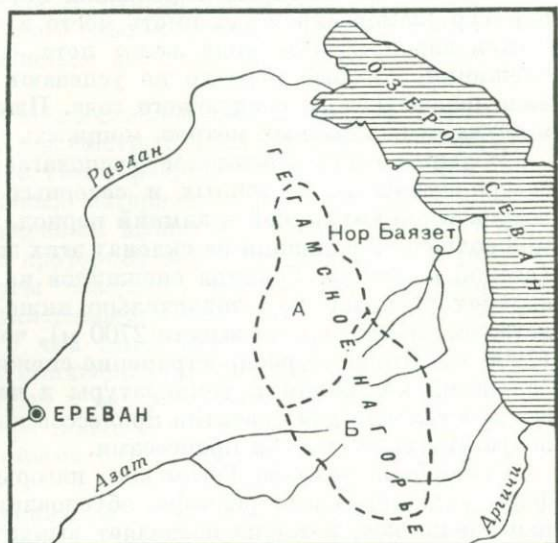
В южном районе Гегамского нагорья, территория которого сложена более древними вулканическими породами (раннечетвертичные андезиты и андезито-базальты, местами верхнетретичные липариты и андезиты), облик рельефа в основном определяется наличием вулканических форм, заметно измененных действием речной и ледниковой эрозии. В пределах гребневой зоны над бугристой поверхностью нагорья здесь возвышаются верхнетретичные липаритовые конусы и обособившиеся в результате эрозии андезитовые вершины.

Воздействие экзогенных процессов на вулканический рельеф выражается в наличии эрозионных долин и ледниковых каров, в сглаженности форм вулканических уступов, бугров, гряд, довольно широком развитии коры выветривания, наличии поверхностного стока.

Гребневая зона Гегамского нагорья, располагаясь на значительной абсолютной высоте, обладает довольно суровыми климатическими условиями. Сплошной снежный покров держится здесь не менее семи месяцев и достигает максимальной мощности (в среднем до 1,25—1,5 м) в марте. Вследствие наличия широкой (до 10—15 км) поверхности гребневой зоны с небольшим общим уклоном основная масса выпавшего снега не выносятся за ее пределы.

Значительное количество твердых осадков, наличие ряда неровностей мезорельефа и характерная для водораздельных участков сравнительно повышенная скорость ветра создают благоприятную обстановку для перераспределения снега в пределах гребневой зоны и значительного локального изменения мощности снежного покрова.

Максимальной мощности снежный покров достигает в углублениях рельефа, куда снег сносится с выступов поверхности, а также перед срав-



Фиг.1. Распространение весенне-летних снежников и перелетков на территории Гегамского нагорья:

А — северный район; Б — южный район

нительно крупными орографическими препятствиями (где он накапливается вследствие уменьшения скорости ветра) и непосредственно за ними, в ветровой тени. Преобладание в зимний период ветров юго-западных и западных румбов способствует перевеванию снега на подветренные северо-восточные и восточные склоны, где образуются снежные надувы. Таяние снежного покрова в условиях неустойчивого режима летних температур (заморозки могут иметь место в любом летнем месяце) растягивается надолго. В течение всего лета сохраняются довольно крупные снежники, которые нередко не успевают стаять до осени и остаются в виде перелетков до следующего года. Площадь их измеряется десятками и сотнями квадратных метров, мощность доходит до 2—5 м.

Большая часть снежников располагается в углублениях рельефа на северо-восточных, восточных и северных склонах, что обусловлено как ветровой аккумуляцией в зимний период, так и меньшей величиной прямой солнечной радиации на склонах этих экспозиций в период снеготаяния (весной и летом). Граница снежников на северо-восточных и восточных склонах располагается значительно ниже (в августе 1947 г. она располагалась, например, на высоте 2700 м), чем на юго-западных и западных (2900 м). Широкое распространение снежников в условиях высокогорья с большими колебаниями температуры и частыми переходами ее через 0° создает условия для развития процессов нивации, которые являются здесь ведущими экзогенными процессами.

Специфика рельефа Гегамского нагорья, а именно — наличие свежих форм вулканического рельефа, обуславливает наличие своеобразных типов снежников, а также позволяет выявить характер их воздействия на вулканический рельеф.

