

11-169/2
3
ISSN 0002-3124

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫ
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ХƏБƏРЛƏР ИЗВЕСТИЯ

Ј Е Р Е Л М Л Ə Р И

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

3 • 1983

Представляемые в редакцию материалы должны удовлетворять следующим требованиям:

1. Объем статьи не должен превышать 10 стр., включая таблицы, библиографию (не более 20 источников) и рисунки (не более 4 шт.), резюме на английском и азербайджанском языках.

Текст статьи следует печатать на белой бумаге через два интервала, на одной стороне листа стандартного размера, с полями с левой стороны шириной 3—4 см (не более 28 строк на странице, по 58—60 знаков в строке).

Статьи, напечатанные на портативной машинке, не принимаются.

2. Тщательно должна быть проверена правильность написания географических и геологических названий и терминов.

3. Графические рисунки должны быть выполнены тушью на кальке, фотографии — на глянцевой бумаге. Все обозначения на рисунках должны быть написаны четко, аккуратно. На обороте рисунка карандашом указываются фамилия автора, название статьи и номер рисунка.

4. Подписи к рисункам следует представить в двух экземплярах, напечатанные через два интервала.

5. Математические и химические формулы должны быть написаны четко. При этом следует избегать громоздких обозначений. Индексы и степени необходимо отмечать карандашом дугами снизу или сверху, соответственно: A^1 , B^2 и т. д.

Греческие буквы надо обводить красным карандашом (в кружок). Буквы готического шрифта и рукописные использовать не рекомендуется. Необходимо четко обозначать прописные (заглавные) и строчные буквы латинского алфавита, имеющие сходное начертание (Сс; Кк; Рр и т. д.), букву I и римскую единицу.

Прописные буквы карандашом подчеркиваются двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Не следует употреблять знаки \odot , \otimes , \oplus , \square , \square , \diamond , π , \times , ϕ , ϵ ввиду отсутствия их в местных типографиях.

В обозначениях единиц необходимо придерживаться международной системы единиц СИ.

6. Статьи на русском и азербайджанском языках должны иметь резюме соответственно на азербайджанском и русском языках, а также на английском.

7. В конце рукописи обязательно следует указать адрес и номер телефона автора.

Ответственный секретарь
РИСО ОНЗ АН Азерб. ССР

Джалалов Г. И.

Х Ə Б Ə Р Л Ə Р И И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

★

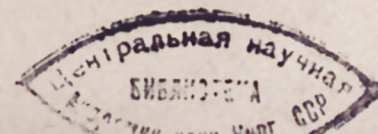
СЕРИЯ НА

Писать разборчиво

3

Азерб. ССР

«ЕЛМ» НƏШРИЈАТЫ—ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЕЛМ»
БАҚЫ—БАКУ



УДК 551.435.6

Б. А. БУДАГОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОПОЛЗНЕЙ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Из обзора опубликованных работ по оползням Азербайджанской ССР видно, что несмотря на значительный материал по отдельным оползневым районам ученые не пришли к единому мнению по вопросам их типизации. Значительный материал, собранный за последние 30 лет, а также литературные источники дали нам возможность произвести генетическую типизацию оползней республики.

В качестве типизационных материалов мы использовали таблицу генетических типов оползней, составленную Г. С. Золотаревым (1963), а также классификацию Давида Дж. Варнса (1981).

В своей генетической классификации Г. С. Золотарев выделил шесть генетических типов оползней. К первому типу он относит оползни выдавливания, в том числе и блоковые оползни, ко второму оползни соскальзывания, включающие консеквентные оползни. Примером последних являются консеквентные оползни в апшеронских песчаниках и глинах на склоне Мингечаурского водохранилища. Третий тип оползней охватывает деляпсивные оползни, куда входят оползневые потоки и оплывины. Четвертый тип оползней состоит из выплывания и суффозии. Оползни в коре выветривания изверженных и метаморфических пород отнесены им к пятому типу. Шестой тип охватывает оползни сложных и переходных типов и подразделяется на три подтипа: сложный оползень, оползень-обвал и осов в песчаном аллювии. На территории Азербайджанской ССР не наблюдались оползни четвертого и пятого типов, а также осовы в песчаном аллювии, которые приурочены к территориям, где имеются песчаные пласты на поверхности земли и благоприятные условия для их образования.

Одним из ценных источников генетической классификации оползней по типам, подтипам и более мелким рангам является таблица движения склонов-оползней в статье Давида Дж. Варнса (1981, стр. 32—85). Он в своей классификации выделил 6 типов оползней: обвалы и опрокидывания, оползни скольжения (А — с вращением, Б — консеквентные), оползни выдавливания, оползни-потоки (А — в скальных породах, Б — в грунтах), сложные оползни. В основу типизации Варнса положен комплекс факторов: характер и скорость движения оползней, условия их возникновения, типы пород (скальные и грунты) и т. д. Им составлено более 35 схем, блок-диаграмм, профилей различных оползней, что значительно облегчает работу исследователя при генетической типизации применительно к условиям любой оползневой территории вообще, Азербайджанской в частности. При типизации оползней Азербайджанской ССР мы придерживались классификации Давида Дж. Варнса (1981).

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: М. Т. Абасов (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Р. Н. Абдуллаев, Г. А. Алиев, А. А. Али-заде, Ак. А. Али-заде, Б. А. Будагов, М. П. Гули-заде, Г. И. Джалалов (ответственный секретарь), К. Н. Джалилов, Т. А. Исмаил-заде, Ш. Н. Мамедов, Ш. Ф. Мехтиев, А. Д. Султанов, Э. М. Шекинский, Э. Ш. Шихалибейли (зам. главного редактора), Э. М. Шихлинский (зам. главного редактора).

© Издательство «Элм», 1983 г.

Адрес: г. Баку, Коммунистическая, 10. Редакция «Известий Академии наук Азербайджанской ССР (серия наук о Земле)».

Ниже мы даем характеристику трех типов оползней: оползни скольжения, оползни деляпсивные (оползневые потоки и сплывы) и оползни сложных и переходных типов.

Оползни скольжения — Давид Дж. Варнс, характеризуя в таблице оползни типа скольжения, пишет: «Движение (происходит) в виде сдвига по одной или нескольким поверхностям в пределах относительно тонкой зоны, которую можно наблюдать или достаточно обоснованно предполагать». Он оползни скольжения делит на два подтипа: **А** — с вращением и **Б** — консеквентные.

Оползни скольжения с вращением. В них «движение вызывается силами вращения вокруг точки, расположенной выше центра тяжести блока. Поверхность смещения вверху вогнутая» (там же).

В условиях горного рельефа Азербайджанской ССР мы только в одном случае встретили в природе оползни скальных пород с вращением.

На нижней части правого склона долины р. Мухахчай к северу, северо-востоку от с. Карагай имеются оползни скальных пород (рис. 1).

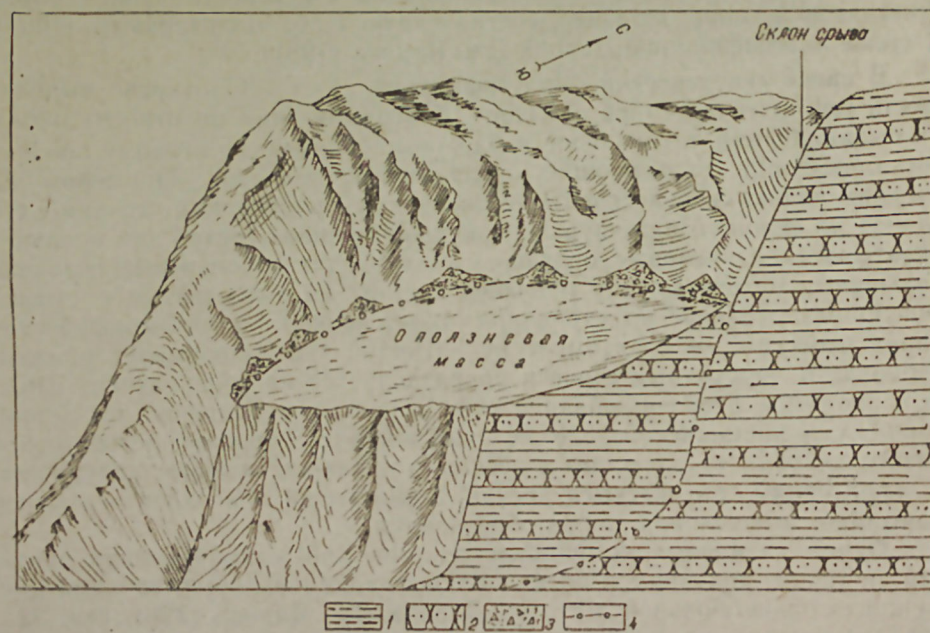


Рис. 1. Оползни в скальных породах с вращением (правый склон долины р. Мухахчай у с. Гаргай):

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаные известняки и песчаники; 3 — осыпи, преимущественно суглинисто-щебнистые; 4 — полоса трещин отрыва. (По Б. А. Будагову).

Крупный блок в виде единого массива был смещен с верхней части склона, где образовал обширное дно оползневой цирка. Поверхность оползня скальных пород слабо наклонная к югу, по краям оползневой блока имеются крутые, местами переработанные эрозией и денудацией склоны. В его пограничной зоне с востока, севера и запада протягивается единая трещина, хорошо выраженная на поверхности

рельефа. Так как зона соприкосновения оползневой блока с подошвой склона срыва окаймлена соединившимися друг с другом осыпями, трещина очередного смещения наглядно в рельефе не наблюдается. Следует отметить, что трещина смещения по краям оползневой блока в виде полосы шириной от десяти сантиметров до метра разорвала дерновую часть почвенно-растительного покрова. Внимательно осмотрев в 1964 г. южную обрывистую часть оползня в скальных породах, мы заметных трещин не обнаружили. Следовательно, происходило очередное медленное смещение всего блока оползня. Время образования оползня в этих скальных породах не известно местным жителям, но движения, происходившие в теле оползневой блока, подмечались ими. Этот оползневой блок со временем может угрожать населенному пункту Гаргай.

Но, как правильно заметил Давид Дж. Варнс, движения в таких оползнях скольжения происходят от очень медленного до умеренного.

На территории Азербайджанской ССР нашли свое широкое распространение и консеквентные оползни. Молодость современного рельефа (олигоцен-голоцен), интенсивность новейших тектонических движений, высокая сейсмичность (до десяти баллов) и высокая энергия рельефа, наличие тектонических нарушений различного генезиса и возраста, благоприятные климатические условия и другие факторы — все это способствует более интенсивному протеканию оползней вообще, консеквентных в частности. Судя по схеме типов склоновых движений Давида Дж. Варнса (1981), консеквентные оползни по условиям движения делятся на две части. В первом случае они обусловлены «движениями, проходящими в основном на более или менее плоской или слегка волнистой поверхности», а во втором случае «движение часто обусловлено структурным контактом ослабления» (там же).

На южном склоне Большого Кавказа тектонические структуры сильно осложнены благодаря интенсивному складкообразованию, сжатию отдельных тектонических структур в мелкие складки, раздроблению их трещинами различного генезиса и различной градации и т. д. Но несмотря на это, отдельные тектонические структуры в современном рельефе выражены относительно четко.

В период среднемасштабной геоморфологической съемки, проведенной нами в пределах южного склона Большого Кавказа, установлена асимметрия в крутизне склонов долин притоков основных рек: у правых притоков крутые левые склоны, а у левых притоков — правые склоны. Заметим, что правые притоки протекают с северо-запада на юго-восток, а левые — с юго-востока на северо-запад. Нами были показаны причины асимметрии склонов, связанные с движением блоковых оползней скальных пород, развитых в отдельных структурах мегантиклинория южного склона Большого Кавказа (Б. А. Будагов, 1969). Указанные притоки рек, врезаясь в структуры, крылья которых падают в северном, в северо-восточном направлениях, подрезают пласты, падающие в сторону русла рек, благодаря чему и образуются вышеназванные блоковые оползни в скальных породах.

Аналогичные оползни, образованные в скальных породах (консеквентные), развиты на обоих склонах Юго-Восточного Кавказа и на Малом Кавказе. Оползни соскальзывания развиты на склонах при-

брежной полосы Мингечаурского водохранилища благодаря подмыву отдельных пластов коренных пород, сложенных апшеронскими песчаниками и глинами (М. А. Абасов, 1960).

Давид Дж. Варнс (1981, рис. 2, 1, стр. 36), ссылаясь на А. К. Бека, выделяет вторую часть консеквентных оползней, движение которых часто обусловлено «наличием структурно ослабленных поверхностей, таких, как тектонические разрывы и трещины, напластование, и изменениями в сопротивлении сдвигу различных слоев осадочных пород или на контакте прочных коренных и рыхлых пород».

Мы впервые в условиях южного склона Большого Кавказа между бассейнами р. Мазымчай и Курмухчай вдоль водоразделов южных отрогов Главного Кавказского хребта и на их склонах обнаружили гравитационно-неотектонические трещины, живущие и в наши дни. Живые (современные) гравитационно-тектонические трещины зачастую вложены перпендикулярно простиранию горных пород (водоразделы южных отрогов Главного Кавказского хребта в междуречье Катехчай-Мухахчай), а местами они соответствуют общему простиранию коренных пород.

Гравитационно-тектонические трещины, пересекающие перпендикулярно наиболее мощные коренные породы, способствуют раздроблению, а следовательно и вовлечению их в большом объеме в склоновые процессы вообще, оползни в частности. По этой же причине на склонах бассейнов р. Мазымчай, Белоканчай, Катехчай, Талачай, Мухахчай, Курмухчай и некоторых других восточных рек происходят оползни и другие гравитационно-денудационные процессы, а также и резко активизируется эрозионная деятельность блоковых притоков и оврагов. Все они активно подпитывают сели твердыми материалами, что усиливает их разрушительную силу. На разрыхленных склоновых отложениях, особенно в их нижних частях, образуются вторичные оползни.

Блоковые оползни в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах развиты в бассейне р. Нахичеванчай, Ленкоранчай и др. Одним из наглядных примеров оползней блокового типа является район Батабатской группы озер (верховья р. Нахичеванчай). В истоке и в среднем течении р. Нахичеванчай развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения палеогена. Эти отложения с включениями хорошо окатанных валунов особенно широко развиты на склонах долин верхних притоков рек в районе Биченакского перевала. Подрезание под склонами долин двух верхних притоков способствовало сползанию их нижней части, благодаря чему русла рек, резко суживаясь, приняли характер оврагообразных долин. Постепенное сползание снизу, а также обилие атмосферных осадков и грунтовых вод вызвали мощные оползни. Видимая мощность этих отложений достигает 25—30 м. От крупного сползания в средней части склонов, особенно в полосе озера Батабат, образовалась крупная террасовая ступень — оползневая терраса с обширной поверхностью. В тыловой — пониженной части «на террасовых» ступнях образовались ванны Батабатской группы. Медленное сползание склоновых отложений происходит благодаря гравитационному давлению с юго-востока на юго-запад. Это нашло свое отражение в появлении серии трещин в лобовой уступовой части верхней террасовой ступени и в образовании оврагов. Несмотря на интенсивную эрозию русла р. Биченак, о чем свидетельствует увеличение степени мутности реки, оно остается резко суженным.

Самая высокая оползневая терраса расположена на стыке горного леса и субальпийских лугов. Имеются выходы грунтовых вод в виде родников. Поэтому поверхность оползня широко используется в организации летнего отдыха населения г. Нахичевани. Следует отметить, что нецелесообразно на террасе динамического оползня проводить фундаментальное строительство филиала Шемахинской обсерватории АН Азербайджанской ССР, так как территория этих построек со временем будет сползать. Динамичность склоновых процессов вообще, оползней в частности, обусловлена наличием озера Батабат и ряда мелких озер, воды которых, постоянно подпитывая оползневые массы, создают условия для дальнейшего их оживления. Оползни в вулканогенно-осадочных отложениях развиты в бассейнах правых притоков р. Нахичеванчай-Джахричай, расположенных в низкогорье аридного ландшафта и в бассейне р. Кюкю, в среднегорном поясе в районе горно-степного ландшафта.

Оползни бассейна р. Кюкю крайне динамичны. Они расположены между абсолютными высотами 1600—3000 м. Максимальная глубина вреза в районе с. Кюкю достигает 600 м. За последние десять лет в районе с. Зырнел (Зарнил) дважды произошли оползни. Ванну озера Ганлыгель составляет оползневая трещина, имеющая овальную форму в плане, которую ранее ошибочно принимали за экзарационную (кар) ледниковую форму рельефа.

Необходимо подчеркнуть, что вулканогенно-осадочные отложения бассейна р. Нахичеванчай обладают более повышенной степенью просачиваемости поверхностных и грунтовых вод. Это свойство после их сползания вдвое увеличивается. Поэтому в них резко уменьшается сцепление грунтов, что резко активизирует вторичное разжижение в оползневом теле. Это вызывает частые оползни в районах указанных притоков бассейна р. Нахичеванчай.

Современные оползневые движения в вулканогенных породах в определенной степени имеют сложный характер. На Юго-Восточном Кавказе, на склонах речных долин с выходами на дневную поверхность преимущественно глинистых, глинисто-песчаных коренных пород, местами покрытых склоновыми отложениями, распространены оползни скольжения. Известно, что эрозионная деятельность горных рек в глубинном и в блоковом направлениях приводит к крупным скольжениям склонов, интенсивность которых зависит от крутизны склонов, наличия выходов грунтовых вод, степени просачиваемости атмосферных осадков и т. д.

До смещения поверхности склонов по внешним контурам будущих соскальзывающих отложений появляются четко заметные трещины. Эти трещины предопределяют дальнейшее сползание отложений, ускоряя просачивание поверхностных вод и атмосферных осадков. В таком случае достаточно увеличения количества атмосферных осадков даже в один сезон, а также и подземные толчки, чтобы завершился тот процесс, который был заранее подготовлен. Оползневые материалы смещаются по склонам долин рек, загромождая их русла (временные земляные плотины или запруживание русла сбоку конусами выноса притоков и т. д.).

Оползни скольжения довольно широко распространены на склонах долин р. Гирдыманчай, Ахсу, в среднем течении р. Пирсагат, в верхнем

течении р. Сумгаит и на всех склонах долин рек северного склона Юго-Восточного Кавказа. Ранее оползни типа скольжения назывались нами и Д. А. Лилиенбергом площадными оползнями.

Оползни деляпсивные — оползни-потоки в пределах Азербайджана встречаются часто. Их протяженность редко где достигает 800—1000 м, поэтому они не переходят в оползни сложных типов. Встречаются они во всех ярусах рельефа (в высокогорьях, среднегорьях, в низкогорьях и предгорьях). В высокогорьях деляпсивные оползни образовались на юго-восточном подножье скалистого обрыва г. Шахдаг (левый склон долины р. Шахнабадчай — исток р. Кусарчай).

Головная часть Шахдюзинского оползня-потока расположена на 2800 м абсолютной высоты, а конечность языка — на высоте 2600 м. Этот оползень-поток формировался из мощных склоновых отложений высокогорий, состоящих из материалов осыпей, частично россыпей, подпитываемых с юго-восточной оконечности плато Шахдаг, а также выветривающимися скалистыми обрывами южной экспозиции, сложенными мощными доломитизированными известняками верхней юры и нижнего мела. Тело Шахдюзинского оползня-потока в виде узкой полосы протягивается в восточном направлении, а язык его достигает до русла р. Шахнабадчай. Со временем, когда оползание приняло большой масштаб, язык оползня преградил перпендикулярно русло реки, благодаря чему образовались временные озера. После прорыва часть языка оползня-потока осталась на правом берегу реки. В составе тела оползня-потока были и отдельные камни объемом около 6—7 м³, которые в свое время были приняты за ледниковые валуны. После дополнительных полевых маршрутов и использования аэрофотоснимков мы признали, что эти отложения принадлежат оползню-потоку, а не являются конечной мореной Шахдюзинской стадии средневерхнечетвертичного оледенения (Будагов, 1977). Поверхность тела Шахдюзинского оползня-потока является бугристой, нижняя и средняя части его местами заросли альпийскими лугами, а в верхней части материалы оползня-потока являются свежими, поэтому часто оползают. Мощность оползающих отложений в головной части оползня достигает 6—8 м и более.

Возраст Шахдюзинского оползня-потока является верхнечетвертичным, так как он врезан в среднечетвертичные речные террасы.

Шахюрдский оползень-поток формировался в теле верхнечетвертичных моренных отложений, сохранившихся на поверхности восточной части Шахюрдской ступени Шахдагского плато. Этот оползень охватил моренные отложения мощностью до 10—12 м. Он образовался в восточной оконечности морен, в сползание вовлекались и средняя ее часть. Длина оползня-потока не более 80—100 м. Наклон ложа Шахдюзинского оползня-потока, сложенного массивными известняками, небольшой, поэтому движение в теле оползня-потока происходит медленно. Ложе тела оползня составляют доломитизированные известняки поздней юры и раннего мела.

Морена, вовлеченная в оползание, отнесена нами к верхнечетвертичной стадии последнего оледенения. По существу моренные отложения Шахдюзинские являются памятниками природы, и оползание этой морены будет равносильно стиранию следов одной из стадий среднечетвертичного оледенения Юго-Восточного Кавказа. Моренные отложения оползня-потока состоят из щебнисто-суглинистых и пылеватых мате-

риалов пологого склона. В них имеются отдельные валуны небольшого объема. Все материалы моренно-оползневого потока состоят из переработанных известняковых отложений поздней юры и раннего мела.

Обводнение отложений оползней-потоков (моренных) происходит только за счет атмосферных осадков — талых и дождевых вод. Причем первые из них на данной территории преобладают, так как абсолютная высота расположения моренных отложений составляет 3600 м.

При дешифрировании аэрофотоснимков южного склона г. Гуфан, на абсолютной высоте 3800 м, на северном борту кара (исток р. Дамирапаранчай) обнаружены два оползня-потока с дугообразно-бугристыми поверхностями и заметным следом давления сверху. По всей вероятности, в перемещении моренных и щебнисто-суглинистых склоновых отложений определенное участие принимала и солифлюкция. Видимая мощность отложения не превышает 10—15 м. Выпуклость центральной осевой части тела оползня-потока, чешуйчатое строение его поверхности и протяженность порядка более 12—130 м говорит в пользу Туфанских оползней-потоков. Оползни-потоки наблюдались нами и на дне Хурджунларского кара (исток р. Дамарчин — бассейн р. Кишчай) на абсолютной высоте 2500—2600 м. Бугристая поверхность Хурджунларского оползня-потока создает резкую волнистость на его теле. Отдельные бугры, сложенные преимущественно из щебнисто-суглинистых и глыбово-щебенчатых отложений, возвышаются до 17—18 м с крутыми склонами в лобовой части. Тело оползня сползает по отложениям, сложенным песчаниками и сланцами раннего мела (рис. 2).

Как видно из вышеизложенного фактического материала, зеркало скольжения оползней-потоков (деляпсивных), в одних случаях составляли верхнеюрские сланцы и песчаники (оползни-потоки Шахдюзинские, Гуфан, Хурджунлар), а в других раннемеловые массивные известняки (Шахюрдский оползень-поток).

Оползни-потоки деляпсивные имеют широкое распространение в среднегорьях. Они распространены вокруг скалистого основания крупных блоковых поднятий, бронированных известняками (плато Будуг, Тирджан, Килитдаг, Дюбрар, Тахтаяйлаг, Чухурюрт и т. д.).

К северу от Будугского плато в истоковой части р. Ахчай расположен оползень-поток. Северная бровковая часть известнякового массива сложена нижнемеловыми терригенными и карбонатными отложениями. Под известняками лежат верхнеюрские отложения, которые разрушаются гораздо быстрее, чем меловые известняки. Поэтому под выступами известняков на несколько метров отсутствуют подстилающие отложения. Благодаря этому, а также наличию первичных и вторичных трещин в известняках происходят обрушение и обваливание их глыбовой массы. Последние, смешиваясь с более вязкими оползневыми отложениями, оползают вниз по склону.

На бровке известнякового обрыва сохранилась меньшая половина (южная) горизонтальной пещеры Кулахана (Будагов, 1957). Северная часть пещеры обрушивалась вместе с массой известняков указанной части склона. Бровка оползневого срыва находится на высоте 1800 м, а дно оползня амфитеатра на абсолютной высоте 1600 м. Оползневая масса состоит из глинистых пород, включающих в себя щебнистые отложения, а также из крупных известняковых отторженцев. Эти ополз-

ни-потоки, образованные в пределах субальпийских лугов, приурочены к зоне Казмакрызского надвига.

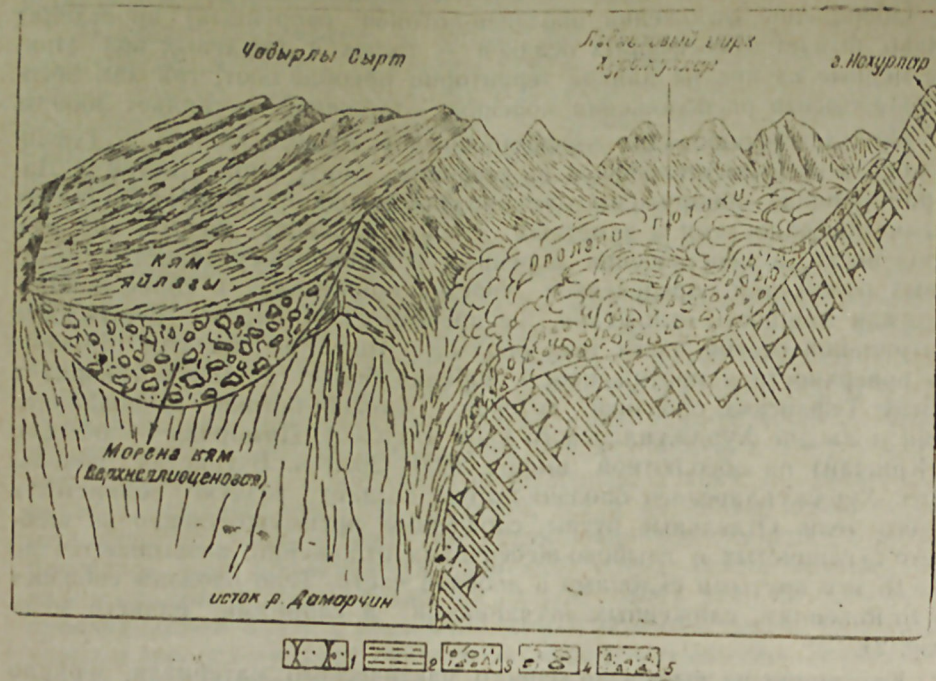


Рис. 2. Оползни — потоки в ледниковом цирке Хурджулар (бассейна р. Кишчай): 1 — песчаники, известковые песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — оползневые преимущественно щебнистые и каменные накопления; 4 — верхнеплиоценовые морены, мощностью до 100 м на дне обезголовленной древней долины; 5 — осыпи, преимущественно щебнистые. (По Б. А. Будагову).

Одним из характерных оползней делянсивного типа является Нохурларский оползень-поток, который образовался на северной присводовой части Тенги-Бешбармагского антиклинория. Этот оползень-поток расположен на дне обширной гравитационно-денудационной котловины. Одним из основных факторов разжижения глинистых и песчаных материалов верхнего мела являются обильные выходы грунтовых вод, а также атмосферные осадки, среднегодовое количество которых составляет около 600—700 мм. Разжиженная грязевая масса с включением отдельных щебней и известняков у языка создает дугообразную оконечность со слабовыраженным уступом.

Оползнями-потоками делянсивного типа являются Пирбейли и к северу от него Тахтаялаг.

В низкогорном и предгорном поясах оползней-потоки делянсивного типа имеют широкое распространение. Они образуются, главным образом, на морских терригенных, карбонатно-терригенных, континентально-аллювиальных отложениях неогена, палеогена и верхнего мела. В основном они охватывают склоновые оползней-потоки в среднем течении р. Пирсагат, в верхнем течении р. Козлучай, Чикилчай, в бассейне р.

Атачай, Дианчичай, Ахчай и др. Морфологически они имеют такие же продольные профили, как предыдущие оползней-потоки.

Мы наблюдали оползень-поток протяженностью до 2000 м на брекчиевых грязевого вулкана, расположенного к юго-западу от поселка Хурдалан. Мощность брекчиевых материалов, охваченных оползень-потоком, составляла не более 5—6 м. Относительная высота между началом оползня и затуханием его достигала 80—90 м.

Оползней-потоки, образованные во внешних частях аридных низкогорий и предгорий, или закреплены или действуют только их верхние незначительные части в амфитеатрах.

В 1967 г. мы были свидетелями одного явления природы, которое мы назвали «сель без дождя» (Будагов, 1968), представляющий по условиям своего образования и прохождения оползней разжижения.

На левом склоне долины р. Курмухчай, к востоку от центральной части с. Илису, имеется небольшой суходол. Истоки его расположены на абсолютной высоте 1600 м, а устье на высоте 1280 м. Конус выноса суходола расположен на 24-метровой аккумулятивной террасе реки. В последние 20 лет наблюдается его интенсивное наращивание вследствие вырубки леса, кустарников и бессистемного выпаса скота, хотя окрестности с. Илису самими жителями были объявлены заповедником.

Выносы суходола угрожают жилым домам селения. В связи с этим на его конусе выноса посажен молодой лес, местные жители ведут борьбу против поступления в село водно-грязевых потоков и разжиженных оползней, возникающих внезапно. Рыхлые отложения в виде селей и разжиженных оползней выносятся со склонов гор, в основном, через овраг, образованный в 1957 г. на поверхности молодого конуса выноса суходола. По этому суходолу проходят оползней разжижения, сформировавшиеся, как бы в условиях естественной лаборатории. Подобное весьма редкое явление в природе нами в условиях южного склона Главного Кавказского хребта наблюдалось впервые.

Первый сель после ливневого дождя прошел по оврагу р. Илису в начале июня 1963 г., вынесший громадное количество рыхлого материала, накопленного в его бассейне. Второй сель по этому же оврагу прошел 7 июля 1963 г. Накануне шел дождь, который иногда носил характер кратковременного ливня. Во второй половине дня дождь шел непрерывно, в результате чего подготовленные рыхлые отложения со склонов оврага Илису (около школы) переместились в русло, сорвавшись с бровки обрыва, расположенного в верховье оврага, они с грохотом двигались по его дну, переваливая через стену на дорогу. Эти отложения на дороге имели длину до 200 м, ширину 10 м, мощность в среднем 1,5 м состояли из галечников щебня и глины, находящихся в состоянии густой массы. Поток оползней разжижения двигался отдельными валами по дну оврага по неопределенному руслу, часто блуждал.

Дождь, шедший 7 июля и ночью с 7 на 8 июля, прекратился только в 10 ч. дня. Спустя 11 ч. после дождя, т. е. в 21 ч. обрыва с грохотом обвалились грязевые потоки. Через 5 мин. произошел повторный обвал густых грязево-щебнистых и галечниковых отложений. Он двигался по оврагу в виде густой массы. Оползень разжижения произошел за счет насыщения аллювиальных-делювиальных отложений дождями, прошедшими за сутки до этого. Увеличению влаги в древних эрозионно-аккумулятивных и склоновых отложениях способствовала также пасмурная погода с частыми туманами, возникшими после дож-

дя. Все это создало благоприятные условия для оползания склоновых отложений в русло оврага и дальнейшего их движения благодаря высокой энергии рельефа.

Оплывины. В Азербайджанской ССР оплывины имеют почти повсеместное распространение. Как известно из литературных источников, оплывины имеют небольшой размер — в несколько сот квадратных метров и затрагивают склоновые отложения мощностью 1—2 м. Помимо среднегорья республики, они ярко выражены в пределах аридных низкогорий и предгорий, которые сложены конгломератами, песчаниками, глинами, галечниками (Кусарская наклонная равнина, Джейранчель-Аджиноурские предгорья, предгорные наклонные равнины Малого Кавказа, Приараксинские наклонные равнины и т. д.), морскими карбонатно-терригенными и континентальными аллювиальными отложениями (Кобыстан, возвышенные полосы Джейранчеля, некоторые наклонные равнины Нах. АССР и др.).

На них формировались аллювиально-пролювиальные, пролювиальные, делювиальные отложения, которые при благоприятных климатических условиях в том или ином участке приходят в движения в виде оплывин. Состав их зависит от отложений, на которых они формировались. Например, в Кобыстане они имеют преимущественно глинистый состав на Аджиноурском, Джейранчельском предгорьях — глинисто-галечниковый и т. д. Как правило, следы оплывин на подошвах слабокрутых склонов, гряд, возвышенностей, куэстов сохраняются длительное время. А в аридных районах бугристость поверхности оплывневых масс сравнительно сглаживается.

Нам думается, что солифлюкации в конечном итоге напоминают оползни деляпсивного типа. Известно, что они образуются на поверхности склонов с небольшой крутизной и двигаются по ним медленно. Процесс завершения движения в солифлюкациях носит не внезапный характер, а во времени длителен. Однако наблюдается скольжение маломощных слоев на поверхности склонов под действием гравитационно-денудационных процессов при содействии влаги (талые, грунтовые, дождевые воды) и суточной смены температуры. Солифлюкационные явления хорошо выражены на плато Кызылкая (3200—3400 м). Развитые здесь отдельные бугорки, покрытые низкорослой растительностью и задернованно-торфянистой почвой, межбугорковые жилистые понижения, лишенные растительности с рассыпанными многоугольными камешками, создают особый ландшафт на поверхности плато.

Оползни сложных и переходных типов. По определению Давида Дж. Варнса (1981, стр. 36), «многие оползни являются сложными, хотя в определенных их частях или в какое-то время преобладает один механизм движения».

Сложные оползни и оползни переходных типов, по данным Г. С. Золотарева (1963), делятся на три подтипа: а) сложный оползень, б) оползень-обвал и в) осов в песчаном аллювии. В условиях Азербайджана осов в песчаном аллювии пока что не наблюдался, но первые два типа имеют широкое распространение.

Сложный оползень-поток. В пределах Азербайджанской ССР оползень-поток главным образом развит в условиях рельефа Юго-Восточного Кавказа. Общее количество сложных оползней-потоков достигает нескольких десятков. Самыми характерными и более ярко выраженными

ми в современном рельефе являются Атучский, Ерфинский (бассейн р. Вельвеличай), Халаджский, Бахшилинский (бассейн р. Атачай), Химранский, Агишгынский (бассейн р. Гирдыманчай), Гюнчальский (бассейн р. Гильгильчай), Нуранский (бассейн р. Ахсу). Они называются сложными, в первую очередь, потому, что верхние их части относятся к оползням выдавливания, а нижние переходят в оползень-поток (Б. А. Будагов, 1957; Б. А. Будагов, Н. Ш. Ширинов, 1958; Б. А. Будагов, А. А. Микаилов, 1966; Н. К. Керемов, 1959 и др.).

Вообще некоторые исследователи оползней, в том числе Г. С. Золотарев (1964) и Давид Дж. Варнс (1981), в сложных оползнях-потоках выделяют верхнюю-головную и нижнюю части. Исходя из фактических материалов в рельефе этих типов оползней можно выделить три основных участка: оползневой амфитеатр, транзитную полосу, конусы выноса или языковую часть (рис. 3).

Оползневой амфитеатр расположен в скальных породах и имеет котловинообразную форму, открытую только в сторону выхода оползневых материалов.

Между бровкой и основанием слоев коренных пород расположен основной уступ, или стена отрыва. На верхней части коренных пород, ниже бровки скальных отложений, протягивается верхняя часть стены отрыва. Между бровкой и основанием коренных пород, зачастую затронутую местами сетью трещин, могут быть отдельные уступы в ранее оползавшихся коренных породах, разделенных невысокими уступами.

Головная часть оползня расположена на подошве основной стены, где происходят срывы. Ниже раздробленных и разрыхленных пород расположено дно амфитеатра, которое заполнено оползневой массой, состоящей из крупных скальных пород (главным образом из известняков, частично песчаников, песчаных известняков), щебня и глинистой массы. На них образуются отдельные (временные) формы рельефа, которые состоят из глыб, земляных столбов, каменных блоков, уступов, трещин, понижений в тыльной части крупных блоков отторженцев, зачастую занятых временными озерами и прудами. При малейшем смещении оползневых масс накопленные на дне амфитеатра воды озер полностью просачиваются в тело оползня. Озера на дне амфитеатра постоянно подпитывают оползни, что способствует увеличению объема грунтовых вод, а также ускорению процессов вторичного смещения расположенных там оползневых отложений, причем движение последних возобновляется после того, как на стене срыва происходит очередной обвал-оползень. Обрушившиеся отложения мощных коренных пород приводят во вторичное движение большие оползневые массы. В зависимости от этого и определяется общий объем оползневой массы. От основного уступа отрыва к бокам относительная высота стен амфитеатров постепенно понижается. Они также пересечены трещинами, посредством которых оползни, расположенные на дне амфитеатра, подпитываются дополнительным материалом. Абсолютная высота верхней части бровки уступа отрыва Атучского оползневой потока достигает 1795 м, а относительная высота основного уступа, или стены отрыва, составляет 80—100 м. Высота уступов отрыва доходит до 200—300 м. Длина Атучского оползневой потока составляет 1,5 км.

Необходимо подчеркнуть, что не все оползни-потоки сложных оползней имеют четко выраженные, в виде полузамкнутых котловин,

амфитеатры, как это наблюдается в головных частях оползне-потоков Ерфи, Гюнчал и др. В различных частях их амфитеатров, выше головных частей оползневого тела имеются расчлененные скалистые обрывы. Их обрушения и подпитывают аналогичные оползни. Следовательно, оползни-потоки сложного типа характеризуются полузамкнутой и открытой формами амфитеатров.

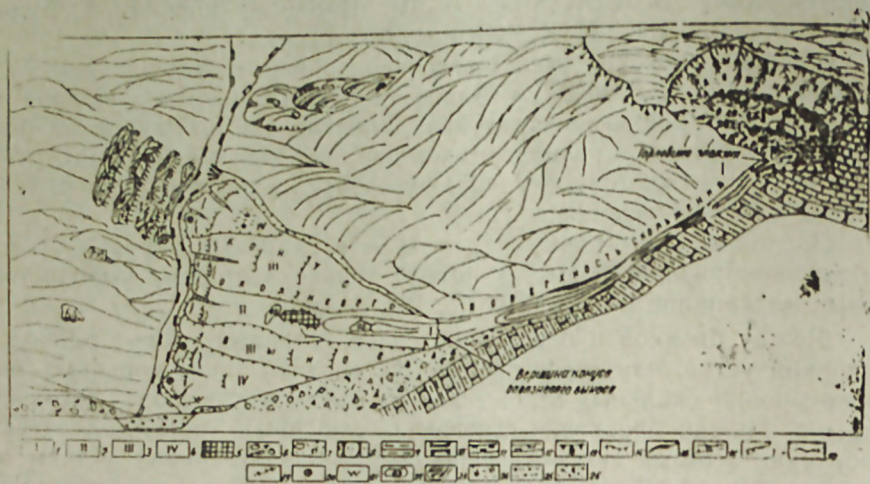


Рис. 3. Идеализированная схема сложного оползня:
 1— свежие оползни-потоки; 2— новые оползни-потоки; 3— молодые оползни-потоки; 4— ранние оползни-потоки; 5— останцы в древних оползневых отложениях; 6— отложения оползней на дне оползневого амфитеатра; 7— оползневые отложения в теле конуса оползневого выноса; 8— песчаники; 9— глинистые сланцы и глины; 10— грязепады; 11— ущелье, образованное сложными оползнями обоих склонов; 12— ящикообразные долины; 13— гравитационно-денудационные уступы в известняках; 14— уступы в оползневых отложениях; 15— боковые валы оползня-потока; 16— овраги, вложенные в краевые части конусов оползневых выносов; 17— овраги, вложенные в трещины напора; 18— трещины напора; 19— гравитационные трещины в коренных породах; 20— глинистые карсты; 21— бедленды; 22— озера; 23— конусы овражного выноса; 24— заболоченные участки; 25— озерно-аллювиальные отложения; 26— аллювиальные отложения. (По Б. А. Будагову).

Оползание большого объема масс относительно чаще происходит в полузамкнутых амфитеатрах, чем в открытых, где грунтовые, особенно поверхностные, стоки не задерживаются. По этой же причине основное тело оползней-потоков ряда сложных оползней неподвижно. Их затвердевшие потоки расчленяются, эродированы как основными реками, так и боковыми оврагами.

На языковой части и прилегающих к ней участках ряда оползней-потоков сложного строения образовались бедленды, глинистый карст и овраги, что свидетельствует об относительном покое этих оползней-потоков, за исключением их амфитеатров, где в той или иной степени заметно их движение.

Если в районе амфитеатра ряда сложных оползней-потоков, судя по данным последних 40—50 лет, происходят оползания периодически раз в 8—11 лет (оползни Нуран, Химран, Атуч, Халандж и др.), то в других (Гюнчал, Ерфи и др.) они наблюдаются реже, пока не в установленные интервалы времени.

Вторую часть оползня-потока составляет транзитная полоса, или зона скольжения, которая протягивается от выхода оползня-потока из амфитеатра до вершинной части конуса выноса или же до верхнего основания языковой части оползня-потока. При выходе из амфитеатра на участке горловины имеются выступы коренных пород, которые называются грязепадами. Между грязепадами и вершинной частью оползня-потока расположена транзитная полоса, по которой периодически оползает основная масса оползня, которая на ее поверхности почти не задерживается. Но на транзитной полосе ряда оползней-потоков из-за малого уклона поверхности скольжения накапливаются оползневые отложения, которые со временем подвергаются оползанию (оползни-потоки Ерфи, Гюнчал, Нуран и др.). Расстояние между горловиной амфитеатра и верхней частью языка колеблется от 3 км (Атучский оползень-поток) до 11 км (Гюнчалский оползень-поток). Степень разгруженности оползней-потоков, прежде всего, зависит от степени удаленности базиса оползня, обуславливающей скорость движения оползающих масс. На поверхности скольжения сохраняются следы выпаживания, а также гладкая поверхность при глинистой смазке. По обоим склонам транзитной полосы протягиваются валы, остатки различных оползневых масс, образовавшихся при движении по бокам оползневых тел. Если общий объем выносимых оползневых материалов больше объема предыдущего оползня, то в оползание вовлекаются склоновые валы. Но если масса оползня меньше предыдущего, то параллельно с ним (уже во внутренней зоне) возникает очередной боковой вал. На склонах транзитной полосы Атучского оползня количество их доходит до трех с относительной высотой от 2—3 м на бортах наиболее крутых участков до 4—5 м на более пологих.

Конусы выноса оползней-потоков образуются в районе аккумуляции оползневых масс. Четко выраженные конусы выноса имеют Атучский, Ерфинский, Химранский, Агишгынский и другие оползни-потоки. Но у некоторых оползней-потоков языки образованы в оползневых отложениях (Гюнчалский, Халанджский, Бахишлинский оползни-потоки и др.).

Конусы оползней-потоков пересечены как радиальными, так и дугообразными трещинами от нескольких сантиметров до одного метра и более. Если первые образуются от давления тыловой, т. е. вершинной части конуса оползней-потоков, то поперечные в виде дуг возникают от подрезания их краевых (внешних) частей, доходящих до русел рек. На поверхности конусов оползней-потоков образуются дугообразные полосы на краевых частях валов, небольшие понижения в тыловой части грязевых валов, занятых заболоченными участками и озерками. Как правило, конусы или языки оползней-потоков отодвигают русла рек к противоположному берегу, где происходит подмывание склонов и образование дополнительных оползней оползней-обвалов. В период поступления большего объема оползневой массы на конус или язык потока русло реки подпружинивается, вследствие чего образуются временные озера, пруды, как это неоднократно наблюдалось в ряде участков долины р. Гирдыманчай и ее боковых притоков (участки Хамра, Мюдры, Автоснаб, Варна и др.). Такие озера образовались выше языковой или конусовой части Атучского, Ерфинского, Халанджского и других оползней-потоков, о чем свидетельствуют озерные от-

ложения, наблюдаемые в поймах рек на надпойменных и низких речных террасах.

Форма конусов оползней-потоков зависит от степени расширенности или суженности дна речных долин. Как правило, вниз по течению конусы оползней-потоков расширяются и занимают большие площади. Так, например, общая протяженность конуса Атучского оползней-потока вдоль долины р. Вельвеличай составляет 1,5 км, Ерфинского (по долине р. Бабачай) 5 км, Химранского (по долине р. Гирдыманчай) 3,5 км и т. д.

Видимая мощность оползней-потоков достигает 15—20 м. На вершинную часть конусов оползней-потоков постоянно поступают свежие оползневые материалы небольшого объема.

Оползни-потоки, берущие свое начало с правого и с левого склонов долины р. Халадж (правый приток р. Атачай), сливаясь в русле реки, двигаются ниже по течению. Выше оползней-потока создается относительный базис эрозии, где происходит разгрузка селей от грубообломочных отложений. Из-за маловодности реки не в состоянии полностью размывать поступающие боковые массы оползней-потоков (Будагов, Ширинов, 1958).

Бахшилинский оползень-поток при поступлении с правого борта в русло р. Атачай мощным потоком двигался вниз по течению, на расстоянии до 11 км. Мощность оползней-потока в русле р. Атачай составляет не менее 10—12 м.

В аридных предгорьях и среднегорьях развиты оползни-потоки, которые по масштабам образования, частоте движения, объему выносимых материалов сильно отстают от оползней-потоков семиаридных и особенно гумидных областей. Оползни-потоки аридных гор по периодичности действия почти полностью зависят от обводнения.

Кстати, Р. М. Никитин и И. Ф. Фиделли (1978) пишут: «в настоящее время большинство исследователей рассматривает подземные воды, как важный, а часто главный акт нарушения устойчивости склонов и откосов (Емельянова, 1972; Золотарев и др. 1969; Петрова-Ясюнас, 1970; Петрухина, 1968, 1976; Рогозина, Маслов, 1969; Хазин, 1968 и др.). Вместе с тем, вопрос еще недостаточно разработан, в особенности для горно-складчатых областей» (стр. 29). Они на примере обводненности Юго-Западного Тянь-Шаня доказывают, что в горном Таджикистане преобладающая часть типов и подтипов оползней «формируется в элювиальных, делювиальных, обвальном-осыпных образованиях, залегающих на склонах горных массивов» (там же, стр. 30).

На основании полевых исследований и стационарных наблюдений, а также с учетом ряда важнейших особенностей природных условий (резко выраженная континентальность и аридность климата, глубокая эрозионная расчлененность; высотная поясность; преобладание трещинного типа фильтрационной среды массивов горных пород; широкое развитие и сложный характер залегания склоновых отложений и элювиальных образований различного возраста и т. д.) мы пришли к выводу, что обводнение склонов является важной причиной оползневого образования. Судя по данным, собранным нами в период полевых исследований в аридных районах Юго-Восточного Кавказа, оползни вообще, оползни-потоки в частности, оживляются за счет инфильтрационно-фильтрационного типа обводнения. Подземные воды играют второстепенную роль, так как выходы их в аридной зоне резко сокра-

щаются. Оползни-потоки аридных гор оживляются при выпадении обильных атмосферных осадков. Поэтому верхняя амфитеаторная часть оползней-потока аридных гор действует периодически — в период увеличения среднегорных атмосферных осадков в 1,5—2 раза. На теле оползней-потоков вообще, в их нижней (висячей или языковой) оконечности в частности, формируются глинистый карст и бедленд. Это является доказательством того, что оползни-потоки в средней, особенно нижней частях находятся в состоянии покоя.