Распространение снежников тесно связано с морфологическими особенностями территории. Условия рельефа способствуют сохранению снежников, которые, в свою очередь, оказывают определенное воздействие на рельеф, изменяя и расширяя занимаемые углубления вследствие развития процессов морозного выветривания и выноса материала тальми водами. Таким образом, снежники активно изменяют облик территории, действуя как геоморфологический фактор.

В результате сочетания различных форм вулканического рельефа и разнообразных условий, способствовавших сохранению снежников в районе Гегамского нагорья, можно наблюдать ряд типов снежников, которые различаются как по морфологии, так и по характеру их взаимодействия с подстилающей поверхностью. Нередко действие снежного покрова сочетается с действием других экзогенных факторов (напр. водной эрозии).

Снежники Гегамского нагорья можно разделить на три группы, выделив в пределах каждой из них несколько морфологических типов.

I. Снежники, пассивно приспособляющиеся к неровностям вулканического рельефа. Занимаемые снежниками углубления вулканического рельефа мало изменены под их воздействием и сравнительно медленно изменяются в настоящее время, что в основном связано со свойствами подстилающей поверхности. Эта группа снежников распространена преимущественно в северном районе. К этой группе относятся следующие три морфологических типа снежников.

1. Кратерные снежники, занимающие углубления кратеров шлаковых вулканов. Очевидно, аккумуляция снега при образовании кратерных снежников происходит в значительной мере за счет перевевания его с внешних склонов вулканических конусов. Об этом свидетельствует довольно большая мощность снежников, которая не может быть создана только за счет выпадения снега.

Морфология этих снежников в течение лета быстро изменяется. Наиболее интенсивное таяние происходит в нижней части снежников, что объясняется сильным дневным нагреванием котловины кратера. Вследствие этого уменьшение площади снежников в основном сопровождается передвижением вверх их нижней границы. В результате к концу лета снежник имеет вид узкой полосы, протягивающейся в горизонтальном направлении вдоль северо-восточного склона кратера, в его верхней части. Длина снежника составляет несколько десятков метров (30—40 м), ширина — всего 1,5—2 м.

Кратерные снежники чрезвычайно слабо воздействуют на подстилающую поверхность, что объясняется быстрым просачиванием талой воды через скопления пористых шлаков. Легко разрушающийся и дающий большое количество обломков шлаковый материал быстро заполняет небольшие углубления, созданные нивальным выносом, и восстанавливает крутизну склона, характерную для кратерной воронки (20—25°). В результате почти все шлаковые конусы северного района имеют прекрасно сохранившийся кратер. Очень длительное воздействие снежников все же ведет к разрушению кратера, о чем свидетельствуют встречающиеся у большинства шлаковых вершин понижения края кратера в юго-западной и южной частях (северо-восточный и северный склоны кратерной воронки), а также разрушение кратера шлаковых вершин, созданных в более ранние эпохи проявления вулканизма (раннечетвертичная вершина Богу-Даг).

2. Снежные пятна, расположенные в углублениях рельефа среди вулканических бугров и гряд в пределах слабо наклонной поверхности гребневой зоны. Обычно они тают к концу лета и образуют небольшие озера. Благодаря небольшим уклонам в местах их распространения продукты разрушения, образовавшиеся в результате подснежного морозного выветривания, остаются на месте. Вследствие увеличения массы обломочного материала, играющего защитную роль, интенсивность механического разрушения пород постепенно уменьшается.

Наличие пропитанного водой рыхлого мелкозема, залегающего на слабо наклонной поверхности, способствует развитию солифлюкционных процессов (ведущих к образованию пятнистого микрорельефа и каменных многоугольников).

3. Снежники, занимающие углубления на склонах вершин и других вулканических форм рельефа, возникновение которых обусловлено первичными неровностями поверхности. Эти снежники разнообразны по форме и размерам. При длительном воздействии на подстилающую поверхность они могут значительно расширять и изменить занимаемые углубления. Наиболее активно процесс подснежного выветривания протекает в скальных породах, наличие же шлакового материала сильно тормозит его.