Оползень-обвал. Как известно, на территории Азербайджана широко распространены юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые известняки, причем зачастую массивного типа, известняковые песчаники, скалистые породы, как интрузивного, так и эффузивного типа, которые почти везде бронируют современный рельеф. Благодаря этому образовались такие крупные массивы и обширные плато, как Шахдагский, Кызылкаинский, Будугский, Гирдагский, Килитдагский, Тахта-ййлагский и др. на Большом Кавказе; Карабахское вулканическое нагорье, Ордубадский плутон и т. д. на Малом Кавказе. Во многих районах распространения твердых горных пород, выступающих в современном рельефе в виде скалистых вершин, скалистых водоразделов, склонов и т. д. или бронирующих его подстилающими породами являются относительно легко разрушаемые или легко эродируемые отложения (глины, глинистые песчаники, сланцы, вулканогенно-осадочные образования и т. д.). Активизация современных эрозионно-денудационных процессов, интенсивность денудации вообще, физического выветривания в частности, способствуют подмыву подстилающих скалистых пород, что облегчает их обваливание при благоприятных рельефообразующих условиях (постоянное действие гравитационных сил, активность современных тектонических движений, интенсивная сейсмичность и т. д.). Поэтому оползни-обвалы на территории Азербайджанской ССР распространены очень широко, особенно в современном рельефе высокогорного поясов, где сейсмичность и энергия его очень высокие.

Как было сказано выше, в условиях современного рельефа Азербайджанской ССР имеются обширные реальные условия для происхождения и распространения оползней-обвалов. Не затрагивая причины образования оползней-обвалов, как одного из типов сложных оползней, нами охарактеризованы в основном два оползней-обвала — Кызылкаинский и Кяпазский.

Кызылкаинский оползень-обвал. Кызылкаинское плато занимающее часть Бокового хребта, расположено между долинами р. Кусарчай и Кудиялчай. Поверхность плато составляет (по самым высоким бровкам) 37 км². Мощные доломитизированные известняки сложены нижнемеловыми терригенными, карбонатными отложениями. На его нижней части имеются и верхнемеловые отложения, подстилающими породами которых являются верхнеюрские терригенные и карбонатные отложения. Видимая мощность известняковых толщ на западном склоне Кызылкаинского плато составляет 600—700 м, на северном склоне 600—650 м, а на южном 500—550 м. На западе и востоке склоны этого плато образуют борта каньонов участков долин р. Кусарчай и Кудиялчай. Крутизна склонов, выработанных в известняках, как правило, превышает 40—45°.

Оползни-обвалы широко распространены на всех склонах Кызылкаинского плато. Отложения оползней-обвалов на западном и восточ-

ном склонах из-за большой крутизны (50—60° и более) обрушиваются соответственно в русла р. Кусарчай и Кудиалчай, что сильно суживает их. Отложения оползней-обвалов хорошо сохранились на южном, особенно на юго-восточном, частично на северном бортах плато.

Оползень-обвальные отложения на юго-восточном подножье Кызылкаинского плато состоят из глыбово-суглинистых, глыбово-щебнистых склоновых отложений с включениями крупных глыб. На северном склоне Кызылкаинского плато оползень-обвальные отложения имеют небольшую мощность. Но отдельные обрушивавшиеся скальные глыбы, двигаясь по склону, достигли поверхности аккумулятивных террас правого склона долины р. Кусарчай и даже ее русла. Объем отдельных известняковых скал, глыб в долине р. Кусарчай достигает 10—12 м³.

Один из крупных оползень-обвалов произошел на северном склоне г. Кяпаз и прилегающих к нему территориях.

Согласно сведению Низами Гянджеви, в 1139 г. произошло сильное землетрясение, в результате которого мощный оползень-обвал обрушил значительную часть северного склона г. Кяпаз и другие скалистые склоны, а также склоновые отложения, подготовленные к очередному оползанию. Мощные оползней-обвалы обрушили на центральную часть склона оползневые массы, которые покрыли склоны, прилегающие с юга к озеру Гейгель.

Оползней-обвалы произошли и на склонах долины реки Ахсу в районе современной плотины озера Гейгель. Мощные оползней-обвалы, охватившие оба склона долины реки, обрушили оползневые массы, которые сомкнулись и благодаря внезапным ударам колоссальной силы создали мощную плотину в долине р. Ахсу.

Из вышеизложенного видно, что на территории Азербайджанской ССР оползней имеют широкое распространение и наносят большой ущерб народному хозяйству вообще, сельскому хозяйству в частности. Они имеют весьма сложное строение и многочисленные генетические типы, для изучения которых необходимо проведение в дальнейшем детальных исследований и стационарных наблюдений.

Литература

1. Абасов М. А. Геоморфология береговой полосы Мингечаурского водохранилища. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол.-геогр., 1960, № 4.
2. Будагов Б. А. Геоморфология северного склона Юго-Восточного Кавказа. Тр. Ин-та географии АН Азерб. ССР, т. VII, 1957.
3. Будагов Б. А. Современное и древнее оледенение азербайджанской части Большого Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», 1965, № 5.
4. Будагов Б. А. Сель без дождя. «ДАН Азерб. ССР», 1968, № 1.
5. Будагов Б. А. Геоморфология южного склона Большого Кавказа. «Элм», 1969, с. 176.
6. Будагов Б. А. К вопросу о четвертичном оледенении Юго-Восточного Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», 1977, № 2, т. 33.
7. Будагов Б. А., Михайлов А. А. Оползней южного склона Юго-Восточного Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1966, № 2.
8. Будагов Б. А., Широин Н. Ш. Оползневые явления бассейна р. Атачай. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол.-географ., 1958, № 5.
9. Давид Дж. Варнс. Движение склонов, типы и процессы, В кн. Оползней, исследование и укрепление. «Мир», 1981, с. 32—85.
10. Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Недра», 1972, с. 310.
11. Золотарев Г. С. Генетические типы оползней, их развитие и изучение. Мат-лы совещ. по изуч. оползней. Киев, 1964.

12. Золотарев Г. С. и др. Инженерно-геологическое изучение обвалов и других гравитационных явлений. МГУ, 1969, с. 107—139.

13. Керемов Н. К. Об оползнях южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана. «Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова», 1959, № 6.

14. Никитин Р. М., Фиделли И. Ф. Закономерности обводнения горных оползневых склонов (на примере Юго-Западного Тянь-Шаня), «Склоновые процессы», вып. 3. Изд-во МГУ, 1978, с. 124.

15. Петрухина И. А. Пределы изменения прочности лесовых пород оползневых склонов Узбекистана. В сб.: Гидрогеология и инженерная геология аридных зон СССР, вып. 12, 1968.

16. Будагов Б. А. Расположение оползней территории Азерб. ССР по степени интенсивности их проявления. Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, Баку, 1982, № 6, с. 63—71.

17. Будагов Б. А. История исследования и вопросы классификации оползней Азербайджанской ССР. Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, Баку, 1983, № 2, с. 3—16.

Б. Э. Будагов

АЗЭРБАЙЖАН ССР-и СҮРҮШМЭЛЭРИНИН КЕНЕТИК ТИПИ

Азербайжан ССР эразиси үчүн илк дэфә оларак сүрүшмэлэрин кенетик типни верилдир. Сүрүшмэлэрин кенетик типинин биринчиси зүжүлмә характерли сүрүшмәдир. Зүжүлмә сүрүшмә кенетик типинә фырланан зүжүлмә вә зүжүлмә консенвент сүрүшмэлэри дахилдир. Икинчи кенетик типә блоквары сүрүшмэлэр, үчүнчүжә исә делјапсив сүрүшмэлэр дахилдир. Делјапсив сүрүшмэлэрә ахын сүрүшмә вә чујуг сүрүшмә дахилдир.

Азербайжан ССР эразисиндә јаранмыш һәр бир кенетик типә дахил олан сүрүшмәнин сәчијјәси верилмишдир.

B. A. Budagov

GENETIC TYPES OF LANDSLIDES IN THE AZERBAIJAN SSR

In the conditions of the territory of Azerbaijan the following genetic types of landslides are given for the first time: sliding landslide (sliding landslide with rotation; consequent sliding landslide) and block landslide, delapsive landslide (landslide-flows and flows). Typical landslide is given for each genetic types and subtypes developed in the territory of republic. They are characterized in detail.

После создания Мингечаурского водохранилища баланс наносов должен составляться с учетом отдельных его компонентов. Расчет речных наносов (R_n) питающих водохранилища рек произведен следующим образом. Сток наносов р. Куры с 1950 г. изучается у водомерного поста Хулуф (40500 км²). Фактические данные по 1981 г., т. е. за 32 года наблюдений, позволяют с достаточной точностью вычислить бытовой средний многолетний годовой расход взвешенных наносов (табл. 1).

Таблица 1

Средние месячные и средние годовые расходы взвешенных наносов (R , кг/с), воды (Q , м³/с) и мутность (ρ , г/м³) р. Куры у поста Хулуф за период 1950—1981 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
R	22,7	52,4	179	1586	1838	1100	364	122	83,5	105	59,6	35,1	462
ρ	146	158	229	593	692	472	231	127	139	167	164	155	273
Q	156	332	782	2674	2636	2330	1576	961	601	629	363	233	1192

Бытовой средний многолетний годовой расход взвешенных наносов у с. Хулуф равен 462 кг/с, или 14,6 млн т., а средняя годовая мутность 1692 г/м³.

С учетом объема влекомых наносов в размере 10% от стока взвешенных наносов суммарный сток наносов у водопоста Хулуф составит 508 кг/с, или 16,0 млн т.

Замыкающим створом формирования стока р. Куры у хвоста Мингечаурского водохранилища является район бывшего с. Самух с площадью водосбора 45600 км². Прирост площади на этом участке составляет 5100 км². Никаких фактических наблюдений над стоком наносов на этом участке не производилось. Для определения величины этого прироста стока наносов мы считаем возможным исходить из величины модуля годового стока наносов у поста Хулуф, который равен 360 т/км². При этом весьма реальном допущении объем стока взвешенных наносов для площади 5100 км² составит 1,84 млн т, или 58,2 кг/с.

Таким образом, годовой объем стока взвешенных наносов при впадении р. Куры в Мингечаурское водохранилище составит 520 кг/с, или 16,4 млн т. Средняя годовая мутность здесь равна 1750 г/м³. С учетом объема стока влекомых наносов в размере 10% суммарный сток наносов, поступающий в водохранилище, будет 572 кг/с, или 18,0 млн т в год.

Сток наносов р. Алазани с 1950 г. изучается у водомерного поста, на 1,7 км ниже устья р. Агричай (11600 км²). Общая площадь р. Алазань равна 11800 км². Фактические данные по 1981 г. позволяют с достаточной точностью вычислить бытовой средний многолетний годовой расход взвешенных наносов р. Алазань (табл. 2).

Бытовой средний многолетний годовой расход взвешенных наносов р. Алазань на 1,7 км ниже устья р. Агричай равен 239 кг/с, или 7,54 млн т. Средний годовой модуль эрозии равен 650 т/км².

До устья р. Алазань прирост площади водосбора составляет лишь 200 км². Исходя из модуля стока взвешенных наносов, приращение расхода взвешенных наносов здесь составляет 4,12 кг/с. Таким образом, средний годовой расход взвешенных наносов в устье р. Алазань равен 243, а с учетом влекомых наносов — 267 кг/с, или 8,4 млн т. Средняя годовая мутность в устье р. Алазань — 2292 г/м³.

Таблица 2

Средние месячные и средние годовые расходы взвешенных наносов (R , кг/с) воды (Q , м³/с) и мутность (ρ , г/м³) р. Алазань на 1,7 км и ниже устья р. Агричай за период 1950—1981 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
R	16,8	24,1	70,2	355	554	798	404	197	224	163	40,6	20,9	239
Q	68,2	71,4	95,7	163	192	175	115	69,9	83,1	93,3	81,0	74,7	106
ρ	246	338	734	2178	2885	4560	3513	2818	2696	1747	501	180	2255

Сток наносов р. Иори в связи с отводом значительной части стока воды в Самгорское водохранилище и использованием реки на орошение в настоящее время может быть определен лишь ориентировочно. Фактические измерения расхода наносов у водомерного поста Кесаман (пл. 4270 км²) за 1977—1979 гг. показывают, что его средняя годовая величина за этот период равна 1,81 кг/с, а за период 1948—1954 гг., т. е. до отвода воды в Самгорское водохранилище, он у водомерного поста Юсуфлу (пл. 4550 км²) составлял 70,9 кг/с. Вполне очевидно, что с 1954 г. сток наносов р. Иори может быть вычислен лишь по данным водопоста Кесаман (табл. 3).

Таблица 3

Средние месячные и средние годовые расходы взвешенных наносов (R , кг/с), воды (Q , м³/с) и мутность (ρ , г/м³) р. Иори у с. Кесаман за период 1977—1980 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
R	1,21	0,54	0,70	3,17	2,25	6,00	2,55	1,86	2,18	0,82	0,29	0,18	1,81
Q	5,28	5,98	6,20	7,85	6,82	9,30	5,35	4,22	6,18	6,80	4,38	4,80	6,10
ρ	229	90	113	404	330	645	477	441	353	121	66	38	297

Площадь водосбора р. Иори равна 4650 км². Участок ниже с. Кесаман площадью 380 км² не охвачен учетом стока наносов. Величина этого стока определена, исходя из величины среднего годового модуля эрозии до водопоста Юсуфлу, равного 490 т/км². Величина приращения расхода взвешенных наносов для этого участка составляет 5,9 кг/с. Общий расход взвешенных наносов в устье р. Иори составляет 7,7 кг/с. С учетом влекомых наносов в размере 0,8 кг/с суммарный расход наносов в устье будет 8,5 кг/с, или 0,3 млн т.

Таким образом, годовое поступление речных наносов в Мингечаурское водохранилище (R_p) за счет Куры, Алазани и Иори округленно равно 848 кг/с, или 26,74 млн т.

Смыв с поверхностей местного водосбора находится в тесной зависимости от характера слагающих склоны пород, крутизны и изрезанности склонов, количества и характера выпадающих атмосферных осадков.

Сооружения Мингечаурского гидроузла расположены в пересечении р. Курой хребта Боздаг, где оба берега высоко поднимаются над рекой, а ширина долины сужается до 1 км. Длина Мингечаурского сужения имеет протяженность около 1,5 км. Правый склон чрезвычайно изрезан большими и малыми оврагами, изобилует карстовыми воронками. Самый большой овраг здесь тянется в направлении простирания пластов, под острым углом к водохранилищу. Выше большого оврага на расстоянии около 500 м прибрежный склон сравнительно мало изрезан. Имея крутизну 30—45°, склон поднимается до гребня с отметкой до 430 м. Выше этого участка по направлению к хвосту водохранилища характер изрезанности склона сохраняется. Он здесь в нижней части интенсивно подмывается водой. Таким образом, на значительном протяжении правый склон осложнен многочисленными оврагами, карстовыми воронками и оползнями.

На левом берегу крутые склоны коренных пород отделены от водохранилища поясом террас шириной около 500 м, и он изрезан короткими и глубокими оврагами. Карстовые явления здесь также сильно выражены.

Вся прилегающая к водохранилищу местность в геолого-литологическом отношении сложена глинисто-песчаными породами апшеронского и акчагыльского возраста, смятыми в складки общекавказского простирания.

Смыв с поверхности склонов практически не изучен. Отдельные попытки определения их количества по выносам оврагов мало убедительны. В связи с этим в настоящее время объем этого выноса может быть установлен ориентировочно косвенными методами.

Величину поступающих в водохранилище наносов за счет смыва поверхности склонов местного водосбора (R_c) мы сочли обоснованным определить, исходя из среднего годового модуля эрозии.

Модуль смыва со склонов местного водосбора установлен по аналогии с территорией Кобыстана. Учитывая, что склоны местного водосбора водохранилища значительно больше изрезаны овражно-балочной сетью и оголены, модуль эрозии для всей площади местного водосбора (1250 км²) принят 450 т/км².

Исходя из этих показателей, объем годового смыва со склонов водохранилища составит 562,5 тыс. т, или 17,8 кг/с.

Поступления отложений вследствие разрушения берегов подробно исследовались Институтом географии АН Азербайджанской ССР в 1965—1967 и 1970—1974 гг. Обобщение полученных результатов как на отдельных частях, так и в целом для водохранилища приведены в работе Ш. Б. Халилова (1979).

Стационарные наблюдения над разрушением берегов, проведенные на других водохранилищах СССР, показывают, что в зависимости от литологии пород, высоты берега, глубинного режима водоемов и расположения участков (с точки зрения подхода и длины разгона волны) на различных частях одного и того же водохранилища разрушение берегов происходит с различной интенсивностью. В Мингечаурском водохранилище это явление выражено более резко так как, кроме интенсив-

ной абразии на некоторых участках, как было отмечено выше, наблюдаются оползни, обвалы и карстовые процессы.

Для берегов Мингечаурского водохранилища характерны следующие особенности: а) большая мощность легкоразмываемых глинистых и песчаных отложений; большая амплитуда колебания уровня, что поддерживает образование прибрежной отмели, а на некоторых участках она вообще не намечается, в) на сильно расчлененных берегах и склонах водохранилища происходят оползневые, обвальные, овражные и псевдокарстовые процессы.

В результате воздействия указанных причин разрушение берегов водохранилища носит относительно активный характер. Наиболее сильно разрушаемые участки берегов примыкают к плотине. Общая длина высоких абразионных берегов составляет 104 км, а фактически разрушаемая — 82,5 км (Ш. Б. Халилов, 1979).

Наблюдения показывают, что активная переработка берегов происходит при штормовых ветрах, когда уровень воды превышает 80 м. При меньшем уровне происходит лишь переработка подводного склона. За период существования водохранилища высокие абразионные берега на отдельных участках отступили на 150—250 м.

Ветро-волновое течение и колебание уровня воды оказывают большое влияние и на формирование прибрежных отмелей. При понижении уровня воды ранее отложившиеся продукты размыва берегов подвергаются волновому воздействию и течением уносятся вглубь водохранилища. Поэтому формирование прибрежной отмели происходит очень медленно.

Колебание уровня воды оказывает существенное влияние и на формирование аккумулятивных берегов в устьевых участках рек Куры, Алазани и Иори, где осаждаются их наносы.

В настоящее время толщина донных отложений в Куринском и Алазанском заливах достигли почти 10 м. Здесь образовались аккумулятивные берега, общая длина которых превышает 30 км.

Исследованиями 1965—1967 гг. было установлено, что ежегодно за счет переработки берегов в водохранилище поступает 1,4, а в 1970—1974 гг. — 1,5 млн м³ твердого материала. Учитывая интенсивность продолжающихся процессов переработки берегов, количество отложений в среднем принимается 1,5 млн м³. Если объемный вес этих отложений принять равным 2 т/м³, то количество ежегодных отложений вследствие переработки берегов составит 3 млн т, или 95,1 кг/с.

Эоловый перенос отложений с прилегающей местности (R_e) не только в условиях Мингечаурского водохранилища, но и в условиях других горных водохранилищ почти не изучен. Некоторые отрывочные данные по этому процессу встречаются в работах Гидрохимического института. Количество эоловых продуктов в водоемах западной части Северного Кавказа А. А. Матвеевым, О. И. Башмаковым, В. И. Ткачевой, Л. М. Крупеня (1976) для многолетнего периода принято 130 т/км². Если принять этот модуль эолового переноса на зеркало Мингечаурского водохранилища, то годовое отложение составит 78650 т, или 2,5 кг/с.

В многолетнем разрезе годовой объем отложений, согласно приведенным расчетам, в Мингечаурском водохранилище равен 963 кг/с, или 30,4 млн т (табл. 4).

Сопоставление расчетов, выполненных суммарно для створа водомерного поста Мингечаур до создания водохранилища (978 кг/с) и дифференцированно по элементам баланса наносов (963 кг/с), показывает прекрасное их совпадение. Расхождение результатов расчета между принятыми методами составляет 15 кг/с, или менее 2%.

Таблица 4

Годовой объем поступления наносов в Мингечаурское водохранилище

Составляющие элементы баланса	Расход наносов, кг/с			Сток наносов, млн, т			% от суммарного отложения
	взвешенных	влекомых	всего	взвешенных	влекомых	всего	
Речные наносы	771	77	848	21,3	2,4	26,7	87,8
Кура	521	52	572	16,4	1,6	18,0	59,2
Алазань	243	24,3	267	7,7	0,7	8,4	27,6
Иори	7,7	0,8	8,5	0,24	0,03	0,3	1,0
Смыв со склонов	16,2	1,6	17,8	0,5	0,1	0,6	2,0
Разрушение берегов	86,5	8,6	95,1	2,7	0,3	3,0	9,9
Эоловый перенос	2,5	—	2,5	0,1	—	0,1	0,3
суммарные отложения	876	87	963	27,6	2,8	30,4	100

Анализ баланса наносов показывает, что в настоящее время, т. е. при отсутствии Средне-Курунского каскада гидроузлов, ведущая роль (88%) в заилении Мингечаурского водохранилища принадлежит речным наносам. Роль других элементов баланса составляет 12%, из которых на долю продуктов разрушения берегов приходится 10%. Ввиду незначительной роли (0,3%) эолового переноса в будущих расчетах им можно пренебречь.

За 30 лет существования (1953—1982 гг.) на водохранилище отложилось 912 млн т или 1140 млн м³ наносов при объемном весе их 0,80 т/м³. Если предположить равномерное распределение отложений по всей площади дна водохранилища равной 620 км², то ежегодный слой составит 6 см. В течение 30 лет средняя высота отложений составляет 1,8 м.

Процесс заиления Мингечаурского водохранилища в будущем в связи с вводом в эксплуатацию Средне-Курунского каскада гидроузлов и гидроузла на р. Алазани значительно замедлится. Шамхорское и Еникендское водохранилища, предполагаемые к пуску до 1990 г., приведут к уменьшению поступления наносов до 15,5 млн м³. Срок заиления в этом случае составит 935 лет. Создание гидроузлов на р. Алазани и Иори, предположительно после 2000 года, резко изменит процессы заиления. Поступление речных наносов в водохранилище прекратится и будущее его заиление произойдет лишь за счет продуктов разрушения берегов, смыва со склонов местного водосбора и эолового переноса, суммарно составляющих 4,62 млн м³. Срок заиления для этого периода составит более 3000 лет, т. е. фактически не будет происходить заиления водохранилища.

Литература

1. Матвеев А. А., Башмакова О. И., Ткачева В. И., Крупеня Л. М. Оценка поступления веществ из атмосферы с пылью и атмосферными осадками. Тр. IV Всесоюзного гидрологического съезда, т. 9. Л., Гидрометиздат, 1976.
2. Рустамов С. Г. Реки Азербайджанской ССР и их гидрологические особенности. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1960.
3. Халилов Ш. Б. Динамика берегов крупных водохранилищ Азербайджанской ССР (на азерб. яз.). Баку, Элм, 1979.

С. Н. Рустамов

МИНКЭЧЕВИР СУ АНБАРЫНДА КЭТИРМЭЛЭРИН ЧӨКМЭСИ (КЭТИРМЭЛЭР БАЛАНСЫ)

Су анбарынын кэтирмэлэр балансы Кур, Алазан вэ Иори чајлары кэтирмэлэри, мэнэлли сутоплајычынын јамачларынын јујулма материаллары, саһиллэрин учгун мэнсуллари вэ сел кэтирмэлэри һесабына эмэлэ кэлир. Бу кэтирмэлэрин һамысы су анбарында чөкүр вэ бэндин ашағы һиссэсинэ тамамила шэффаф су ахыдылыр. Белэликлэ балансын чыхар һиссэси тэчрүби олараг сифра бэрабэрдир.

Кэтирмэлэр балансынын компонентлэри ајрылыгда һидроложи һесабат вэситэсилэ мүнэјјэн едилмишир. Һесабат кэстэрир ки, су анбарынын 30 иллик истифадэси дөврүндэ (1953—1982-чи иллэр) онун дибинэ 912 млн.т. вэ јахуд 1140 млн.м³ (кэтирмэлэрин һачм чэкиси 0,80 т/м³ гөбул едилэрсэ) кэтирмэлэр чөкмүшдүр. Әкэр һэмин чөкүнтүлэри су анбарынын дибинэ бэрабэр пайласаг, онларын үмуми галынлыгы 1,8 м вэ јахуд һэр илдэ орта һесабла 6 см-э бэрабэр олар.

Кэтирмэлэр балансынын тэһлили кэстэрир ки, һал-һазырда су анбарынын лиллэнмэсиндэ чај кэтирмэлэринин ролу 88%, дикэр компонентлэрин иштиракы исэ 12%-дир ки, бунун да 10%-и саһиллэрин учмасындан дахил олан материалын пайына дүшүр.

Минкэчевир су анбарынын калэчэктэ лиллэнмэси процесини Орта Кур су говшаглары каскадынын вэ Алазанда тикилэчэк су говшагындан асылы олачагдыр. Белэ ки, әкэр бу су говшагларынын тамамила истифадэјэ верилмэсини 1990—2000-чи иллэрэ анд етсэк, о заман су анбарынын там лиллэнмэси 3000 ил эрзиндэ ола билэр ки, бу да фактики олараг лиллэнмэ процесинин олмајачагы демэктир.

S. N. Rustamov

SEDIMENT ACCUMULATION (BALANCE OF ALLUVIUM) IN THE MINGECHEVIR RESERVOIR

The amount of sediment in reservoir during its exploration period (1953—1982) has been determined on the basis of stationary observations and hydrological calculations. The average lay of sediment is 6 cm in a year or 1.80 m during the period.

А. Д. ЭЙЮБОВ

АГРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ В РЕГИОНАЛЬНОМ РАЗВИТИИ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ*

Более 98%, местами 99,9% солнечной энергии в настоящее время остается без использования. При больших ресурсах солнечной энергии, как установила Н. А. Ефимова (1977), величина использования солнечной радиации естественным растительным покровом (в % от прихода фотосинтетически активной радиации за вегетационный период) составляет в Северной Африке и Средней Азии менее 0,1%, в западных пустынных районах от 0,1 до 0,5%, а в районах с высоким термическим уровнем и достаточной влагой 1,5—2,0% и более.

Даже та хозяйственно полезная часть природного тепла, которая может быть утилизирована растениями, используется в настоящее время недостаточно. Во многих странах Азии и Африки существующие термические ресурсы превышают потребности пшеницы или риса в тепле (в течение одного вегетационного периода) в 2—4 раза. Для сравнения скажем, что при потребности пшеницы к теплу, выраженной в суммах активной температуры в пределах 2200—2300°, общая сумма активной температуры в некоторых районах Индии, Африки и Южной Америки достигает 8000—9000°.

Современный уровень развития агроклиматологии и решение практических задач, вытекающие из требований сельского хозяйства, делают необходимым дать конкретный ответ на вопросы, на что способен климат данного региона, каков его биоклиматический потенциал (в количественном выражении), как лучше его использовать.

Мы попытались ответить на эти вопросы на примере территории Азербайджанской ССР. Изучению биоклиматического потенциала предшествовало агроклиматическое районирование территории республики, разработка системы районирования применительно к условиям горной территории, разработка методики исследования биоклиматического потенциала, изучение агроклиматических аналогов в других частях света, выяснение возможностей мелиорации и охраны климата.

Согласно карте БКП Д.И. Шашко (1977), СССР и Индия входят в целом в разные классы биологической продуктивности, СССР — в пониженную, с биоклиматическим потенциалом 1,6—2,2, а Индия — в повышенную, с БКП 6,6—8,0. Отметим, что биоклиматический потенциал — тот показатель (в относительных величинах), который позволяет судить, на что способна земля при определенных соотношениях тепла и влаги. Методические стороны расчета БКП, или бонитета климата, изложены в работах Д. И. Шашко (1967, 1977), А. Д. Эйюбова (1975) и др.

Хотя по величинам общей биологической продуктивности СССР и Индия резко различаются, но в этих странах есть регионы, где зна-

чения БКП близки. Например, БКП в Ленкорано-Астаринском агроклиматическом районе Азербайджанской ССР в условиях естественного увлажнения достигает 4,4. Расчеты показывают, что при наличии оросительной воды некоторые районы Кура-Араксинской низменности даже имеют БКП величиной 4,6. Это указывает на наличие большого климатического потенциала Кура-Араксинской низменности. В районах отсутствия оросительной воды используется лишь 5—20% этого потенциала.

Районы с близкой к Азербайджану биологической продуктивностью имеются и в северной части Индии. Согласно карте общей биологической продуктивности Д. И. Шашко (1977), полосы с пониженной (БКП — 1,2—2,2) и средней (БКП — 2,2—4,0) биологической продуктивностью располагаются в среднегорной и высокогорной зонах Гималаев.

Нет необходимости доказывать, что потенциальные климатические ресурсы продуктивности растений материализуются в зависимости от степени увлажнения. В естественных условиях, как писал А. А. Григорьев (1954), масса растительного покрова уменьшается по мере нарастания диспропорции между количеством тепла и влаги. При значительных величинах диспропорции фактическая продуктивность растительного покрова резко отличается от ее потенциальной продуктивности, а при отсутствии уровня фактической продуктивности приближается к уровню потенциальной. Это отношение графически выражено на рис.

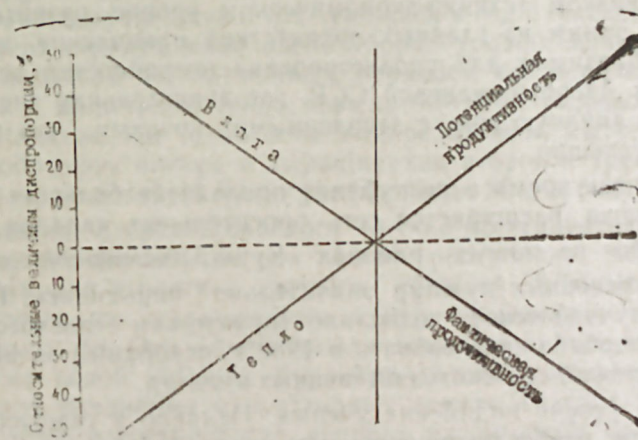


Схема отношения агроклиматических показателей с продуктивностью растений.

Определение количественных характеристик диспропорции между теплом и влагой позволяет решить ряд практически важных вопросов, в том числе, а) уточнить производственные возможности климата региона при фактическом и искусственном увлажнении, б) установить климатическую норму орошения и др. Последнее особенно важно для аридной зоны с пересеченным рельефом.

Чтобы определить количественное выражение несоответствия тепла и влаги, нами (Эйюбов, 1975) применено понятие относительных ве-

* Статья является сокращенным вариантом доклада, прочитанного автором на Индо-Советском симпозиуме «Рациональное использование и сохранение возобновляемых ресурсов для регионального развития» в Дели в декабре 1980 г.

личин диспропорции и разработан метод расчета. Эти расчеты показали, что для равнинной зоны Азербайджана климатическая норма орошения колеблется в пределах 465—1200 мм за год (табл.).

Величины осадков (мм) ниже оптимального уровня в различных пределах суммы активных температур и фактических осадков за год

Осадки, мм	$\Sigma T > 10^{\circ}$				
	5100 4800	4800 4500	4500 4200	4200 3900	3900 3600
0—150	1020	985	940		
150—300	870	835	775	715	750
300—450		685	640	625	615
450—600		535	500	475	465

Итак, для территории Азербайджанской ССР нами определены не только величины диспропорции между теплом и влагой, но и эффективность осадков, климатическая норма орошения и другие показатели, необходимые для практических работников, специалистов по планированию и ведению сельского хозяйства.

Следует отметить, что большие диспропорции между теплом и влагой при низком технико-экономическом уровне развития хозяйства являются одним из главных препятствий накопления органических веществ, необходимых для удовлетворения потребностей человека.

В условиях Азербайджанской ССР, где значительная часть территории входит в аридную зону с засоленными почвами, это препятствие преодолевается успешно.

В настоящее время в республике проводится большая работа по мелиорации почв, расширяется сеть оросительных каналов. В результате этих работ во многих районах Кура-Араксинской низменности урожайность основных культур значительно повысилась. Ведение хозяйства на научной основе позволило труженикам сельского хозяйства Советского Азербайджана собрать в 1980 г. рекордный за всю историю республики урожай сельскохозяйственных культур.

Известны успехи индийских ученых. Недавно в газетах было сообщение о том, что селекционеры сельскохозяйственного университета штата Пенджаб вывели два новых высокоурожайных сорта пшеницы. Они отличаются устойчивостью к засухе, полеганию и к наиболее распространенным заболеваниям. Использование этих сортов позволяет собирать по 47—55 ц/га зерна.

Однако гектар в условиях субтропических широт может дать значительно больше, если учитывать его огромный климатический потенциал и осуществлять в широком масштабе еще одну мелиорацию — климатическую.

Одним из наиболее надежных и испытанных путей мелиорации климата сельскохозяйственных полей является создание и дальнейшее расширение системы защитных лесных полос. Наши расчеты показали,

что эффективность полезащитного лесоразведения в условиях аридной зоны гораздо больше, чем в более северных районах нашей страны. При нарастающем из года в год дефиците оросительной воды в связи с ростом водопотребления лесные полосы будут способствовать не только увеличению урожайности культур, но и сокращению норм водопотребления. Поэтому полезащитное лесоразведение должно быть оценено как второй водный фактор, один из лучших способов уменьшения дефицита водных ресурсов.

В настоящее время, по данным управления полезащитного лесоразведения Госкомитета Азербайджанской ССР по лесному хозяйству, на равнинной территории республики имеется около 4 тыс. га лесополос.

Более рациональное использование климатических ресурсов в равнинной части Азербайджанской ССР требует строгое соблюдение условий формулы — орошение + закрытый дренаж + полезащитное лесоразведение + высокая агротехника. В других районах отдельные компоненты этого условия в зависимости от природных особенностей могут отпадать. Например, во многих полупустынных, пустынных районах с глубоким залеганием грунтовых вод дополнительные расходы на дренаж исключаются. В районах же избыточного увлажнения отпадает необходимость в ирригации.

Небывалый рост потребностей общества в продуктах питания в настоящее время и в будущем требует дальнейшей интенсификации земледелия и более полного использования ресурсов всего вегетационного периода. Еще не везде осеннее и зимнее тепло используется эффективно. Одним из путей восполнения этого пробела является, как известно, выращивание двух и трех урожаев в год с гектара.

Во многих странах мира после уборки урожая зерновых и других культур с коротким вегетационным периодом без использования остается огромное количество тепла, иногда 50—60% годовых термических ресурсов. Называя это тепло остаточно-резервным, мы установили, что при целесообразном выборе и выращивании второй и третьей культуры реальные доходы хозяйств будут увеличены до 80% и более.

Сотрудники Азербайджанского научно-исследовательского института земледелия определили для нашей республики перечень целого ряда культур для второго и третьего урожаев. Для поливных земель после зерновых они рекомендовали кукурузу, овощные, кормовые бобовые травы и др. Эти опыты нашли широкое применение во многих обеспеченных водой районах Кура-Араксинской низменности. Значительная часть равнинных и предгорных земель Талыша бывает занята в течение всего вегетационного периода различными овощными культурами — от сверхранных до поздних.

Остаточно-резервное тепло в настоящее время, хотя в ограниченном масштабе, используются и в других районах СССР, а также в субтропической зоне зарубежных стран. Ф. Ф. Давитая (1962) и Г. А. Алиев (1955) приводят перечень культур, которые могут быть использованы для дополнительного посева. Недавно орган ЦК КПВ — газета «Нян Зан» (газета «Правда», 19 IX. 1980) сообщала, что в минувшем году два урожая с гектара было собрано более чем с 70% посевных площадей северных провинций Вьетнама. Использование зимнего тепла для выращивания картофеля, кукурузы, овощей и других культур помогло ослабить остроту продовольственной программы.

Не менее важной проблемой рационального использования агроклиматических ресурсов является выведение и районирование новых сортов растений, изучение и применение зарубежного опыта в земледелии. Это требует не только подробного агроклиматического районирования на среднемасштабной основе, но исследования мировых агроклиматических аналогов. Изучение агроклиматических аналогов при правильном экологическом понимании позволяет более обоснованно заимствовать зарубежный опыт, сопоставлять степень пригодности различных территорий земного шара для интродукции и возделывания более целесообразных культурных растений.

При изучении агроклиматических аналогов территории Азербайджанской ССР использована система агроклиматического районирования, разработанная автором для горных стран. Нами обнаружено, что во многих горных районах субтропической зоны, в том числе в Азии, Европе и Северной Америке, агроклиматические условия приблизительно сходны с Азербайджаном. Это поможет дальнейшему обогащению набора перспективных культур в республике.

В настоящее время в Азербайджанской ССР возделывается целый ряд интродуцированных и в то же время перспективных культур. Среди них особое место занимают хурма восточная, фейхоа, чай, казанлыкская роза и др.

Изучение мировых агроклиматических аналогов имеет также значение при распространении характерных для территории Азербайджана культур в другие районы СССР и зарубежные страны с аналогичными природными условиями. В этом отношении представляет интерес, например, применение опыта азербайджанских чаеводов при возделывании чая в странах Средиземноморья, там, где имеются соответствующие почвенно-климатические условия. Опыт наших овощеводов может быть использован в Иране, где горное овощеводство не нашло столь широкого развития, в частности возделывание картофеля на горной территории Иранского Азербайджана.

Картофель, считающийся в СССР и во многих других странах мира вторым хлебом и успешно выращиваемый в горах Малого Кавказа на высоте свыше 1000—1200 м, может дать высокие урожаи в горах Гималая на 2000—2800 м над уровнем моря. То же самое можно сказать о высокодоходной казанлыкской розе и некоторых других культурах, выращиваемых в Закаталах. Мы обнаружили, что Закаталы, расположенные на высоте около 500 м над уровнем моря в Ганых-Авторапской долине, имеют сходные агроклиматические черты с Сринагаром (Кашмирская долина, 1586 м).

Чтобы рационально использовать агроклиматические ресурсы в настоящее время и в перспективе, очень важно беречь их, не разрешать ухудшения условий местного климата. Известно, что в нашу эру помимо изменения климата в глобальном масштабе происходит изменение и местного климата. Изменение климата в Азербайджане помимо общих похолоданий произошло главным образом за счет понижения термических условий зимнего сезона, исключающих дальнейшее существование тропической фауны. А термические условия лета (за исключением отдельных периодов) были и остаются благоприятными для теплолюбивых животных и растений.

Сохранившийся до наших дней субтропический климат Азербайджана в результате изменения подстилающей поверхности, главным

образом, сокращения площади естественного растительного покрова, прежде всего леса, подвергается изменению и в настоящее время. В наше столетие происходит некоторая аридизация климата (Мамедов и др., 1976) особенно ошутимая в Восточном Закавказье. К естественному климатическому фактору сокращения площади лесов прибавился и антропогенный, который еще больше усиливает отрицательный эффект взаимодействия леса и климата.

Мы полагаем, что дальнейшее расстройство и исчезновение леса в горах влечет за собой усиление зимнего выхолаживания склонов, понижение величин минимальных температур воздуха, и следовательно, ухудшение субтропичности климата равнинных и предгорных районов. Наглядным примером может служить территория Нахичеванской АССР. В результате одновременного воздействия климатического и антропогенного факторов леса здесь почти исчезли, а стекающий со склонов сильноохлажденный воздух создает зимой невыносимые экологические условия для субтропической растительности. Такой эффект можно обнаружить во многих долинах Средней Азии и в других горных районах. Этот вопрос имеет значение и для приподнятых межгорных равнин северной Индии в пределах распространения горно-гималайского типа климата, где фундаментным поясом является субтропический.

Здесь приведен лишь один пример о необходимости бережного отношения к климату, охраны агроклиматических ресурсов. А эти проблемы более чем достаточны и для Индии, Советского Союза и для нашей планеты в целом.

Очень перспективным для территории Азербайджанской ССР является использование энергии солнца и ветра для нужд сельского хозяйства. Расчеты и эксперименты (Половнева, 1968; Савотин, 1968 и др.) показали, что применение солнечной энергии только для опреснения грунтовых вод дает огромный экономический эффект. А это имеет большое значение при осуществлении комплексных мелиоративных мер.

Обобщая приведенное можно заключить, что дальнейшая рационализация использования агроклиматических ресурсов и повышение коэффициента использования солнечной энергии растениями требуют комплексной мелиорации климата и почвы, охраны климата путем сохранения и изменения подстилающей поверхности, дальнейшего усовершенствования технологии земледелия.

Аграрная политика в нашей республике, как и во всей стране, опирающаяся на научно обоснованный анализ, нацелена на дальнейшую интенсификацию сельского хозяйства, перевод земледелия и животноводства на индустриальную основу. Это осуществляется помимо других мер путем более полного, точного и дифференцированного учета агроклиматических условий и ресурсов каждого природного региона и всего вегетационного периода.

Земледельцы Азербайджанской ССР располагают обширной агроклиматической информацией как научной, так и статистической. Установлены зоны биоклиматического потенциала, ареалы для выращивания двух урожаев в год с одного поля, определены зоны возделывания наиболее перспективных субтропических культур (на основе уточненного критерия субтропичности), исследованы мировые агроклиматиче-

ские нормы орошения и т. д. Ряд выявленных закономерностей и агро-климатические эффекты, методические положения имеют значение не только для территории Азербайджанской ССР, но и для других горных стран.

Литература

1. Алиев Г. А. Зимняя культура кормовых трав — важнейший источник увеличения кормов и плодородия почвы. «Изв. АН Азерб. ССР», 1955, № 4.
2. Григорьев А. А. Географическая зональность и некоторые ее закономерности. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1954, № 5.
3. Давитая Ф. Ф., Сапожникова С. А. Опыт учета климатических ресурсов сельского хозяйства. М., 1962.
4. Ефимова Н. А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. Гидрометеониздат, Л., 1977.
5. Климат Азербайджана. Под редакцией А. А. Мадатзаде, Э. М. Шихлинского. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.
6. Мамедов А. В., Мусеинов М. А., Ширянов Н. Ш. Развитие рельефа Азербайджана в позднем плейстоцене и плейстоцене в связи с изменением климата. В кн.: «Мат-лы советско-американского симпозиума по природно-климатическим изменениям в плейстоцене и голоцене». Баку, «Элм», 1976.
7. Половнева Е. Н. Использование энергии солнца и ветра для водоснабжения скота на пустынных пастбищах. Тез. докл. Всесоюз. научн. конф. по изучению и освоению пустынных территорий Средней Азии и Казахстана. Ашхабад, 1968.
8. Савотин С. С. Опыт проектирования электролизных опреснительных установок для сельскохозяйственного водоснабжения. Тез. докл. Всесоюз. научн. конф. по изучению и освоению пустынных территорий Средней Азии и Казахстана. Ашхабад, 1968.
9. Шашко Д. И. Агроклиматическое районирование СССР. М., «Колос», 1967.
10. Шашко Д. И. Ареалы биологической продуктивности суши и мелиорация земель. В сб.: «Орошение и мелиорация почв». М., «Наука», 1977.
11. Эйюбов А. Д. Агроклиматическое районирование Азербайджанской ССР. Баку, «Элм», 1968.
12. Эйюбов А. Д. Бонитировка климата Азербайджанской ССР. Баку, «Элм», 1975.

Э. Ч. Эйюбов

ЭКИНЧИЛИЖИН РЕКИОНАР ИНКИШАФЫНДА АГРОИГЛИМ ЕТИЈАТЛАРЫНЫН РОЛУ

Мәгалә мөәллифин 1980-чи илин декабрында Дехлидә кечирилмиш Гиндиястан-Совет симпозиумунда етдији мө'рузәнин гыса мәзмунудур. Азербайжан ССР эразисиндә агро-иглим етијатлары һаггында кәмијјәт кәстәрчиләри верилир, бу етијатлардан сәмәрәли истифадә јоллары һаггында данышылыр вә јери кәлдикчә Гиндиястанын шимал рајонлары илә Азербайжан эразисинин агроиглим етијатлары мугајисә едилир.

A. D. Eyubov

THE ROLE OF AGRO-CLIMATIC RESOURCES IN REGIONAL DEVELOPMENT OF AGRICULTURE

This article is a brief content of the author's report which he read at the Indo-Soviet symposium in Delhi, October, 1980. The article shows the qualitative indices of the agro-climatic resources of Azerbaijan, speaks about the ways of rational use of these resources and compares agro-climatic resources of the northern districts of India and Azerbaijan.

УДК 551.8

А. В. МАМЕДОВ, Б. Д. АЛЕСКЕРОВ, Р. М. АТАКИШЕВ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

Описываемые отложения распространены в западной части Предмалокавказской наклонной равнины между р. Акстафачай и Храми. Впервые они были изучены Е. К. Вахания (1936), который выделил их под названием «пойлинских слоев» и отнес к бакинскому ярусу. В последующем эти отложения были исследованы В. В. Богачевым, Р. Н. Абдуллаевым, Н. В. Пашалы и А. В. Мамедовым. Первый из названных авторов обнаружил в них *Carbicula fluminalis* и отнес к гюрганскому (нижнехазарскому) горизонту. Другие исследователи также выделили эти отложения как нижнехазарские. В 1979—1980 гг. эти озерные отложения были изучены нами по трем наиболее полным разрезам — Дамирчилярскому, Пирилинскому и Юхары-Салахлинскому. В основании этих отложений залегают аллювиальные образования. В глинах и песчаниках, залегающих в средней и верхней частях этих разрезов, были обнаружены *Anodonta piscinalis* Nilss., *Corbicula fluminalis* (Müll.), *Unio mingrellicus* Dr., которые, по определению Т. Ибадова, датируют нижнехазарский возраст этих отложений.

В задачу наших исследований входило детальное расчленение и выяснение условий накопления этих отложений. Для решения этих задач были послойно изучены и описаны указанные разрезы и отобранные образцы пород. По собранному материалу были проведены гранулометрический, минералогический и спорово-пыльцевой анализы.

По результатам исследований было произведено литолого-стратиграфическое расчленение разреза и определены рубежи изменения климатических условий в течение времени формирования этих отложений. Известно, что с изменением климатических условий изменяются характер и интенсивность выветривания, среда переноса и аккумуляции материалов, а следовательно и вещественный состав формирующихся осадков. Изменение климата особенно существенно влияет на фракционный состав и степень устойчивости минеральных спектров. Отложения, формировавшиеся в условиях холодного климата, отличаются неоднородностью фракционного состава, низким коэффициентом устойчивости минеральных спектров; наоборот, отложения, образовавшиеся в теплых и влажных климатических условиях, характеризуются лучшей отсортированностью, высоким коэффициентом устойчивости минералов, большим содержанием вторичных и разрушенных минералов. Именно эти показатели и были положены в основу расчленения указанных разрезов.

Первый, наиболее характерный, разрез нижнехазарских озерных отложений расположен в 500 м северо-восточнее от с. Дамирчиляр (рис. 1).