II. Снежники, занимающие углубления вулканического рельефа, значительно измененные под воздействием снежников, встречаются на территории гребневой зоны всего нагорья. Степень изменения вулканических форм различна в зависимости от свойств подстилающей поверхности (главным образом от литологии) и длительности воздействия снежника. Эта группа снежников также может быть подразделена на три морфологических типа.

1. Снежники, которые помещаются в нивальных ложбинах, расчленяющих в нижней части склоны некоторых шлаковых вершин (фиг. 2). Образование нивальных ложбин в шлаковом материале, очевидно, возможно только в том случае, когда андезито-базальтовое основание шлаковой вершины залегает близко от поверхности, вследствие чего талые воды снеж-

ника не просачиваются вглубь, а выносят шлаковый материал, изменяя морфологию склонов вершины. Значительное скопление снега у подножья вершины обусловлено ветровой аккумуляцией.

Длина этих снежников достигает 40—60 м. В начальные периоды таяния все снежники сливаются в нижней части в большое снежное поле, полукругом опоясывающее подножье шлаковой вершины.



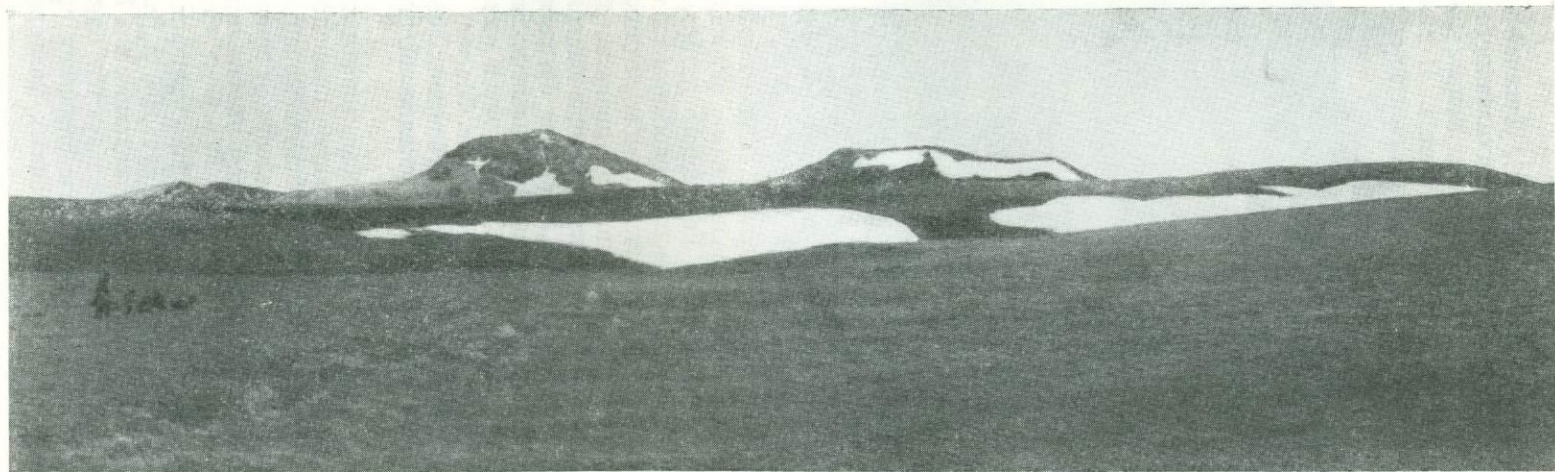
Фиг. 2. Снежники, расположенные в нивальных ложбинах, расчлениющих склоны шлаковой вершины

2. Снежники, расположенные у подножья вулканических уступов, нередко образующие снежные поля (фиг. 3). При частичном или полном их стаивании на освобожденной от снега поверхности остаются каменные россыпи, состоящие из крупных базальтовых и андезито-базальтовых глыб, тогда как мелкий обломочный материал, образовавшийся в результате морозного выветривания, выносится тальми водами снежников.

3. Снежники, занимающие широкие плоские углубления нивальных каров (фиг. 4). Как правило, нивальные кары врезаны в плотные вулканические породы (андезиты и андезито-базальты) и развиваются под действием нивации из различных углублений вулканического рельефа. В основном нивальные кары образуются за счет скопления снега под обрывами крутых подветренных участков склонов долин и у вулканических уступов.