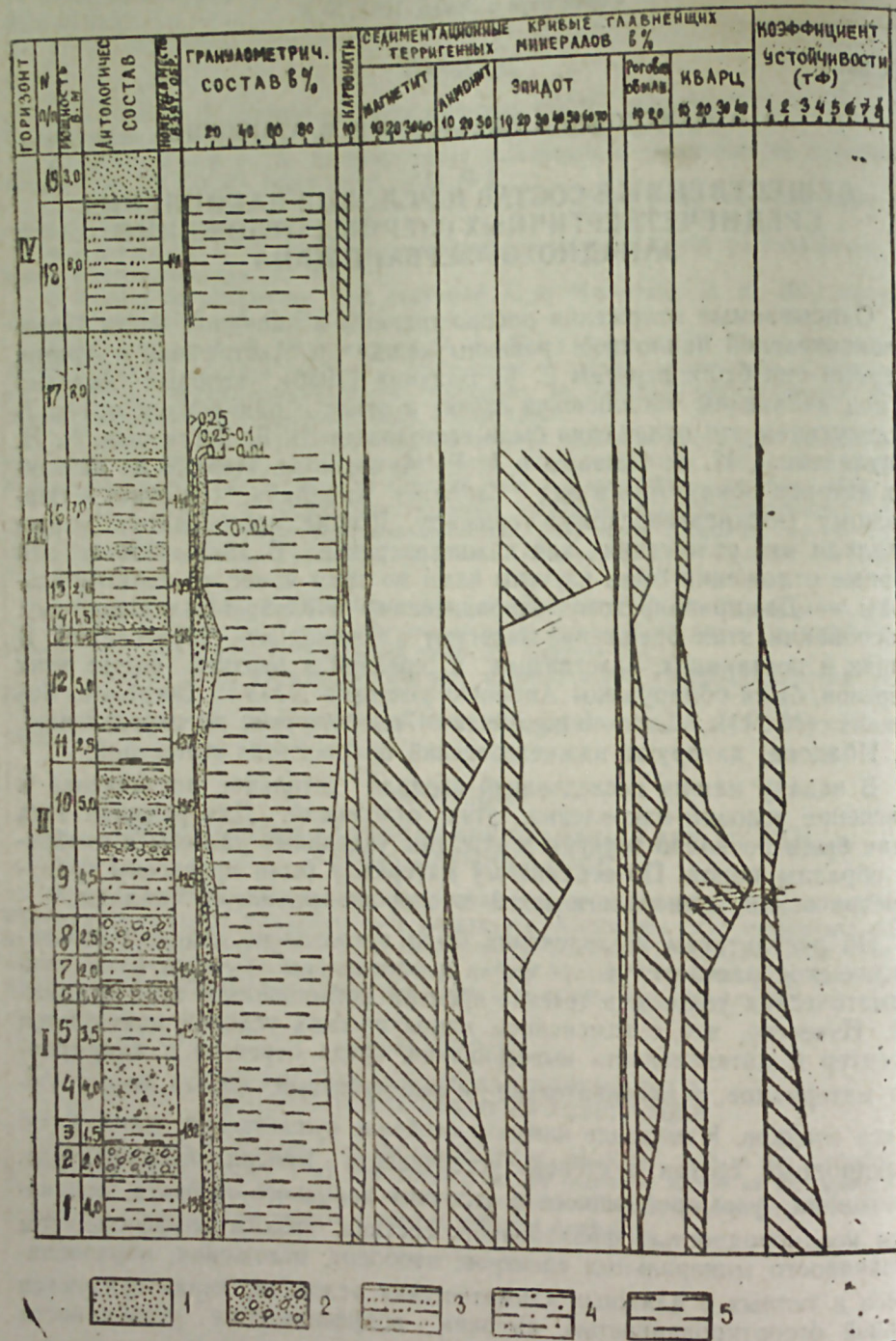


Рис. 1. Вещественный состав среднечетвертичных озерных отложений у с. Дамирчиляр; 1 — пески; 2 — галечники с песчаным заполнителем; 3 — алевролиты; 4 — су-глинки; 5 — глины.

По данным гранулометрического, минералогического и спорово-пыльцевого анализов, этот разрез расчленяется на четыре горизонта (снизу вверх).

Первый горизонт охватывает 1—8-й слои и залегает на глубине 50—70 м. В нижней части горизонта (1-й слой) содержание глинистой фракции составляет 80—85%, а в средней части горизонта (2-4-й слои) оно уменьшается при увеличении количества песчаных фракций (70—80%). Верхней части (5-й и 7-й слои) снова увеличивается глинистая фракция (75—80%) и, наконец, в кровле горизонта (8-й слой) грубая фракция (0,25—0,1 мм) составляет 90%. Карбонатность горизонта 9—10%.

Что касается минералогического состава, то количество устойчивых и малоустойчивых минералов остается почти одинаковым. Из устойчивых минералов преобладают магнетит (35—40%), лимонит (15—30%), эпидот (40—45%), из малоустойчивых минералов роговая обманка (15—20%), гематит (8—10%).

Результаты палинологических исследований этого горизонта показали, что здесь в небольшом количестве присутствуют пыльца древесных пород — *Betula*, *Salix*, *Alnus* и единичные зерна *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*. Из травянистых растений встречаются единичные зерна *Compositae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae* из споровых определены *Polypodiaceae*, *Bryales* и *Osmunda*.

Второй горизонт включает 9, 10 и 11-й слои и по гранулометрическому составу отличается от нижезалегающего горизонта увеличением глинистой фракции до 85—90%, а карбонатность сохраняется (9—10%). Несколько увеличивается содержание устойчивых минералов: магнетит — 47%, лимонит — 33%, циркон — 2—3%, эпидот — 35—40%. Из неустойчивых минералов преобладают: роговая обманка 15—20% преимущественно в средней части (10-й слой).

В спорово-пыльцевом спектре второго горизонта, как и в первом, из древесных пород преобладает пыльца *Betula*, *Salix*, *Alnus*. Кроме них встречены единичные пыльцевые зерна *Quercus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Ulmus*. Из травянистых здесь определены: *Gramineae*, *Rosaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Compositae* и др. Среди споровых постоянно присутствуют: *Osmunda*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Bryales*.

Третий горизонт состоит из 6 слоев (12—17 слои) общей мощностью 24,5 м. По гранулометрическому составу этот горизонт представлен из глины. Однако в нижней и верхней частях разреза содержание песчаного материала несколько увеличивается. По сравнению с подстилающими горизонтами несколько возрастает и карбонатность (12%). Горизонт отличается от нижезалегающих отложений и по минералогическому составу. Значительно увеличивается доля устойчивых минералов (85—92%).

Спорово-пыльцевой спектр горизонта характеризуется преобладанием травянистых растений — *Cyperaceae*, *Graminea*, *chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Compositae*. В группе древесных растений несколько увеличивается содержание пыльцы *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*, *Tilia* и впервые появляется пыльца *Fagus* крайне незначительную примесь смесь составляет пыльца *Alnus*, *Betula*, *Salix*. В составе споровых отмечена тавляет пыльца *Polypodiaceae*, *Botrychium*.

Четвертый горизонт (мощность 11 м) состоит из двух слоев (18—19) и характеризуется высоким содержанием (85—90%) глинистой фракции и сравнительной низкой карбонатностью (8%).

В составе спорово-пыльцевого спектра преобладает пыльца трава-

нистых растений, среди которых преобладает *Artemisia*. Из споровых присутствуют *Polypodiaceae* *Bryales*, *Lycopodium*. В составе древесных пород определена пыльца *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Pinus*, единично встречаются *Alnus*, *Ulmus* и *Betula*.

Следующий, более интересный, разрез нижнехазарских озерных отложений расположен в 1 км к юго-западу от с. Юхары-Салахлы и на основании литологических, минералогических и спорово-пыльцевых данных расчленяется снизу вверх на 4 горизонта (рис. 2).

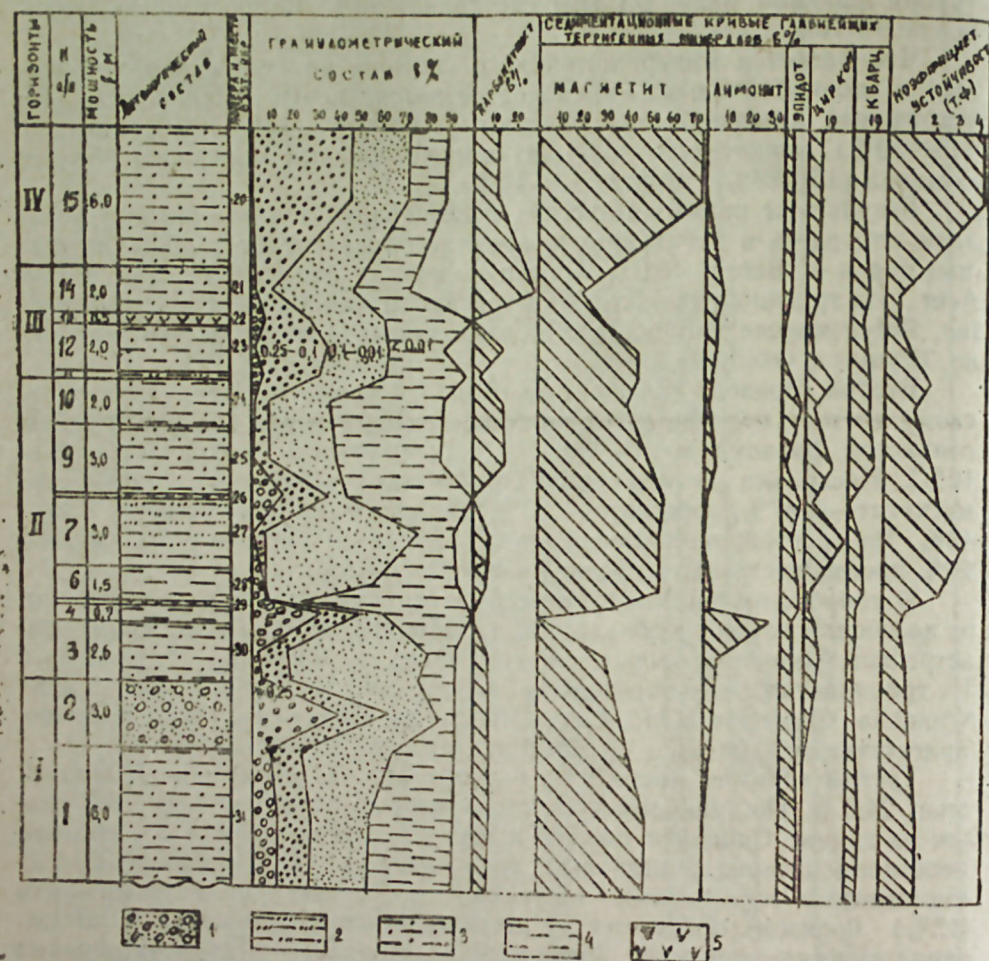


Рис. 2. Вещественный состав среднечетвертичных озерных отложений у с. Юхары-Салахлы: 1 — галечники с песчаным заполнителем; 2 — алевролиты; 3 — суглинки; 4 — глины; 5 — вулканический пепел.

Первый горизонт состоит из двух слоев (1 и 2-й литологические слои). По гранулометрическому составу в нижней части (1-й слой) горизонта преобладает глинистая фракция, а песчаная фракция составляет около 15—20%. В верхней части горизонта (2-й слой) резко увеличивается содержание песчаной фракции (80—85%). Минералогический состав характеризуется преобладанием магнетита, эпидота (10%) и появлением в верхах горизонта лимонита (5%).

В спорово-пыльцевом спектре этого горизонта, в небольшом количестве встречаются *Betula*, *Saolix*, *Alnus gaetn*. В виде единичных зерен отмечаются *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*, *Pyrus*. Из травянистых растений участвует пыльца *Compositae*, *Ranunculaceae*, *Chenopodiaceae* *Urticaceae*, *Violaceae*. Споры представлены главным образом спорами зеленых мхов.

Второй горизонт охватывает 3—10-й литологические слои и по гранулометрическому составу отличается от нижележащего горизонта. Так, в третьем и четвертом слоях преобладает фракция алеврита, в пятом слое резко увеличивается песчаная фракция. В шестом и седьмом слоях вновь увеличивается содержание алевритовой фракции, а в восьмом слое несколько увеличивается содержание песчаной фракции. В девятом и десятом слоях преобладает глинистая фракция. Карбонатность также увеличивается снизу вверх от 8 до 15%.

В общем спорово-пыльцевом составе, как и в первом горизонте, преобладает пыльца травянистых растений, в составе которой почти во всех образцах встречена пыльца *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*. В ряде образцов определена единичная пыльца *Artemisia* и водных растений — *Potamogetonaceae*, *Alismataceae*, *Sparganiaceae*. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца *Betula*, *Alnus* и в ряде образцов определена единичная пыльца *Salix*, *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*. Среди споровых отмечены споры *Bryales*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*.

Третий горизонт состоит из четырех (11, 12, 13, 14) слоев и по гранулометрическому составу отличается почти равномерным распространением песчаной, алевритовой и глинистой фракций. Однако в кровле горизонта несколько уменьшается содержание песчаной фракции. Карбонатность в 11—13-м слоях составляет около 8%, а в верхнем 14-м слое резко увеличивается (до 25%). Минералогический состав этого горизонта по сравнению с нижними несколько отличается. Здесь частично уменьшается количество устойчивых минералов, однако на общем фоне они преобладают.

Спорово-пыльцевой анализ пород дает следующие результаты. Пыльца травянистых растений представлена в основном следующими семействами: *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Compositae*, *Plantago*. Семейства *Umbelliferae*, *Rubiaceae*, *Rhamnaceae* представлены единичными зернами. Из споровых господствующую роль играют споры *Bryales*. В значительно меньшем количестве присутствуют споры *Polypodiaceae*, *Lycopodium* и *Sphagnum*. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца *Quercus*, *Punicaceae*, *Carpinus*, *Betula*, *Alnus*, *Pinus*, *Ulmus*, найдены единичные зерна *Tilia*, *Myricaceae*, *Acer*, *Salix*.

Четвертый горизонт включает слой 1. Гранулометрический состав этого горизонта характеризуется содержанием песчаных фракций 46%, алевритовых — 24% и глинистой 18%. Карбонатность составляет 13%.

Минералогический состав этого горизонта характеризуется высоким содержанием магнетита (73%), циркона (5%) и низким содержанием малоустойчивых минералов.

Спорово-пыльцевой спектр этого горизонта напоминает таковой четвертого горизонта разреза с. Дамирчиляр, где пыльца древесных пород представлена *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Pinus* и единичными зернами *Betula* и *Alnus*. Пыльца травянистых растений преобладает и представлена в основном следующими семействами *Artemisia*, *Cyperac-*

еae, Chenopodiaceae, Compositae, Gramineae, Umbelliferae, споровых Bryales, Lycopodium, Polypodiaceae.

Третий, наиболее характерный разрез нижнехазарских озерных отложений, расположен в 1,5 км к северо-западу от с. Пирили.

Этот разрез также на основании литологического, минералогического и спорово-пыльцевого анализов расчленяется на два горизонта, которые объединяют 8 слоев (рис. 3, 4).

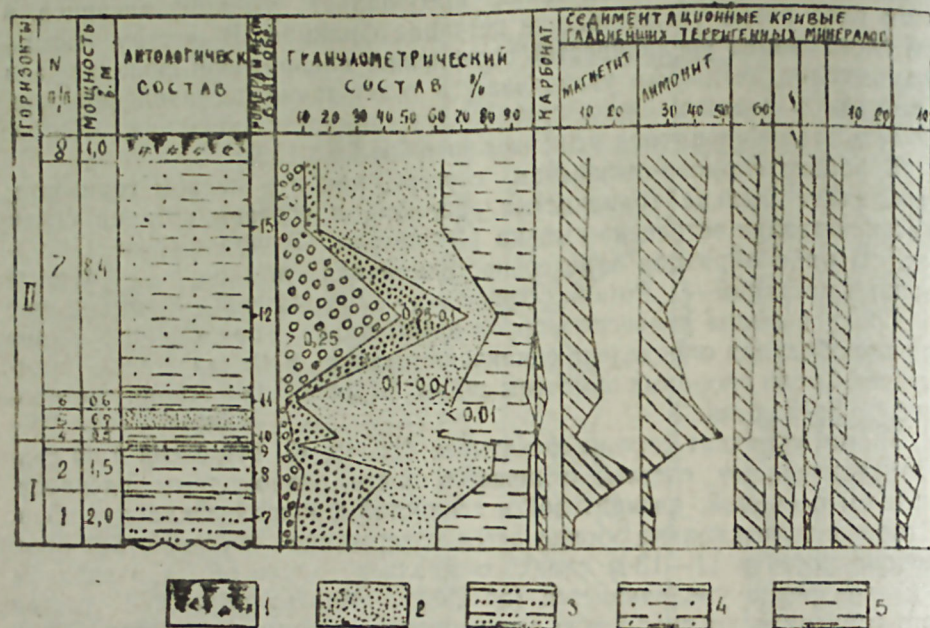


Рис. 3. Вещественный состав среднечетвертичных озерных отложений у с. Пирили: 1— почвенно-растительный покров; 2— пески; 3— супеси; 4— суглинки; 5— глины.

Первый горизонт состоит из трех слоев (1—3) и по стратиграфическому положению и по спорово-пыльцевым данным соответствует третьему горизонту разрезов с. Дамирчиляр и Юхары-Салахлы. По гранулометрическому составу характеризуется преобладанием песчаной фракции (50—55%). На долю глинистой фракции приходится 35—38%.

По минералогическому составу горизонт отличается относительно высоким содержанием устойчивых минералов (магнетит, лимонит, циркон). В кровле горизонта содержание магнетита составляет 25%, а в подошве уменьшается до 5%. Лимонит в кровле составляет 40%, в подошве 3—4%.

В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца травянистых растений, в составе которой преобладает пыльца *Artemisia*, *Gramineae*, *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Syringaceae*, разнотравье и отмечается, также пыльца *Plantago*, *Dipsacaceae*, *Centaurian*, *Umbelliferae*, *Rubiaceae*, *Rhamnaceae*.

Из древесных пород (в кровле горизонта) присутствуют *Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Pinus*, *Tilia*, *Muriceae*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*.

Среди споровых преобладают споры сем. *Polypodiaceae*, *Bryales*

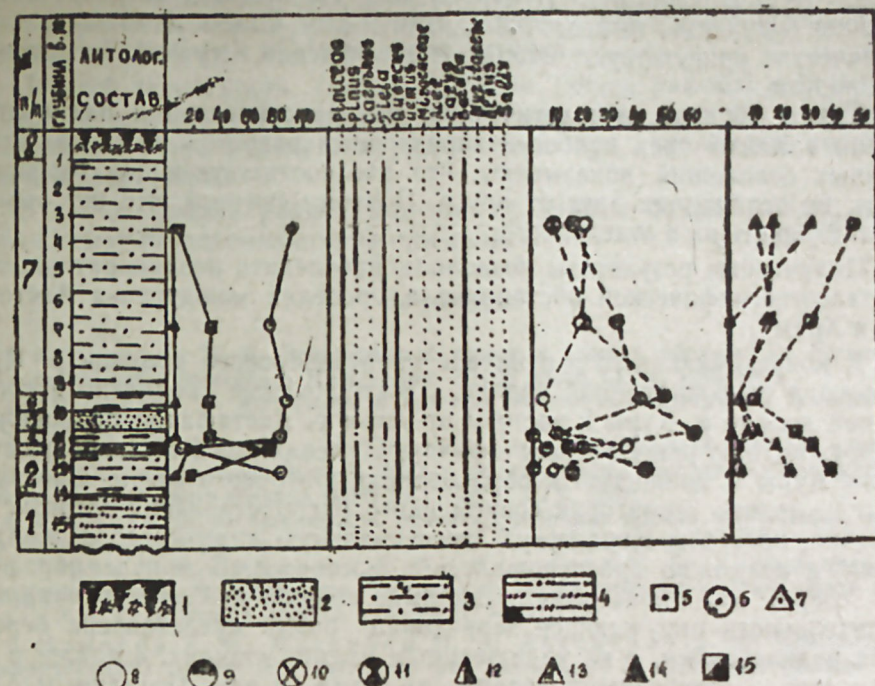


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза у с. Пирили. I — почвенно-растительный покров; 2— пески; 3— суглинки; 4— супеси; 5— пыльца древесных пород; 6—пыльца травянистых пород; 7—споры; 8—Cramineae; 9—Syringaceae; 10—Chenopodiaceae; 11—Artemisia; 12—Plantago; 13—Compositae; 14—Dipsacaceae; 15—разнотравье.

и единичные споры *Sphagnum*, *Zycopodium*.

Второй горизонт объединяет 4—9-й литологические слои и стратиграфически соответствует четвертому горизонту Дамирчилярского и Юхары-Салахлинского разрезов.

Результаты гранулометрического анализа показали, что в отличие от нижнего горизонта содержание песчаной фракции в средней части горизонта резко увеличивается (до 60%), а в подошве и в кровле, наоборот, увеличиваются алевритовые и глинистые фракции. Отложения горизонта являются безкарбонатными, лишь в нижней части горизонта отмечается слабая карбонатность (3—5%).

Характерно для этого горизонта повышенное содержание устойчивых минералов, среди которых преобладают лимонит (43%), магнетит (12%), циркон (5%). Из неустойчивых минералов встречаются роговая обманка (3%) и др.

В спорово-пыльцевом спектре горизонта отмечается некоторое увеличение содержания травянистых растений, представленных пыльцой семейств *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Compositae*, *Dipsacaceae*, *Plantago*. Кроме того, определены единичные зерна *Umbelliferae*, *Rubiaceae*, *Rhamnaceae*. Из древесных присутствуют *Tilia*, *Quercus*, *Pinus*,

Picea, Betula, Carpinus. В наибольших количествах встречается (в подошве горизонта) пыльца *Salix, Alnus, Acer, Ulmus*. В значительном количестве присутствуют споры *Polypodiaceae, Bryales, Sphagnum* и *Lycopodium*.

Таким образом, литологический, минералогический и палинологический анализы трех наиболее характерных разрезов нижнехазарских озерных отложений показывают, что все соответствующие горизонты почти не отличаются друг от друга. Поэтому считаем, что нет смысла анализировать их в отдельности.

Полученные результаты позволили проследить неоднократную смену палеогеографической обстановки в пределах междуречья Акстафачая и Храмы.

В конце бакинского и в начале раннехазарского времени р. Куры протекала по современной долине. Тектонические поднятия в современной долине р. Куры к востоку от устья р. Акстафачая приводили к подпрудиванию рек Палеоакстафачая, Палеоджогаса и Палеохрамы, а также Куры и приводило к образованию проточного озера. Оно занимало не только территории современного распространения озерных отложений, но и всю Караязскую синклиналию впадину до с. Крахкесаман, а возможно прослеживалось и восточнее. В начале образования озера, как показывают данные спорово-пыльцевого анализа, растительность окружающей территории была представлена березовыми редколесьями, а на увлажненных местообитаниях, а также в долинах рек — галерейными лесами из ольхи и ивы. По данным А. В. Мамедова, Б. Д. Алескерова и М. А. Мусейбова (1974), в раннем хазаре в средне- и высокогорном поясах (1600—2400 м) северо-восточной части Малого Кавказа широкое развитие получают заросли кустарниковых видов берез с участием в растительном покрове единичных широколиственных пород, расширением открытых травянистых пространств. Следует отметить, что в настоящее время заросли кустарниковых видов березы на Малом и Большом Кавказе наблюдаются лишь в высокогорном поясе (2000—2600 м). Все это в целом свидетельствует о том, что в начале раннего хазара господствовал относительно холодный влажный климат, что подтверждается данными литологических исследований.

В период формирования второго горизонта в районе озера отмечается увеличение роли липы, дуба, граба и вяза, что свидетельствует, возможно, о некотором потеплении климата. Среди трав господствуют злаки, осоки, маревые и появляется полынь. Минералогический и гранулометрический показатели остались почти без изменения. Следовательно климат был все еще не очень теплым и влажным.

В середине раннего хазара в растительном покрове происходят существенные изменения. В составе спорово-пыльцевых спектров увеличивается количество широколиственных пород — дуба, граба, вяза, сосны, липы. Среди трав начинают развиваться полыни, осоки, маревые и др. Среди спор повышается значение папоротников. Все это в целом свидетельствует о том, что в середине раннего хазара в исследованном районе по сравнению с началом раннехазарского времени происходит некоторое потепление и увлажнение.

В конце раннего хазара в связи с некоторым потеплением и увлажнением климата начинается развитие дубово-грабовых лесов с участием липы, сосны, в составе которых количество берез и ольхи постепенно уменьшается. В это время в связи с некоторым потеплением климата появляются и кустарники гранатника.

По всей вероятности, к этому времени (конец раннего хазара) относится исчезновение палеозера. Это объясняется тем, что в пределах указанного района в разрезах верхнего хазара отложения озерного генезиса отсутствуют.

Итак, от начала раннехазарского времени к началу позднехазарского климат постепенно становится теплее.

Литература

1. Алескеров Б. Д. Вещественный состав и условия образования антропогенных отложений в бассейне р. Шамхорчай. «ДАН Азерб. ССР», 1968, № 8.
2. Богачев В. В. Материалы к геологии восточной закавказской низменности. АНХ, 1930, № 2, 3.
3. Боярская Т. Д., Варушенко А. Н. и др. Причины и факторы изменчивости условий осадконакопления. К VIII международному конгрессу ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА), США. МГУ, 1965.
4. Вахания Е. К. Пойлинская геологоразведочная партия (Юго-Запад. половина планшета ХХIX-37). Тр. Грузфилиала ГПК Азнефтеразведка, I, 1936.
5. Зорин Л. В., Малаева Е. М., Судакова Н. Г. К палеогеографии четвертичного времени Восточного Забайкалья. Палеогеография четвертичного периода СССР (к VI конгрессу ИНКВА в Польше). МГУ, 1961.
6. Мамедов А. В., Мусейбов М. А., Алескеров Б. Д. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена бассейнов рек Шамхорчай и Дзегамчай (Малый Кавказ). «Уч. зап. АГУ», серия геолого-географ., 1974.
7. Палеонтология, т. I. Л., «Недра», 1966.
8. Пахомов В. К. Геоморфологии Дзегви-Доллярского участка р. Куры (Закавказье). Изв. ВГО, т. 69, вып. 6, 1937.
9. Пашалы Н. В., Векилов Б. Г. Четвертичная система. Геология СССР, т. XI—VII, Азерб. ССР. М., «Недра», 1972.
10. Хаян В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.

Ә. В. Мәммәдов, Б. Ч. Әлскәров, Р. М. Атакишиев

ГӘРБИ АЗӘРБАЙҶАНЫН ОРТА ДӨРДҮНЧҮ ЈАШЛЫ КӨЛ ЧӨКҮНТҮЛӘРИНИН ЧӨКМӘ ШӘРАИТИ ВӘ ТӘРКИБИ

Мәгаләдә Гәрби АзәрбајҶанын мүхтәлиф сәһәләриндә јерләшән Алт Хәзәр јашлы көл чөкүнтүләринин үч сәчијәви кәсилишләринин (Дәмирчләр, Јухары-Салаһлы, Пиринли) карбонатлығы, гранулометрик, минероложи, палеонтоложи вә палинологичи тәркиби верилр вә бу анализләрин тәһлилинә әсасән кәстәрилән сәһәдә көлүн јаранмасы вә јох олмасы, көлүн әтрафында битки өртүјүнүн әјрә-әјрә мәрһәләләрдә дәјишмәси вә нәһәјәт иглим шәраитинин һансы истигамәтдә дәјишмәси һагғында фикир сөјләнилр.

A. V. Mamedov, B. D. Aleskerov, R. M. Atakishiyev

MATERIAL COMPOUND AND CONDITIONS OF ACCUMULATION OF MIDDLE QUATERNARY LAKE DEPOSITIONS OF THE WESTERN AZERBAIJAN

The article for the first time deals with the calcareousness, granulometric and mineralogical compounds, palaeontologic and palinologic data of middle quaternary lake depositions of the western Azerbaijan. The originating and disappearing of palaeolake and the developmental history of vegetations in the early middle pleistocene are determined according to these data.

УДК—551.41/42.924/

О. А. КЕРИМОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛАНДШАФТА ШИРВАНСКОЙ РАВНИНЫ

В формировании ландшафта Ширванской равнины (Азербайджанская ССР) главную роль сыграла взаимосвязь геолого-геоморфологических процессов и климата. С севера и востока равнина окаймлена низкогорьем Большого Кавказа, что создало предпосылки для интенсивного проявления современных геоморфологических процессов. В формировании рельефа низкогорья важную роль сыграли аридно-денудационные и эрозивно-денудационные процессы, обусловившие формирование предгорных наклонных низменностей. Огромная роль в формировании рельефа исследуемой территории принадлежит рекам, пересекающим территорию и образующим конусы выноса, между которыми на предгорной низменности формируются понижения. Карамарьямская гряда является молодым тектоническим образованием, простирающимся на юго-восток от меридиана р. Геокчай до р. Ахсу. В развитии Ширванской равнины основная роль принадлежит деятельности древнего Каспийского моря.

По данным А. В. Мамедова, М. А. Мусейбова, Н. Ш. Ширинова (1966) и В. Я. Троцюка (1967), развитие рельефа Ширванской равнины происходило, в основном, в три этапа: нахнехвалынский, верхнехвалынский и верхненовокаспийский. Рельеф с абсолютными отметками от 200 до 0 м сформировался в нижнем хвалыне, от 0 м до — 16 м в верхнем хвалыне, ниже последней отметки — в верхне-новокаспийском периоде. Во взаимосвязи с рельефом сформировались также и другие компоненты ландшафта.

Следовательно, формирование ландшафта Ширванской равнины в соответствии с геолого-геоморфологическим развитием началось с нижнехвалынского периода и завершилось в верхне-новокаспийском времени. Вследствие того, что рельеф юго-восточной части Ширванской равнины по сравнению с предгорьем образовался позднее, сформированные здесь ландшафтные комплексы являются более молодыми. В результате взаимодействия современных эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов на Ширванской равнине образовались различные типы и формы рельефа, которые сыграли важную роль в формировании и дифференциации ландшафта.

В пределах Ширванской равнины от р. Куры к низкогорьям в связи с незначительным повышением абсолютных высот наблюдается зональность ландшафта, обусловленная в основном климатическими условиями и положительными формами рельефа, а в формировании интразонального ландшафта и внутренней дифференциации сыграли

роль чередование отрицательных и положительных форм рельефа и гидрологические процессы. В связи с изменением геоморфологических условий с юго-запада на северо-восток соответственно изменяется и ландшафт. На низменной Прикуринской полосе, расположенной ниже 0-метровой горизонтали, в основном преобладает аккумуляция; в средней полосе, соответствующей в основном центральной части конусов выноса рек, — аккумуляция-эрозия, а в предгорной полосе — эрозия-аккумуляция и частично аридно-денудационные процессы.

Климат Ширванской равнины с запада на восток приобретает более аридный характер, в этом же направлении активизируется эрозия, которая в юго-западной части Ленгебизского хребта достигает максимума, вследствие чего густота расчленения здесь достигает 4—4,5 км/км². Изменение ландшафтов от центральной части Кура-Араксинской равнины в направлении предгорий позволяет выделить три горизонтальные ландшафтные полосы (прикуринская, средняя и предгорная). Прикуринская полоса, расположенная ниже нулевого гипсометрического уровня, между конусами выноса р. Алиджанчай, Туринчай, Геокчай, Гирдыманчай и Курой, характеризуется интразональными ландшафтами (Керимов, 1970): чально-лугово-болотными и тугайными лесами на аллювиальных, аллювиально-озерных отложениях. Чально-лугово-болотный ландшафт, объединяющий 33 вида и 4 подтипа, занимает 2362 км² площади, что составляет 33,2% от общей площади Ширванской равнины. Тугайные леса подразделяются на 6 видов и 2 подтипа, которые охватывают площадь в 163 км², что составляет 2,3% площади исследуемой территории.

Средняя полоса, в основном, охватывает среднюю и террасированную части конусов выноса рек и межконусные понижения, расположенные в пределах 0—60, а местами 0—110 м абсолютной высоты. В средней полосе сформировался, в основном, полупустынный ландшафт, насчитывающий 88 видов и 11 подтипов, охватывающий 53,4% (3900 км²) территории Ширванской равнины. В отличие от Куринской полосы рельеф наиболее расчленен (1,5—2,5 км/км²). В средней полосе развиты аллювиально-пролювиальные, а в пределах территории, прилегающей к Ленгебизскому хребту — пролювиально-делювиальные отложения. В отличие от Прикуринской полосы ландшафты Ширванской равнины подчинены горизонтальной зональности.

Предгорная полоса низменности охватывает привершинные части конусов выноса рек, межконусовые предгорные территории, конусы выноса суходолов и их межконусовые понижения, расположенные, в основном, в пределах абсолютных высот 60—200 м (на конусе выноса р. Ахсу — между 110—170 м). В отличие от указанных полос здесь сформировался сухостепной ландшафтный комплекс, охватывающий 3 подтипа и 33 вида на площади свыше 870 км² (12% общей территории). Средний уклон рельефа составляет 5,1—10°, густота расчленения 3,5—4,5 км/км². Распространенные здесь пролювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения сложены грубыми галечниками, гравием и песчаниками. В пределах конусов выноса глубокое залегание грунтовых вод (в конусах выноса суходолов 15—20 м, в конусах выноса рек 5—10 м) создало благоприятные условия для формирования ксерофитно-кустарникового, бородачьевого, разнотравного, злаково-сухостепного ландшафтов.

Анализ всех описанных ландшафтных комплексов и их сопоставление позволили нам обосновать основные закономерности влияния рельефа на формирование ландшафтов Ширванской равнины, определить роль отдельных компонентов в формировании и дифференциации ландшафтов.

Полевые и литературные материалы показали, что зональная и интразональная дифференциация природных комплексов Ширванской равнины обусловлена, в основном, абсолютными высотами рельефа, климатическими и гидрогеологическими условиями. Установлено также, что на исследуемой территории положительные и отрицательные формы рельефа, степень расчленения поверхности, грунтовые воды обуславливают в основном формирование морфологических и типологических единиц ландшафтов, а уклоны поверхности, абсолютные высоты рельефа и климатические условия определяют формирование и дифференциацию отдельных геокомплексов.

Результаты исследований, проведенных нами в 1968—1972 гг., дали возможность определить влияние рельефа на формирование и дифференциацию ландшафта отдельных форм рельефа Ширванской равнины.

С увеличением абсолютной высоты конусов выноса р. Турианчай, Геокчай, Гирдыманчай и Ахсу от периферийных частей к привершинным наблюдается дифференциация ландшафтов. Периферийная часть рельефа конусов выноса рек имеет слабый наклон и образует плоскую равнину. На периферийной части конусов выноса уклон поверхности уменьшается относительно склонов к привершинной части, что отрицательно влияет на эрозионное расчленение рельефа. В привершинных частях и склонах конусов выноса рек горизонтальное расчленение рельефа в среднем составляет 2—2,5 км/км² и более, а на периферийной части 0,5—1,5 км/км². Слабый наклон (0,1—1°) и малая расчлененность рельефа обусловили близкое залегание грунтовых вод (Фиалко, 1971) к поверхности (1—3 м) и их интенсивное испарение в высоких термических условиях (климат полупустынь и сухих степей). В результате этого на плоских территориях периферийных частей конусов выноса происходит засоление почв (0,30—1%) и грунтовых вод (25—100 г/л) и формируются галофитовые и эфемерные ландшафты.

Увеличение уклона рельефа (1,1—2°) склонов и средней части конусов выноса рек, расчленение поверхности (2—2,5 км/км²), водопроницаемость пород, постепенное рассоление грунтовых вод (15—50 г/л) и их сравнительно глубокое залегание (3—5 м) создают предпосылки для формирования здесь, в отличие от предыдущей полосы, разнотравно-злакового ландшафта.

Рельеф привершинных частей конусов выноса — выпуклый и сложен грубозернистыми породами с высокой водопроницаемостью (10 м/сут.).

Абсолютная высота привершинной части конуса выноса рек изменяется в пределах 60—110 м, на конусе выноса р. Ахсу — 110—170 м. В привершинной части конусов выноса, в отличие от периферийных, увеличивается уклон поверхности (2—4°), что обуславливает изменение климатических факторов. Здесь на песчаных, серо-бурых, бурых и светло-каштановых почвах сформировался разнотравно-злаковый, ксерофитно-кустарниковый сухостепной ландшафтный комплекс.

Ландшафты привершинных частей конусов выноса в связи с деятельностью рек более динамичны, чем ландшафты склонов и подножий.

Прирусловые гривы и межгривные понижения, сформированные на поверхности конусов выноса, осложняя рельеф, морфологически обуславливают внутриландшафтную дифференциацию. В связи с постоянным водотоком на поверхности прирусловых грив активизируются аккумулятивные процессы, вследствие чего растет относительная высота грив и почва становится достаточно увлажненной. Здесь на влажных песчаных сероземно-луговых почвах сформировался ксерофитно-кустарниковый и разнотравно-полюнный ландшафты. В межгривных понижениях вследствие близкого залегания грунтовых вод (0,5—1 м) избыточное увлажнение обусловило формирование чально-лугово-болотных ландшафтов, а на засоленных участках межгривных понижений — влаголюбивых голофитовых.

По особенностям формирования ландшафты конусов выноса предгорных суходолов и конусов выноса рек резко различаются. Эти различия обусловлены деятельностью паводковых вод в период проливных дождей и генетическими особенностями конусов выноса. В суходолах конусы выноса, окаймляя предгорную равнину, образуют гривисто-волнистый рельеф.

В сводовой части этих конусов на бурых и каштановых почвах сформировались ксерофитно-кустарниковый, бородачевый и злаковый сухостепные типы ландшафтов. От вершины к периферии конуса выноса с изменением гранулометрического состава пород наблюдается видовое разнообразие ландшафта. Например, в привершинной части конуса выноса суходолов на каменистых и песчаных светло-коричневых почвах произрастают ксерофитные кустарники, а на песчаных, глинистых и каштановых почвах склонов преобладают злаки и разнотравье.

Особенности формирования ландшафтов на юго-западном предгорье Ленгебиза отличаются тем, что здесь конусы выноса создавались брекчиями извержений Пашалы-Ахтармалинского грязевого вулкана. Конусы выноса, состоящие в основном из рыхлого материала, в аридных условиях, подвергаясь интенсивным экзогенным процессам, сильно расчленяются (4—4,5 км/км²). Под влиянием брекчии происходило засоление сероземных и сероземно-бурых почв. Вследствие этого здесь получили развитие эфемерные, каштановые, кенгизовые, шведковские и редкополюнные полупустынные ландшафты.

Дифференциация ландшафтов в межконусных понижениях конусов выноса рек наблюдается в направлении от бровковой части к днищам (О. А. Керимов, 1973). На бровковой части понижений на солонцеватых и резкосолонных сероземных почвах развиты жирно- и дрвовидно-солянковые и эфемерные ландшафты, а на днище, на карбонатно-болотных почвах сформировался чально-лугово-болотный ландшафт. Залегающие близко к поверхности грунтовые воды на склонах понижений полностью испаряются. На более пониженных участках, залитых водой, испарение происходит частично. Таким образом, на склонах понижений в связи с испарением грунтовых вод и засолением почв (0,5—1%) образуется солянковый ландшафт, а на более пониженной части, где происходит избыточное увлажнение почв, создаются благоприятные условия для формирования чально-лугово-болотного

Анализ всех описанных ландшафтных комплексов и их сопоставление позволили нам обосновать основные закономерности влияния рельефа на формирование ландшафтов Ширванской равнины, определить роль отдельных компонентов в формировании и дифференциации ландшафтов.

Полевые и литературные материалы показали, что зональная и интразональная дифференциация природных комплексов Ширванской равнины обусловлена, в основном, абсолютными высотами рельефа, климатическими и гидрогеологическими условиями. Установлено также, что на исследуемой территории положительные и отрицательные формы рельефа, степень расчленения поверхности, грунтовые воды обуславливают в основном формирование морфологических и типологических единиц ландшафтов, а уклоны поверхности, абсолютные высоты рельефа и климатические условия определяют формирование и дифференциацию отдельных геокомплексов.

Результаты исследований, проведенных нами в 1968—1972 гг., дали возможность определить влияние рельефа на формирование и дифференциацию ландшафта отдельных форм рельефа Ширванской равнины.

С увеличением абсолютной высоты конусов выноса р. Турианчай, Геокчай, Гирдыманчай и Ахсу от периферийных частей к привершинным наблюдается дифференциация ландшафтов. Периферийная часть рельефа конусов выноса рек имеет слабый наклон и образует плоскую равнину. На периферийной части конусов выноса уклон поверхности уменьшается относительно склонов к привершинной части, что отрицательно влияет на эрозионное расчленение рельефа. В привершинных частях и склонах конусов выноса рек горизонтальное расчленение рельефа в среднем составляет 2—2,5 км/км² и более, а на периферийной части 0,5—1,5 км/км². Слабый наклон (0,1—1°) и малая расчлененность рельефа обусловили близкое залегание грунтовых вод (Фиалко, 1971) к поверхности (1—3 м) и их интенсивное испарение в высоких термических условиях (климат полупустынь и сухих степей). В результате этого на плоских территориях периферийных частей конусов выноса происходит засоление почв (0,30—1%) и грунтовых вод (25—100 г/л) и формируются галофитовые и эфемерные ландшафты.

Увеличение уклона рельефа (1,1—2°) склонов и средней части конусов выноса рек, расчленение поверхности (2—2,5 км/км²), водопроницаемость пород, постепенное рассоление грунтовых вод (15—50 г/л) и их сравнительно глубокое залегание (3—5 м) создают предпосылки для формирования здесь, в отличие от предыдущей полосы, разнотравно-злакового ландшафта.

Рельеф привершинных частей конусов выноса — выпуклый и сложен грубозернистыми породами с высокой водопроницаемостью (10 м/сут.).

Абсолютная высота привершинной части конуса выноса рек изменяется в пределах 60—110 м, на конусе выноса р. Ахсу — 110—170 м. В привершинной части конусов выноса, в отличие от периферийных, увеличивается уклон поверхности (2—4°), что обуславливает изменение климатических факторов. Здесь на песчаных, серо-бурых, бурых и светло-каштановых почвах сформировался разнотравно-злаковый, ксерофитно-кустарниковый сухостепной ландшафтный комплекс.

Ландшафты привершинных частей конусов выноса в связи с деятельностью рек более динамичны, чем ландшафты склонов и подножий.

Прирусловые гряды и межгрядные понижения, сформированные на поверхности конусов выноса, осложняя рельеф, морфологически обуславливают внутриландшафтную дифференциацию. В связи с постоянным водотоком на поверхности прирусловых гряд активизируются аккумулятивные процессы, вследствие чего растет относительная высота гряд и почва становится достаточно увлажненной. Здесь на влажных песчаных сероземно-луговых почвах сформировался ксерофитно-кустарниковый и разнотравно-полюнный ландшафты. В межгрядных понижениях вследствие близкого залегания грунтовых вод (0,5—1 м) избыточное увлажнение обусловило формирование чально-лугово-болотных ландшафтов, а на засоленных участках межгрядных понижений — влаголюбивых голофитовых.

По особенностям формирования ландшафты конусов выноса предгорных суходолов и конусов выноса рек резко различаются. Эти различия обусловлены деятельностью паводковых вод в период проливных дождей и генетическими особенностями конусов выноса. В суходолах конусы выноса, окаймляя предгорную равнину, образуют гревисто-волнистый рельеф.

В сводовой части этих конусов на бурых и каштановых почвах сформировались ксерофитно-кустарниковый, бородачевый и злаковый сухостепные типы ландшафтов. От вершины к периферии конуса выноса с изменением гранулометрического состава пород наблюдается видовое разнообразие ландшафта. Например, в привершинной части конуса выноса суходолов на каменистых и песчаных светло-коричневых почвах произрастают ксерофитные кустарники, а на песчаных, глинистых и каштановых почвах склонов преобладают злаки и разнотравье.

Особенности формирования ландшафтов на юго-западном предгорье Ленгебиза отличаются тем, что здесь конусы выноса создавались брекчиями извержений Пашалы-Ахтармалинского грязевого вулкана. Конусы выноса, состоящие в основном из рыхлого материала, в аридных условиях, подвергаясь интенсивным экзогенным процессам, сильно расчленяются (4—4,5 км/км²). Под влиянием брекчии происходило засоление сероземных и сероземно-бурых почв. Вследствие этого здесь получили развитие эфемерные, каштановые, кенгизовые, шведковские и редкостепные полупустынные ландшафты.

Дифференциация ландшафтов в межконусных понижениях конусов выноса рек наблюдается в направлении от бровковой части к днищам (О. А. Керимов, 1973). На бровковой части понижений на солонцеватых и резкосолененных сероземных почвах развиты жирно- и древодно-соляные и эфемерные ландшафты, а на днище, на карбонатно-болотных почвах сформировался чально-лугово-болотный ландшафт. Залегающие близко к поверхности грунтовые воды на склонах понижений полностью испаряются. На более пониженных участках, залитых водой, испарение происходит частично. Таким образом, на склонах понижений в связи с испарением грунтовых вод и засолением почв (0,5—1%) образуется соляночный ландшафт, а на более пониженной части, где происходит избыточное увлажнение почв, создаются благоприятные условия для формирования чально-лугово-болотного

Анализ всех описанных ландшафтных комплексов и их сопоставление позволили нам обосновать основные закономерности влияния рельефа на формирование ландшафтов Ширванской равнины, определить роль отдельных компонентов в формировании и дифференциации ландшафтов.

Полевые и литературные материалы показали, что зональная и интразональная дифференциация природных комплексов Ширванской равнины обусловлена, в основном, абсолютными высотами рельефа, климатическими и гидрогеологическими условиями. Установлено также, что на исследуемой территории положительные и отрицательные формы рельефа, степень расчленения поверхности, грунтовые воды обуславливают в основном формирование морфологических и типологических единиц ландшафтов, а уклоны поверхности, абсолютные высоты рельефа и климатические условия определяют формирование и дифференциацию отдельных геокомплексов.

Результаты исследований, проведенных нами в 1968—1972 гг., дали возможность определить влияние рельефа на формирование и дифференциацию ландшафта отдельных форм рельефа Ширванской равнины.

С увеличением абсолютной высоты конусов выноса р. Турианчай, Геокчай, Гирдыманчай и Ахсу от периферийных частей к привершинным наблюдается дифференциация ландшафтов. Периферийная часть рельефа конусов выноса рек имеет слабый наклон и образует плоскую равнину. На периферийной части конусов выноса уклон поверхности уменьшается относительно склонов к привершинной части, что отрицательно влияет на эрозионное расчленение рельефа. В привершинных частях и склонах конусов выноса рек горизонтальное расчленение рельефа в среднем составляет 2—2,5 км/км² и более, а на периферийной части 0,5—1,5 км/км². Слабый наклон (0,1—1°) и малая расчлененность рельефа обусловили близкое залегание грунтовых вод (Фиалко, 1971) к поверхности (1—3 м) и их интенсивное испарение в высоких термических условиях (климат полупустынь и сухих степей). В результате этого на плоских территориях периферийных частей конусов выноса происходит засоление почв (0,30—1%) и грунтовых вод (25—100 г/л) и формируются галофитовые и эфемеровые ландшафты.

Увеличение уклона рельефа (1,1—2°) склонов и средней части конусов выноса рек, расчленение поверхности (2—2,5 км/км²), водопроницаемость пород, постепенное рассоление грунтовых вод (15—50 г/л) и их сравнительно глубокое залегание (3—5 м) создают предпосылки для формирования здесь, в отличие от предыдущей полосы, разнотравно-злакового ландшафта.

Рельеф привершинных частей конусов выноса — выпуклый и сложен грубозернистыми породами с высокой водопроницаемостью (10 м/сут.).

Абсолютная высота привершинной части конуса выноса рек изменяется в пределах 60—110 м, на конусе выноса р. Ахсу — 110—170 м. В привершинной части конусов выноса, в отличие от периферийных, увеличивается уклон поверхности (2—4°), что обуславливает изменение климатических факторов. Здесь на песчаных, серо-бурых, бурых и светло-каштановых почвах сформировался разнотравно-злаковый, ксерофитно-кустарниковый сухостепной ландшафтный комплекс.

Ландшафты привершинных частей конусов выноса в связи с деятельностью рек более динамичны, чем ландшафты склонов и подножий.

Прирусловые гряды и межгрядные понижения, сформированные на поверхности конусов выноса, осложняя рельеф, морфологически обуславливают внутриландшафтную дифференциацию. В связи с постоянным водотоком на поверхности прирусловых гряд активизируются аккумулятивные процессы, вследствие чего растет относительная высота гряд и почва становится достаточно увлажненной. Здесь на влажных песчаных сероземно-луговых почвах сформировался ксерофитно-кустарниковый и разнотравно-полюнный ландшафты. В межгрядных понижениях вследствие близкого залегания грунтовых вод (0,5—1 м) избыточное увлажнение обусловило формирование чально-лугово-болотных ландшафтов, а на засоленных участках межгрядных понижений — влаголюбивых голофитовых.

По особенностям формирования ландшафты конусов выноса предгорных суходолов и конусов выноса рек резко различаются. Эти различия обусловлены деятельностью паводковых вод в период проливных дождей и генетическими особенностями конусов выноса. В суходолах конусы выноса, окаймляя предгорную равнину, образуют гревисто-волнистый рельеф.

В сводовой части этих конусов на бурых и каштановых почвах сформировались ксерофитно-кустарниковый, бородачевый и злаковый сухостепные типы ландшафтов. От вершины к периферии конуса выноса с изменением гранулометрического состава пород наблюдается видовое разнообразие ландшафта. Например, в привершинной части конуса выноса суходолов на каменистых и песчаных светло-коричневых почвах произрастают ксерофитные кустарники, а на песчаных, глинистых и каштановых почвах склонов преобладают злаки и разнотравье.