В результате разрушения коренных пород под действием снежника размеры нивального кара увеличиваются. Быстрый вынос обломочного материала вследствие большой крутизны склона способствует особенно быстрому разрушению нижней части нивального кара, где располагается регенерированный снежник, и увеличению высоты его задней стенки. Этот процесс происходит до тех пор, пока дно нивального кара не опустится до уровня местного базиса денудации, после чего рост нивальной формы по вертикали прекращается. В результате размеры нивального кара нередко не соответствуют величине расположенного в нем снежника.

В крупных нивальных карах, ширина которых нередко достигает 150—200 м, а высота задней стенки 50—60 м, к концу зимы накапливаются значительные массы снега, главным образом за счет перевевания с широкой слабо наклонной поверхностью гребневой зоны нагорья. Обычно талые воды этих снежников питают небольшие ручейки. К концу лета основная масса снега тает, сохранившиеся небольшие снежники располагаются го-



Фиг. 3. Снежные поля у подножья вулканического уступа. На заднем плане вулканические вершины со снежниками на склонах

ризонгально, протягиваясь узкой (4—5 м), длинной (до 100—120 м) полосой вдоль верхней части обрыва, ограничивающего впадину нивального кара. Ниже крутой склон кара покрыт мелкоземом и изборожден ложбинками, промытыми талой водой снежника. В нижней части кара располагаются каменные россыпи из скатившихся со склонов обломков.



Фиг. 4. Нивальный кар со снежным карнизом в верхней части

III. Снежники, расположенные в углублениях, образованных за счет изменения вулканического рельефа различными экзогенными агентами, встречаются только в южном районе Гегамского нагорья. Эти снежники подразделяются на следующие четыре морфологических типа.

1. Снежники, располагающиеся в углублениях ледниковых каров, врезанных в склоны липаритовых вершин. Как правило, эти снежники не заполняют кар целиком, а занимают его нижнюю часть. Солифлюкционный материал, заполняющий дно кара, образует бугристую поверхность.

2. Снежники, занимающие тальвеги эрозийных долин и ложбин, вытянутые вниз по линии тальвегов. К концу лета они распадаются на несколько изолированных снежных пятен (фиг. 5).

3. Снежники, располагающиеся в углублениях солифлюкционного рельефа, являющиеся остатками крупных скоплений снега в верховьях некоторых долин.

4. Снежники, располагающиеся у подножья моренных уступов. Вынос моренного мелкозема тальми водами снежников приводит к образованию каменных россыпей у подножья крутых склонов морен оседания.

По-видимому, закономерности распределения снежников различных типов подчеркивают геоморфологические особенности отдельных районов Гегамского нагорья.

В северном районе наиболее широко распространены снежники, приуроченные к углублениям вулканического рельефа, в различной степени измененным под воздействием снежников (снежники I и II групп). В южном районе широким распространением пользуются снежники, залегающие в углублениях, сильно измененных под влиянием снежника или же созданных под воздействием других экзогенных факторов (снежники II и III групп).

К числу снежников, обладающих наибольшими запасами воды, относятся снежники и снежные поля, залегающие у подножья вулканических уступов и в нивальных краях (II группа). Их талые воды являются ос-



Фиг. 5. Снежники в тальвегах (1), в эрозионных углублениях на склонах долин (2) и у подножья вулканических уступов (3)

новными источниками влаги, питающими немногочисленные небольшие ручейки, сбегаящие со склонов Гегамского нагорья. Ряд постоянных водотоков питается водами снежников, залегающих в верховьях долин и в ледниковых карах (III группа).

Талые воды снежников, расположенных у подножья и в кратерных воронках шлаковых вершин, быстро просачиваются вглубь, вследствие чего не используются в высокогорной зоне Гегамского нагорья.