Особенности формирования ландшафтов на юго-западном предгорье Ленгебиза отличаются тем, что здесь конусы выноса создавались брекчиями извержений Пашалы-Ахтармалинского грязевого вулкана. Конусы выноса, состоящие в основном из рыхлого материала, в аридных условиях, подвергаясь интенсивным экзогенным процессам, сильно расчленяются (4—4,5 км/км²). Под влиянием брекчии происходило засоление сероземных и сероземно-бурых почв. Вследствие этого здесь получили развитие эфемеровые, каштановые, кенгизовые, шведковые и редкополюнные полупустынные ландшафты.

Дифференциация ландшафтов в межконусных понижениях конусов выноса рек наблюдается в направлении от бровковой части к днищам (О. А. Керимов, 1973). На бровковой части понижений на солонцеватых и резкозасоленных сероземных почвах развиты жирно- и древовидно-солянковые и эфемеровые ландшафты, а на днище, на карбонатно-болотных почвах сформировался чально-лугово-болотный ландшафт. Залегающие близко к поверхности грунтовые воды на склонах понижений полностью испаряются. На более пониженных участках, залитых водой, испарение происходит частично. Таким образом, на склонах понижений в связи с испарением грунтовых вод и засолением почв (0,5—1%) образуется солянковый ландшафт, а на более пониженной части, где происходит избыточное увлажнение почв, создаются благоприятные условия для формирования чально-лугово-болотного

ландшафта. Это значит, что на межконусных понижениях геоморфологические и гидрогеологические изменения обуславливают формирование ландшафтов различных типов.

На Ширванской равнине имеются также понижения и чалы, отличающиеся от межконусных понижений. К таким рельефным формам относятся депрессия Карасу и Падарское понижение, в пределах которых вследствие различных гидрогеологических условий сформировались своеобразные ландшафты. Морфологические особенности понижений и анализ литературных данных показывают, что в верхнехвалынский период депрессия Карасу являлась руслом р. Куры. В период формирования ландшафта прилегающей территории депрессия Карасу была заполнена водой. Как только р. Кура покинула свое русло и начала протекать по современному руслу, депрессия Карасу наполнилась поверхностными, сезонно-селевыми и атмосферными осадками, что обусловило постепенное формирование чально-лугово-болотного ландшафта. Отсюда следует, что ландшафт депрессии сформировался позднее, чем ландшафты прилегающей территории. В восточной части депрессии Карасу при формировании чально-лугово-болотного ландшафта важную роль сыграли современные тектонические опускания. Падарское понижение, расположенное между Падарским поднятием и Ленгебизскими горами, отличается своеобразными ландшафтообразующими условиями. Накопление в почвах минеральных солей привело к сильному их засолению. Этому способствуют также соли, смытые с грязевулканических Ленгебизских гор. Здесь развиты жирная солянка, шведка, караган, редкая полынь и эфемеры. В сторону Ленгебизских гор и Падарского поднятия с повышением высоты рельефа отмечается дифференциация ландшафта. Например, на дне понижения на сильнозасоленных сероземных и сероземно-луговых почвах произрастают жирная солянка, караган, а на склонах (0,6—1°) караган, шведка и полынь.

На юге Ширванской равнины в чалах, образованных в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности р. Куры и благоприятных условий для накопления поверхностных вод и фильтрации грунтовых вод, сформировались чально-лугово-болотные ландшафты. На формирование этого ландшафтного комплекса значительное влияние оказали отрицательные формы рельефа, аллювиальные, аллювиально-озерные отложения, поверхностные и грунтовые воды.

Полевыми наблюдениями установлено, что террасы рек Ширванской низменности (Кура и частично Алиджанчай, Турианчай и Геокчай) играют большую роль в формировании ландшафтных комплексов, которые изменяются от низких надпойменных террас к высоким. Низкие террасы покрыты молодыми аллювиальными отложениями и подвергаются интенсивному увлажнению, а относительно древние и высокие террасы различного строения расчленены в различной степени оврагами и долинами. С удалением от русла реки увеличивается относительная высота террас, изменяются степень расчлененности и гидрологические условия, что обуславливает микрizonaльность в ландшафте.

Взаимосвязь указанных комплексных факторов способствует формированию на низких (1—3 м) надпойменных террасах с аллювиальными и тугайными почвами тугайных лесов, состоящих из влаголюбивых деревьев (ива, тополь). На относительно высоких (5—7 м) и слаборасчлененных террасах в связи с понижением уровня грунтовых

вод (3—4 м) и уменьшением увлажнения почв развит лесо-кустарниковый ландшафт с сухолюбивыми деревьями, а на наиболее высоких и расчлененных террасах резкое изменение уровня грунтовых вод (5—7 м) и уменьшение увлажняющего действия рек обусловили образование ксерофитно-кустарниковых и полынно-разнотравных ландшафтных комплексов.

Одним из основных факторов, активно влияющих на дифференциацию ландшафтов Ширванской низменности, является наличие погребенных структур: Падарской, Шахсунинской, Аршалинской и др. (М. А. Сулейманов, О. А. Керимов, 1974).

С увеличением высоты от подножья к сводовой части на погребенных поднятиях изменяются гидрогеологические условия и ландшафтообразующие факторы приобретают иной характер. Так, дифференциация ландшафтообразующих факторов погребенных поднятий от подножья к сводовой части обуславливает зональность в морфологии ландшафтов.

Дифференциация ландшафта в пределах погребенных поднятий ярко выражена на Падарском погребенном поднятии (О. А. Керимов, М. А. Сулейманов, 1971). На солончаковых и засоленных сероземах и сероземно-луговых почвах периферии и подножья Падарского погребенного поднятия развиты солянковые (жирная солянка, петросимония, караган) и эфемерные ландшафты. На сероземно-луговых почвах склона этого поднятия сформировались карагановые, эфемерные, разнотравно-полынный ландшафты, а в сводовой части на остепненных сероземно-луговых и сероземно-бурых почвах — разнотравные, кенгизовые и редкопопынные. На территории, прилегающей к погребенным поднятиям, образуются местные (локальные) уклоны, обратные общему уклону, что обуславливает близкое к поверхности залегание грунтовых вод и интенсивное засоление почв, способствующие развитию солянковых и чально-лугово-болотных ландшафтов. Методами ландшафтных исследований на погребенных поднятиях показано, что, руководствуясь определенными индикаторами (отложения, почвы и растительность), можно выявить в пределах широких аккумулятивных равнин «закрытые» в геологическом отношении нефтегазоносные антиклинальные структуры.

Формы рельефа Ширванской равнины различной генерации играют важную роль в образовании ландшафтных комплексов с присущими им внутриландшафтными закономерностями, которые наиболее ярко проявляются при сравнении ландшафтных комплексов, сформированных под влиянием отдельных форм рельефа. При формировании ландшафта на конусах выноса преобладают аккумулятивные и эрозионные, а на межконусных — аккумулятивные процессы. Если в привершинной части конусов выноса рек развиты разнотравные, ксерофитно-кустарниковые сухостепные ландшафты, то на днищах межконусных понижений — чально-лугово-болотные. Аналогии разнотравных ландшафтных комплексов, развитых в средних частях конусов выноса, встречаются на бровковых частях межконусных понижений. В отличие от межконусных понижений рельефные формы (прирусловые гривы, межгривные понижения, речные долины и террасы, овраги и балки), развитые на конусах выноса, оказывают влияние на формирование своеобразных ландшафтных комплексов и осложняют внутриландшафтную дифференциацию. Ландшафты межконусных понижений имеют простое

строение — между бровковой частью и подножием конусов выноса на солончаковых и сильнозасоленных почвах развиты солянковые ландшафтные комплексы, аналоги которых встречаются на террасированном подножье конусов выноса и его периферии. Развитые на днищах и склонах межгривных понижений конусов выноса чально-лугово-болотные и солянковые ландшафты сходны с ландшафтами идентичных участков межконусных понижений. При сравнении ландшафтов межконусных и Падарского понижений, а также депрессии Карасу установлено, что в пределах последней на молодых аллювиальных отложениях сформировались чально-лугово-болотные ландшафты, тогда как в пределах Падарского понижения господствуют солончаковые полупустынные ландшафты, которые очень редки в депрессии Карасу.

Поскольку чалы достаточно увлажнены близкозалегающими к поверхности грунтовыми, а также поверхностными водами, постольку здесь достаточно хорошо развита чально-луговая растительность. Ландшафты конусов выноса Ширванских рек отличаются от ландшафтов погребенных поднятий. На поверхности погребенных поднятий преобладают процессы выветривания, вследствие чего на их сводовой части обнажаются более древние отложения. Конусы выноса сложены грубообломочными, а погребенные поднятия — мелкообломочными материалами. Мощность гумусового горизонта погребенных поднятий вследствие интенсивности процессов выветривания меньше, чем на конусах выноса. Если в периферийной части конусов выноса растительный покров развит слабо и в основном состоит из солончаковых растений, то на подножье погребенных поднятий он сплошной и густой. Последнее обусловлено накоплением на подошве погребенных поднятий гумусового почвенного слоя, смытого с их сводовой части.

Ландшафтные комплексы, развитые на погребенных поднятиях, носят более аридный характер, чем на конусах выноса рек. Если в приведенной части конусов выноса господствуют кустарники, то на сводовой части погребенных поднятий преобладает растительность полупустынь (полынь, кенгиз и др.).

В процессе изучения положительных и отрицательных форм рельефа (конусы выноса, межконусные понижения, погребенные поднятия и т. д.) выявлено, что на формирование ландшафта влияет не только сложное орографическое строение горных территорий, но и указанные формы рельефа, развитые на обширной аккумулятивной низменности. Они обуславливают, в свою очередь, внутриландшафтную дифференциацию.

Литература

1. Керимов О. А. Интразональные типы ландшафта юго-восточной части Ширванской низменности. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1970, № 8.
2. Керимов О. А., Сулейманов М. А. Ландшафтные особенности погребенных поднятий (на примере Подарского поднятия). «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1971, № 4.
3. Керимов О. А. Влияние межконусных понижений на формирование ландшафтов. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1973, № 3.
4. Мамедов А. В., Мусеинов М. А., Ширинов Н. Ш. Новейшие тектонические движения и их роль в формировании современного структурного плана и рельефа Куринской впадины. Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку, 1966.
5. Сулейманов М. А., Керимов О. А. Роль погребенных поднятий в динамике ландшафтов Кура-Араксинской низменности. VII совещание по вопросам ландшафтоведения. Пермь, 1974.

6. Сулейманов М. А., Керимов О. А. Ландшафты конуса выноса р. Турянчая. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1976, № 6.

7. Троцюк В. Я. Методика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазовых работах. М., «Наука», 1967.

8. Фиалко Е. Р. Гидрогеологическое районирование Куринской депрессии для мелиоративных целей. Автореф. дисс. Баку, 1971.

О. А. Керимов

ШИРВАН ДУЗУ ЛАНДШАФТЫНЫН ФОРМАЛАШМАСЫНА РЕЛЈЕФИН ТӘСИРИ ГАНУНАУЈГУНЛУГЛАРЫ

Мәғаләдә Ширван дүзү ландшафтынын формалашмасына релјефин тәсири ганунаујгунлулары һәм үмуми шәкилдә, һәм дә ајры-ајрылығда тәһлил едилір. Сонра мүхтәлиф мәншәли кәтирмә конуслары, конусарасы чөкәкликләр, јатағ боју тирәләр, басдырылмыш галхмалар, алчалмалар вә с. кими релјеф формаларынын ландшафтын формалашмасындакы ролундан бәһс едилір.

O. A. Kerimov

REGULARITIES OF RELIEF INFLUENCE ON THE FORMATION AND DIFFERENTIATION OF THE SHIRVAN LOWLAND LANDSCAPE

The article deals with some questions of regularities of relief influence on the formation and differentiation of landscape of the Shirvan lowland and with zonal and interzonal properties.

УДК 551.4.

В. А. КУЛУЗАДЕ, Р. С. АБДУЛЛАЕВ

**МОРФОСТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
МАЛОГО КАВКАЗА И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ**

(Междуречье Дзегамчая и Кюракчая)

Морфоструктурный анализ имеет важное значение при классификации форм рельефа земной поверхности, их генетической систематизации и картировании. Он позволяет выяснить связь рельефа с геологическим строением и облегчает выявление месторождений полезных ископаемых, образование которых связано с возникновением и формированием структурных форм рельефа.

Известно, что общий облик рельефа обуславливается геологическими структурами, сформировавшимися в результате тектонических движений. Поэтому при классификации морфоструктур надо учитывать взаимоотношение рельефа с геологическим строением, выяснить зависимость их от строения субстрата (основания).

При анализе морфоструктур и их классификации исследователи придерживаются различных взглядов. По мнению Ю. А. Мещерякова (1965), морфоструктуры следует рассматривать как комплекс форм рельефа и геологической структуры, исторически связанных в единое целое общностью условий развития. По А. П. Рождественскому (1960), морфоструктуры представляют собой геоморфолого-тектоническую категорию, включающую в себя все многообразие существующих в природе неотектонических структур, за исключением самых крупных форм, относящихся к категории геотектур и морфотектур. Морфоструктуры являются конкретным выражением новейших тектонических структур. Но Н. А. Флоренсову (1965) и С. К. Горелову (1972), морфоструктура — такое взаимоотношение рельефа и структур, при котором основные черты рельефа формируются под активным воздействием структур или вследствие пассивного проявления их посредством устойчивости слагающих пород. Важной особенностью классификации Ю. А. Мещерякова, Н. А. Флоренсова и С. К. Горелова является, то что они учитывают основные генетические типы морфоструктур, их морфологию, особенности формирования, соотношение рельефа с древними геологическими структурами и влияние литолого-структурных факторов.

С. И. Приходски (1968) классификации морфоструктур проводит по особенностям проявления новейших тектонических движений. Автор различает типы унаследованных, возрожденных и пассивных типов морфоструктур, подчеркивая различную роль вертикальных и горизонтальных новейших движений в формировании рельефа, выделяя совмещенные и несомещенные морфоструктуры в пределах указанных типов морфоструктур. Надо отметить, что впервые сведения о морфоструктурах орогенной области Кавказа были изложены в работе

И. П. Герасимова (1946). По его мнению, Кавказ, являясь относительно молодым альпийским горным сооружением, отличается наиболее полным соответствием рельефа и геологической структуры. Дальнейшие исследования внесли ряд уточнений в это представление и показали, что особенности развития морфоструктур Кавказа и обусловленность его рельефа тектоникой, хотя и унаследованы от доорогенного этапа развития, но в основном обязаны неотектоническим движениям.

Исследуемая территория расположена в орогенной области. По геологическому и геоморфологическому строению она резко отличается от платформенных областей. Поэтому, составляя классификацию морфоструктур, взяв за основу схему И. П. Герасимова, Ю. А. Мещерякова и С. К. Горелова, мы сочли необходимым внести в нее некоторые изменения и конкретизацию, исходя из особенностей исследуемой территории.

По особенностям развития и формирования морфоструктуры района исследований делятся на унаследованные, инверсионные и возрожденные.

В пределах исследуемой территории унаследованными мы называем те морфоструктуры, которые заложились до неотектонического этапа и продолжают свое развитие в новейшем этапе в том же плане. К инверсионным мы относим только те морфоструктуры, которые образовались в результате смены в знаке тектонических движений в течение неотектонического этапа.

Возрожденными называем те морфоструктуры, которые до неотектонического этапа почти полностью потеряли свою первичную форму, а в последующем, испытав тектонические движения прежнего знака, вновь приобрели прежние очертания.

Согласно схеме типизации морфоструктур С. К. Горелов «согласными» считает морфоструктуры, наследующие древние геологические структуры. Основным признаком выделения их служит соответствие рельефа структурному плану по простиранию, им противопоставляются поперечно или диагонально расположенные секущие («несогласные») морфоструктуры.

При выделении типа морфоструктур важное значение имеет определение порядка их величины или категории. С этой позиции работы Ю. А. Мещерякова, Н. Е. Астахова, Н. Ш. Ширинова, М. А. Мусебова и др. представляют определенный интерес и нашли свои отражения в нашей классификационной схеме.

При классификации морфоструктур для регионов, сформировавшихся в неотектоническом этапе, кроме выделения осложняющих их активных и пассивных морфоструктур, целесообразно показать их унаследованный характер развития, возраст, а также происшедшую инверсию в рельефе.

Исследуемая территория входит в состав мегантиклинория Малого Кавказа, который рассматривается нами как морфоструктура второго порядка¹.

Малый Кавказ как морфоструктура второго порядка, в свою оче-

¹ Вслед за Н. Ш. Шириновым (1975) Кавказ как морфоструктура первого порядка нами относится к геотектуре второго порядка — Альпийско-Гималайскому горному поясу, входящему, в свою очередь, в геотектуру первого порядка — Евразийский континентальный выступ.

редь, образовался за счет объединения морфоструктур третьего порядка, которые соответствуют геотектоническим зонам. Однако следует отметить, что геотектонические зоны (Сомхито-Агдамская и Севано-Карабахская) не полностью выражены в рельефе, но хорошо отражены в рельефе некоторые основные структурные элементы этих зон. Поэтому эти зоны условно отнесены к морфоструктурам третьего порядка. Морфоструктуры четвертого порядка представлены отдельными антиклинорными и синклинорными хребтами, синклинорными котловинами и т. д. Эти морфоструктуры имеют довольно сложное строение со своеобразным сочетанием морфоструктур более низких порядков, отличающихся особенностями истории развития и характером строения.

Данные о строении крупных морфоструктурных единиц встречаются в работах Н. В. Думитрашко (1968), М. А. Мусейбова (1968, 1972, 1977), Н. Ш. Ширинова (1975, 1980), и Р. Я. Кулиева (1974). Но следует подчеркнуть, что, поскольку работы указанных авторов посвящены крупным регионам, то, естественно, территория, исследуемая нами, по сравнению с этими регионами в морфоструктурном отношении охарактеризована не полно.

Анализ связи современного рельефа с геологическим строением показывает, что главные морфоструктурные черты современного рельефа района являются продуктом новейших тектонических движений. Однако обусловленность морфоструктуры должна рассматриваться не только проявлением лишь тектонических движений, а как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Так, одна группа морфоструктур (прямые) полностью соответствует тектоническим структурам и особенностям их строения, в основном завися от возраста, степени активности структур и устойчивости слагающих их комплексов пород. Другая группа морфоструктур (пассивные) интенсивно разрушена денудационными процессами, поэтому в их строении трудно найти прямые соотношения тектоники с рельефом и внешность их осложнена морфоскульптурами различного генезиса.

Пользуясь методом морфоструктурного анализа, выдвинутым впервые И. П. Герасимовым (1959), мы попытались выявить характер и степень проявления геологических структур различного типа, возраста и морфологии в современном рельефе.

Исследуемая территория по тектоническому положению и строению расположена в Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской геотектонических зонах Малокавказского мегантиклинория, которые характеризуются складчато-глыбовым основанием и осложнены структурными единицами более низких порядков. Учитывая генетическую связь основных крупных орографических элементов рельефа с однопорядковыми структурами, мы считаем целесообразным выделить их как прямые крупные морфоструктурные единицы.

По особенностям тектонического развития территория имеет складчато-глыбовую структуру. Отдельные крупные формы рельефа соответствуют складчатым, разрывным, магматическим структурам и соответственно образуют складчатые (пликативные), магматогенные (вулканические) и разрывные (дизъюнктивные) типы морфоструктур.

Складчатые и складчато-глыбовые морфоструктуры — это формы рельефа, непосредственно соответствующие определенным складчатым и складчато-глыбовым структурам (антиклинальные хребты и гряды, синклинальные котловины и др.).

По особенностям связи рельефа с геологическими структурами складчатые морфоструктуры делятся на прямые (конформные) и инверсионные (дисконформные).

На данной территории к прямым отнесены такие морфоструктуры, как антиклинальные, моноклинальные хребты и гряды, синклинальные долины и котловины, которые полностью или частично соответствуют складчатым структурам.

Инверсионными (дисконформными) морфоструктурами являются хребты и гряды, плато, антиклинальные долины и котловины, геологические структуры в которых не находят своего прямого отражения.

На данной территории рядом со складчатыми (структурными) и инверсионными формами рельефа также широко представлены структурно-денудационные хребты, гряды и котловины, в развитии которых значительную роль играют литологический состав пород и денудационные процессы.

В исследуемой территории сделана попытка выделить вулканические морфоструктуры различной генетической категории, по возможности произвести типизацию и определить их место в системе морфоструктур северо-восточной части Малого Кавказа. Вулканическая деятельность и связанные с ней морфоструктуры в той или иной форме нашли свое отражение в особенностях рельефа исследуемой территории.

Несмотря на то, что продукты мезозойского вулканизма участвовали в позднеальпийской складчатости и в значительной степени оказались дислоцированными и переработаны эрозионно-денудационными процессами, они, как морфоструктуры, в рельефе находят выражение. В формировании их принимали участие интрузивный, экструзивный и эффузивный вулканизм.

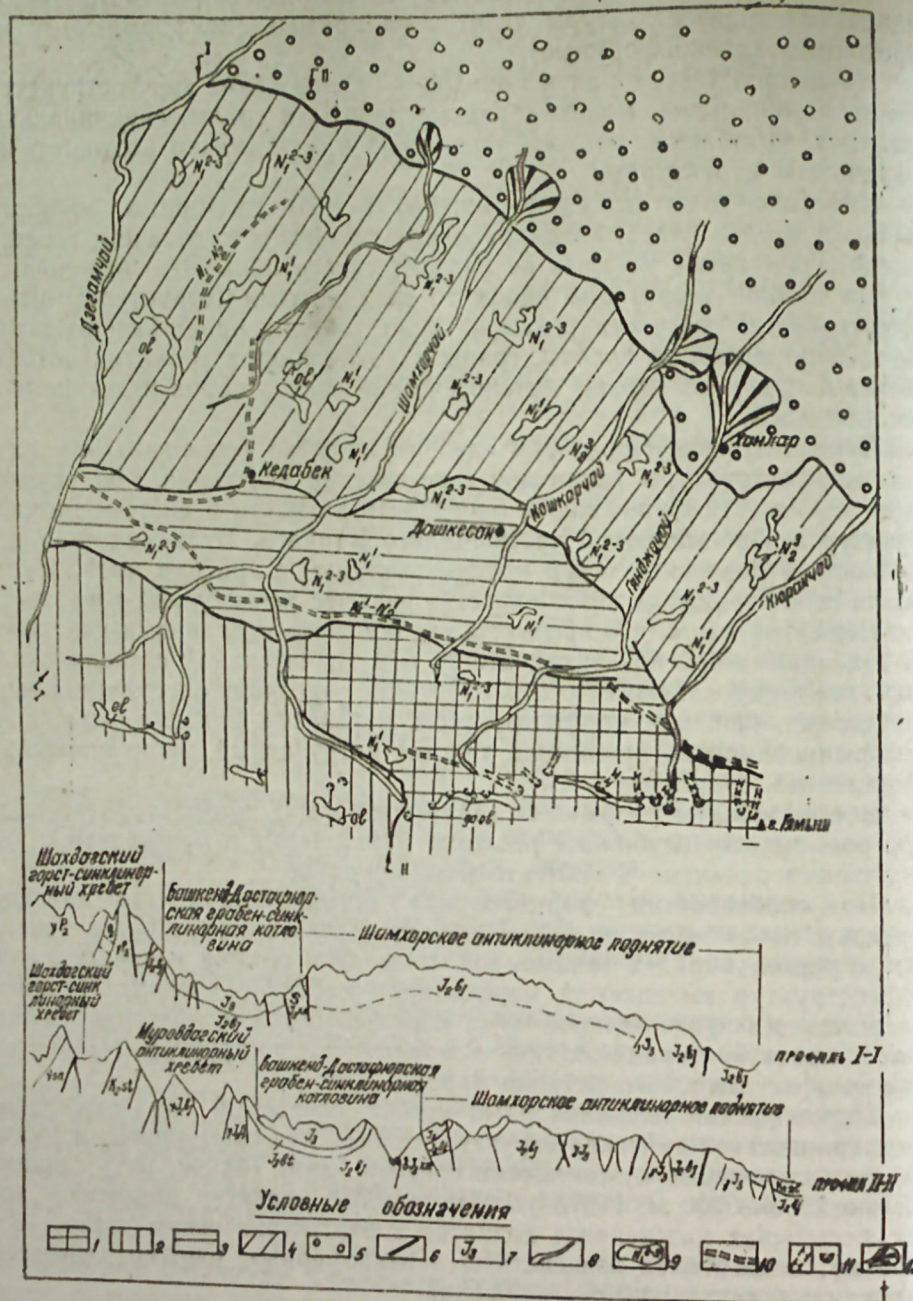
В образовании разрывных (дизъюнктивных) морфоструктур главную роль играют глубинные разломы (продольные и поперечные), унаследованно развитые в неотектоническом этапе.