ЛИТЕРАТУРА

- Боч С. Г. Снежники и снежная эрозия в северных частях Урала. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1946, т. 78, вып. 2.
- Думитрашко Н. В. Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце. «Тр. Ин-та географии», т. 47 (Матер. по геоморфол. и палеогр. СССР, вып. 4). М.—Л., Изд-во, АН СССР, 1950.
- Нефедьева Е. А. Агмаганское вулканическое нагорье. Там же, 1950.
- Николаев Н. Г. и Орлов Г. И. Снеговой покров в бассейне озера Севан. «Матер. по исслед. оз. Севан и его бассейна», ч. 3, вып. 3. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. «Тр. Ин-та географии», т. 40. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Солнцев В. А. Снежники как геоморфологический фактор. М., 1949.
- Толмачев И. П. Геологическая поездка в Кузнецкий Алатау летом 1902 г. «Изв. Русск. геогр. об-ва», 1903, т. 39, вып. 4.
- Шульц В. Л. Таяние снежников (на примере района Б. Чимгана), Ташкент, 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Н. В. Думитрашко. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении	5
Н. М. Казакова. Геоморфологическое районирование бассейна озера Севан.	43
Б. А. Будагов. Геоморфологическое районирование северного склона Юго-Восточного Кавказа.	76
Д. А. Лилиенберг. Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа (преимущественно южного склона).	86
Б. А. Будагов. Об оползнях северного склона Юго-Восточного Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР)	119
Е. А. Нефедьева. Типы снежников вулканических районов (на примере Гегамского нагорья)	132

Материалы по геоморфологии Азербайджана и Армении

Вып. 18

Вопросы геоморфологии Азербайджана и Армении

Труды Института географии, т. 74

*Утверждено к печати Институтом географии
Академии наук СССР*

Редактор издательства *В. С. Вольнская*

Технический редактор *И. Н. Гусева*

Корректор *В. А. Бобров*

РИСО АН СССР № 40-29В. Т-00262. Издат. № 2210. Тип. заказ № 1760. Подп. к печ. 5/II 1958 г.
Формат бум. 70×108^{1/16}. Печ. л. 8,75=11,99. Уч.-изд. л. 11,6. 3 вклейки, 0,5 уч.-изд. л. Тираж 1500
Цена 8 р. 35 к.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Подсосенский пер., д. 21
2-я тип. Издательства Академии наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
6—7	Вкл., 1 сн.	грядовлавовые платв	грядовые и лавовые плато
29	16 св.	г.	р.
32	4 сн.	Биченак	Биченаг
38	10 св.	уклонами	склонами

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР
КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»**

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ:

Микроклиматические и климатические исследования Прикаспийской низменности. (Институт географии. Институт леса). 1953. 168 стр. Ц. 9 р. 50 к.

Труды Института географии:

Том XLII. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 1. 1948. 202 стр. с илл. Ц. 12 р. 80 к.

Том XLIII. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 2. 1949. 151 стр. с илл., 3 вкл. Ц. 8 р.

Том XLVII. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 4. 1950. 138 стр. с илл. Ц. 10 р. 40 к.

Том L. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 5. Работы по спорово-пыльцевому анализу. 1951. 199 стр. с илл. Ц. 10 р. 40 к.

Том LI. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 6. 1952. 298 стр. Ц. 18 р. 20 к.

Том LII. Материалы по геоморфологии и палеогеографии. Вып. 7. Работы по спорово-пыльцевому анализу. 1952. 196 стр. с илл., 11 табл. Ц. 12 р. 40 к.

Том LVI. Работы Тяньшанской физико-географической станции. Вып. 3. 1953. 233 стр. с илл. Ц. 14 р. 80 к.

Том LVII. Вопросы географии капиталистических стран. 1. Расхищение природных ресурсов. 1953. 142 стр. Ц. 8 р. 50 к.

Том LVIII. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. 10. 1953. 279 стр. Ц. 16 р. 60 к.

Том LIX. Вопросы географии стран Народной демократии. I. 1954. 199 стр. Ц. 11 р. 75 к.

КНИГИ ПРОДАЮТСЯ В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 6; Ленинград, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Горяиновский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. К. Маркса, 29; Баку, ул. Джапаридзе, 13.

Иногородним заказчикам книги высылаются по почте наложенным платежом.

Заказы направлять в Контору «Академкнига», Москва, ул. Куйбышева, 8, а также в ближайший из указанных магазинов.

18979

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page]