По особенностям формирования организующих геологических структур, взаимосвязи их с рельефом и литолого-структурным признакам, с учетом порядка занимаемой площади и объема внутри крупных морфоструктур выделяются морфоструктуры более низких порядков. На основании произведенной нами классификации морфоструктур приводим краткую характеристику основных морфоструктур (четвертого порядка) исследуемого региона (рис.)

Муровдагский антиклинорный хребет, согласный по отношению простираения геологических структур, сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями средней юры (байос, бат) мощностью 2500—3000 м. Имея унаследованный характер развития, хребет, испытывая интенсивное поднятие в неотектоническом этапе (до 3000 м), подвергался воздействию неравномерных, сложно дифференцированных тектонических движений.

Шахдагский горст-синклинорный хребет соответствует одноименному синклинорию, простирается в субширотном направлении, с севера и юга ограничен тектоническими разрывами. Он сложен юрскими, меловыми и палеогеновым (эоцен) вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

В пределах Шахдагского хребта, помимо прямых и обращенных, более низкого порядка морфоструктур, имеются также вулканические морфоструктуры.



Карта-схема морфоструктур северо-восточной части Малого Кавказа. Наиболее крупные морфоструктуры (четвертого порядка): 1 — Муровдагский антиклинальный хребет; 2 — Шахдагский горст-синклинорный хребет; 3 — Башкент-Дагстафюрская грабен-синклинорная котловина; 4 — Шамхорское антиклинорное поднятие; 5 — Предмалокавказская наклонная равнина. Прочие: 6 — тектонические разломы и разрывы; 7 — возраст преобладающих пород ($J_2 - K$); 8 — речные долины; 9 — поверхности выравнивания и их возраст (N_1^{2-3}); 10 — древние долины и их возраст ($ol - Mп$); 11 — ледниковые формы; а — трюги, б — кары; 12 — конусы выноса.

ро-восточной части Малого Кавказа, сложено главным образом среднеюрскими вулканогенно-осадочными породами с довольно большой мощностью и рвущими их многочисленными интрузиями.

Шамхорское антиклинорное поднятие, сформировавшееся в неотектоническом этапе, согласно по простиранию геологических структур, расположено в центральной части территории и относится к категории новейших возрожденных морфоструктур.

Башкент-Дагстафюрская внутригорная котловина в структурном отношении отвечает северо-западной и центральной частями Дагстафюрского синклинория, сложенного отложениями верхней юры, мела и палеогена (эоцен).

Предмалокавказская наклонная равнина, окаймляющая северо-восточный край горного сооружения Малого Кавказа, в структурном отношении соответствует одноименному мезозойскому предгорному прогибу, а по более молодым (верхнеплиоцен-плейстоцен) образованиям имеет моноклинальное строение.

В пределах указанных крупных морфоструктурных единиц наряду со складчатыми прямыми и инверсионными морфоструктурами также широко развиты разрывные морфоструктуры, изучение которых имеет большое практическое значение.

Анализ дифференцированного характера неотектонических движений, взаимоотношения морфоструктур, соотношения их с древними структурами позволяет нам провести морфоструктурное районирование и выделить следующие районы:

1. Район интенсивно растущих и высокоприподнятых морфоструктур. Сюда входят различные по строению субстрата, возрасту, соотношению с древними структурами, условиям развития и взаимоотношению со структурной основной морфоструктуры (Муровдагский антиклинорный хребет, Шахдагский горст-синклинорный хребет, а также осложняющие северные их склоны морфоструктуры более низших порядков).

2. Район умеренно растущих и приподнятых морфоструктур (Шамхорское антиклинорное поднятие).

3. Район относительно опускающихся и слабоприподнятых морфоструктур (Башкент-Дагстафюрская грабен-синклинорная внутригорная котловина и осложняющие ее морфоструктуры).

4. Район относительно опущенных в неотектоническом этапе и моноклинально приподнятых в плейстоцене морфоструктур (Предмалокавказская наклонная равнина).

Литература

1. Гаджиев В. Д. Особенности строения и развития рельефа районов Кайнозойского вулканизма Приараксинской области (В пределах Азербайджанской ССР). Автореф. дисс. Баку, 1980.
2. Герасимов Н. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение, М., Изд-во АН СССР, 1959.
3. Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М., «Наука», 1972.
4. Думитрашко Н. В., Антонов Б. А., Астахов Н. Е. и др. Морфоструктурные закономерности Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1960, № 6.
5. Кулиев Р. Я. Опыт классификации морфоструктур юго-восточной части Малого Кавказа. «Уч. зап. АГУ», сер. геол.-геогр. наук, 1973, № 6.
6. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.

7. Мусеинов М. А. Закономерности морфоструктур Азербайджана. «Уч. зап. АГУ», сер. геол.-геогр. наук, 1968, № 2.
8. Мусеинов М. А. Классификация морфоструктур Азербайджанской ССР. «Уч. зап. АГУ», сер. геол.-геогр. наук, 1977, № 1.
9. Проходский С. Н. Геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры. В кн. Мат. Харьковского отд. геогр. об-ва Украины, вып. VI. Структурная геоморфология и неотектоника Украины, т. I, М., «Недра», 1968.
10. Рождественский А. П. Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба. В кн. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области южного Урала». Уфа, 1960.
11. Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология? «Изв. АН СССР», серия геогр., 1965, № 2.
12. Широков Н. Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. М., 1975.
13. Широков Н. Ш. Морфоструктурный анализ рельефа Азербайджана. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1979, № 6.

В. Э. Гулузаде, Р. С. Абдуллаев

**КИЧИК ГАФГАЗЫН ШИМАЛ-ШЭРГ ЁССЭСИНИН
МОРФОСТРУКТУР ТЭСНИФАТЫ**

(Зэјэмчәј вә күрәкчәјарасы)

Кичик Гафгазын шимал-шэрг ёссэсинин релјефи эсасән гарышыг, магматик, дизъюнктив структурларына мұвафиг кәлиб, онларла кенетик бағлы олан морфоструктур типләри эмәлә кәтирир. Бунула әлағадар олараг әразидә морфоструктурлар үч кенетик типдә групплашдырылар: гарышыгы (пликатив), вулканик (магматик) вә дизъюнктив.

Мүхтәлиф амплитудлу дифференциал характерли јени тектоник һәрәкәтләри, морфоструктурларын гәдим структурларла мұнасибәтини нәзәрә алараг әразидә ашагыдакы морфоструктур рајонлар ајрылар:

1. Даһа интенсив галхмаја мә'руз галмыш рајонун морфоструктурлары (Муровдаг антиклинон вә Шаһдаг һорст-синклинон силсиләси).
2. Мүләјим галхмаја мә'руз галмыш рајонун морфоструктурлары (Шамхор антиклинон галхмасы).
3. Нисбәтән енмәјә вә зәиф галхмаја мә'руз галан рајонун морфоструктурлары (Башкәнд-Дәстәфур грабен синклинон чөкәклији).
4. Јени тектоник мәрһәләдә енмәјә вә плејстосендә моноклинал галхмаја мә'руз галмыш рајонун морфоструктурлары (Кичик Гафгазгабагы маили дүзәнлик).

V. A. Guluzade, R. S. Abdullayev

**MORPHOSTRUCTURE OF THE NORTH-EASTERN PART OF THE
MINOR CAUCASUS AND THEIR CLASSIFICATION**

The article deals with the characteristics of the large morphostructure and regionalization.

УДК. 631434

Ф. А. ГАСАНОВ

**НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ГОРНО-КОРИЧНЕВЫХ ОСТЕПЕННЫХ ВЫЩЕЛОЧЕННЫХ
ПОЧВ**

Горно-коричневые остепненные почвы распространены в низкогорье Ленкоранской области на высоте 600—1100 м над ур. моря на северной и северо-восточной и нижней частях Лерикского района. Учитывая важное сельскохозяйственное значение, многие исследователи, как С. В. Зонн (1950), Г. А. Алиев (1965), Р. В. Ковалев (1966), М. З. Салаев (1966), Ш. Г. Гасанов (1978) и др., посвятили ряд работ этой теме. По общему мнению этих исследователей, остепнение лесного покрова приводит к образованию горно-коричневых остепненных почв, оно формируется под действием изменения природных факторов. И. П. Герасимов (1949) отмечает, что эти почвы формируются в гидротермических условиях, переходных от сухих к влажным.

Важно отметить, что как в других, так и в исследуемом районе одним из главных факторов остепнения лесных почв считается хозяйственная деятельность человека.

В связи с созданием новых виноградных плантаций на территории района нами велось крупномасштабное почвенное исследование. Выделены остепненные горно-коричневые выщелоченные, горно-коричневые типичные и горно-коричневые карбонатные подтипы почв. В более высоких и влажных местах исследуемого района обычно на северных экспозициях широко распространены горно-коричневые остепненные выщелоченные почвы, которые образовались также в результате остепнения. Общая площадь этих почв составляет 6183 га, т. е. 43,07% от всей площади горно-коричневых остепненных почв.

Описываемые почвы в зависимости от рельефа подразделяются на мощные и среднемошные подтипы. Эти почвы характеризуются тяжелологненным механическим составом. Этот подтип коричневых почв по всему профилю больше оглинен. Описываемые почвы по механическому составу относятся к тяжелологненным разновидностям. Они намного преобладают над глинистым механическим составом горно-коричневых остепненных выщелоченных почв Большого Кавказа (Г. А. Алиев, 1965) и Малого Кавказа (М. Э. Салаев, 1966). Величина физической глины в верхнем горизонте (0—18 и 0—23 см) колеблется от 82,89 до 90,64% (табл. 1, разрезы 59 и 83).

Таким образом, одной из характерных черт горно-коричневых остепненных выщелоченных почв является оглиненность их по всему профилю.

Анализ главных составных частей (табл. 1) показывает, что описываемые почвы относительно богаты гумусом, количество которого по профилю постепенно уменьшается с глубиной. Если в верхних гори-

зонтах содержание гумуса колеблется в пределах 3,41—3,78%, то, постепенно уменьшаясь по профилю, на глубине 80 см оно составляет 1,14—1,09%. Сравнительно меньшее количество гумуса (1,09%) в нижних горизонтах горно-коричневых остепненных выщелоченных среднемогучных почвах (разрез № 83) связано с выщелачиванием гумуса из верхних горизонтов в более глубокие слои почвенного профиля. Общее количество гумуса в метровом слое описываемых почвах составляет 193—205 т/га.

Таблица 1

Составные части горно-коричневых остепненных выщелоченных почв
(% абс.-сух. вес)

Почвы, № разреза	Глубина, см	<0,001 %	<0,01 %	Гумус %	Общий азот, %	C:N	pH/H ₂ O
Горно-коричневые остепненные выщелоченные мощные тяжелоглинистые	0—23	58,84	90,64	3,41	0,198	9,97	7,2
	23—40	51,56	87,12	2,28	0,134	9,85	7,8
	40—61	54,8	82,60	1,64	0,113	8,40	6,8
	61—77	49,28	76,56	1,14	0,076	6,89	7,1
	77—105	44,32	80,32	1,14	0,076	8,70	6,6
Горно-коричневые остепненные выщелоченные среднемощные тяжелоглинистые	0—18	54,9	82,89	3,78	0,190	11,52	6,9
	18—35	47,37	86,83	3,46	0,181	11,07	6,9
	35—50	30,62	75,06	2,29	0,110	12,04	6,3
	50—78	31,62	76,32	1,09	1,094	6,74	6,4

Согласно изменению содержания гумуса изменяется и содержание азота, что является характерной чертой для этих почв. Количество общего азота составляет 8,85—11,70 т/га.

Относительно высокое содержание гумуса и азота и проникновение их по профилю почв в глубокие слои объясняется наличием богатых травянистых остатков и корневых систем.

Отношение углерода к азоту довольно широко. По нашему мнению, это может объясняться относительно низким содержанием азота в гумусе. Такая закономерность наблюдалась в юго-западном Азербайджане (Ш. Г. Гасанов, 1978).

Таким образом, как эти, так и другие подтипы коричневых остепненных почв по главным составным частям имеют хорошее состояние для интенсификации виноградарства.

Одной из особенностей горно-коричневых остепненных выщелоченных почв, распространенных в исследуемом районе, является довольно высокое содержание кальция в составе поглощенного комплекса, почвы, содержащие М, составляют 19,65—24,38% из общего количества поглощенных оснований. По нашему мнению, высокое содержание Мг в составе поглощенного комплекса связано с почвообразующими породами, так как с увеличением Са вниз по профилю увеличивается и Мг (табл. 2).

Описываемые почвы характеризуются слабощелочной реакцией. В этом отношении горно-коричневые остепненные почвы сходны с почвами западной части Большого Кавказа (Г. А. Алиев, 1965).

Несмотря на тяжелоглинистый механический состав, эти почвы по содержанию поглощающего комплекса намного отстают от аналогич-

ных почв Большого Кавказа. Но несмотря на значительное содержание магния в описываемых почвах исследуемого района, в поглощенном комплексе преобладает кальций.

Таблица 2

Поглощенные основания горно-коричневых остепненных выщелоченных почв

№ разреза	Глубина, см	Ca Mg		Сумма	% от суммы		
		мг-экв			Ca	Mg	Ca:Mg
59	0—23	15,97	5,15	21,12	75,62	24,38	3,10
	23—40	19,76	5,72	25,48	77,55	22,45	3,45
	40,61	21,52	6,83	28,35	75,91	24,09	3,15
	61—77	22,05	6,83	28,88	76,35	23,65	3,23
	77—105	22,58	6,82	29,40	76,80	23,40	3,31
83	0—18	12,88	3,09	16,97	80,65	19,65	4,17
	18—35	16,12	4,16	20,28	79,49	20,51	3,87
	35—50	18,20	5,72	23,92	76,09	33,91	3,18
	50—78	14,56	4,68	19,24	75,68	24,32	3,11

Валовые химические анализы показали, что Al₂O₃ и Fe₂O₃ в верхних горизонтах почвы содержатся больше, чем в нижних (табл. 3). Распределение SiO₂ по профилю почв имеет такую же закономерность. Сравнительно высокое содержание Al₂O₃ и узкое отношение SiO₂: Fe₂O₃ свидетельствуют об оглинении этих почв. Высокое содержание в верхних горизонтах почвы связано с биологическим накоплением богатых травянистых остатков и с карбонатностью слоев почвы.

По профилю почв MgO распределен относительно равномерно. Содержание кальция увеличивается по глубинам, что связано с выщелачиванием. Эти почвы по содержанию MgO намного уступают горным лесным почвам Малого Кавказа (М. Э. Салаев, 1966).

Как и других элементов, содержание SO₃ и TiO₂ в верхних горизонтах больше, что связано с высоким содержанием зольных элементов.

Описываемые почвы по содержанию SiO₂ и SO₃, CaO уступают остепненным коричневым почвам Кусарского района (Г. А. Алиев, 1965), а по содержанию Al₂O₃ и Fe₂O₃ значительно преобладают над ними, что является одной из причин утяжеления их механического состава.

Объемный вес (ОВ) горно-коричневых выщелоченных почв (табл. 4) в верхнем горизонте составляет 1,15 г/см³. Он по профилю увеличивается на глубине 90—100 см и достигает 1,46 г/см³. Удельный вес (УВ) колеблется в пределах 2,70—2,76 г/см³.

Подобные изменения ОВ и УВ, в свою очередь, значительно влияют на изменения гигроскопической влаги (ГВ). Только в 0—20 см слое почвы имеется отличная порозность, тогда как в остальных горизонтах значение ее уменьшается и становится неудовлетворительным. Поэтому улучшение аэрации и водно-физических свойств этих почв требует дополнительных агротехнических мероприятий.

Особо важное значение имеет изучение почвенной влаги с целью развития виноградных культур, которое кроме урожайности, как показывает К. А. Алекперов (1961), имеет большое противозерозионное

Таблица 3

Валовой химический состав горно-коричневых остепненных выщелоченных почв
(% на прокаленную навеску)

№ пробы	Глубина, см	Гигроскопич. вода %	Потеря прокаивания, %	SiO ₂	SO ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	NaO	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃
													5,4	16,7	4,1
59	0—23	6,94	9,12	58,94	0,26	18,25	9,20	1,12	1,55	2,15	2,16	1,89	5,4	16,7	4,1
	23—40	7,85	8,21	6,71	0,50	20,05	10,02	1,21	1,84	2,41	2,21	1,56	4,8	15,0	3,6
	40—61	7,54	7,33	57,45	0,16	19,46	9,74	0,97	1,89	2,25	1,95	1,75	5,0	15,7	3,8
	61—77	7,10	7,01	56,89	0,12	18,75	8,94	0,78	1,35	2,32	1,42	1,64	5,2	17,2	4,0
	77—105	6,12	8,18	58,02	0,08	18,42	7,43	0,74	1,49	2,49	1,25	1,65	5,5	21,7	4,4

значение. Необходимо изучение почвенной влаги за вегетационный период, так как до сих пор динамика влажности почвы в условиях Ленкоранской области остается неизученной. В связи с этим в течение двух лет (1978—1979 гг.) нами изучена динамика влажности горно-коричневых остепненных выщелоченных почв различных экспозиций (на 4 пробных площадях) в низкогорьях Ленкоранской области (Лерикский район).

Таблица 4

Водно-физические свойства горно-коричневых остепненных выщелоченных почв

Пробная площадь и № разреза	Глубина, см	ОВ, г/см ³	УВ, г/см ³	Гигроскопич. влага, %	Максим. гигроск. об. % (МГ)	Влага завядания, об. % (ВЗ)	Общая порозность (ОП)
II 59	0—20	1,15	2,70	6,94	15,9	21,3	57,4
	20—40	1,38	2,74	7,85	19,5	26,1	49,6
	40—60	1,42	2,71	7,54	20,6	27,5	47,6
	60—80	1,45	2,74	7,10	21,5	28,7	47,1
	80—100	1,46	2,76	6,12	21,2	28,3	47,1

Влажность почвы определена весовым методом в 3-кратной повторности. Еще в начале вегетационного периода (апрель) количество влаги в почве составляло 26,6—28,0%. Далее, до августа наблюдалось уменьшение влаги в почве. Минимальное количество ее отмечалось в июле (16,9—18,3%). В связи с осенними осадками в конце вегетационного периода содержание влаги в почве достигало 27,0—29,2%.

Таблица 5

Динамика запасов влаги (ОВ, ВЗ и АВ) в горно-коричневых почвах (мм вод.ст.)

№ пробн. площ.	Категория влаги	24.IV	27.V	30.VI	30.VII	20.VIII	29.IX	27.X
		397,5	390,3	315,2	255,3	264,4	363,2	381,2
II 1978— 1979 гг.	ОВ	264,0	264,0	264,0	264,0	264,0	261,0	264,0
	ВЗ	133,5	126,3	51,2	8,7	0,8	99,2	117,2
	АВ							

В толще горно-коричневых остепненных выщелоченных почв влажность завядания (ВЗ) составляет 264 мм (северная экспозиция, табл. 5). По усредненным двухлетним (1978—1979 гг.) данным максимальный запас влаги в почве за вегетационный период выявлен на северной экспозиции. В летний период на этой же экспозиции наблюдается дефицит влаги (пробн. площ. II).

Во время недостатка усвояемой влаги в метровом слое почвы виноградные культуры не страдают. Но несмотря на это для нормаль-

ной обеспеченности виноградных культур влагой в летний период необходимо сохранить ее в почве путем замедления физического испарения. Поэтому требуется разрыхление пахотного слоя, уничтожение сорняков и мульчирование поверхности почв.

Учитывая важнейшую роль температуры почв в развитии корней виноградных культур, наряду с водным режимом, мы изучали и температурный режим этих почв за вегетационный период.

В связи с тем, что горно-коричневые остепненные выщелоченные почвы приурочены, в основном, к северным склонам гор, поверхность почвы неполностью освещается солнечными лучами. Поэтому по сравнению с другими подтипами в метровом слое горно-коричневые остепненные почвы имеют относительно низкую температуру.

Еще в начале вегетационного периода (апрель) в верхнем 0—40 см горизонте горно-коричневых остепненных выщелоченных почв имела температура 5°, при которой создаются условия для образования высасывающих корневых окончаний виноградных культур. Повышение температуры более глубоких горизонтов (40—100 см) наблюдается с мая. Максимальное значение температуры метрового слоя почв отмечается в июле (18,3—24,2°).

Необходимо отметить, что если с июля к августу понижение температуры почв имеет плавный характер, то с августа к концу вегетационного периода наблюдается резкое падение температуры. Судя по всему, особенно для сравнительно морозостойких сортов виноградных культур в тех же горно-коричневых остепненных выщелоченных почвах за вегетационный период имеется благоприятная температура (табл. 6).

Таблица 6

Температурный режим горно-коричневых остепненных выщелоченных почв (II проби. площадь)

Показатели	Годы	Глубина, см	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
			Высота 720 м над ур. м., уклон 14°	0	11,6	14,5	18,0	24,2	22,4
Под разный травянистый покров	1978—	0—20	5,2	10,1	14,0	19,6	1,0	14,0	7,0
	1979 гг.	20—40	5,0	9,0	12,80	19,1	18,8	13,8	7,9
		40—80	4,2	7,2	11,1	18,6	18,3	13,2	7,5
		80—100	3,8	6,9	10,8	18,3	18,2	13,0	7,6

Выводы

1. По водно-физическим свойствам и механическому составу горно-коричневые остепненные выщелоченные почвы исследуемого района имеют некоторые недостатки для интенсивного развития виноградарства.

2. Недостаток влаги в почве за вегетационный период отмечается только в июле, что может отрицательно влиять на развитие виноградных культур.

3. Еще в начале вегетационного периода на 20—40 см слое почв отмечается активная температура (выше 5°), что способствует активизации корней виноградных культур.

4. Имеющееся количество гумуса и азота, а также характер распределения его по профилю почв создает благоприятные условия для обеспечения виноградных культур питательными веществами.

5. В составе поглощенных оснований преобладают кальций. Почвенная среда имеет слабощелочную реакцию, что благоприятствует нормальному развитию виноградных культур.

6. Относительно высокое содержание Al_2O_3 и Fe_2O_3 обуславливает уплотнение профиля горно-коричневых остепненных выщелоченных почв.

Основываясь на отмеченных выводах, рекомендуем для коренного улучшения водно-физических свойств и успешного использования горно-коричневых остепненных выщелоченных почв под виноградные культуры применять некоторые агротехнические мероприятия, улучшать механический состав и свойства почв, разрыхлять почву и вносить органические удобрения, а во избежание физического испарения мульчировать поверхность почвы.

Литература

1. Алекперов К. А. Эрозия почв в Азербайджане и борьба с ней. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1961.
2. Алиев Г. А. Коричневые лесные почвы. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1965.
3. Гасанов Ш. Г. Генетические особенности и бонитировка почв юго-западного Азербайджана. Баку, «Элм», 1978.
4. Герасимов И. П. Коричневые почвы сухих лесов и кустарниковых луго-степей, Тр. почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXX, 1949.
5. Зон С. В. Горно-лесные почвы северо-западного Кавказа. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950.
6. Ковалев Р. В. Почвы Ленкоранской области. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1966.
7. Салаев М. Э. Почвы Малого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР), Баку, «Элм», 1966.

Ф. А. Насанов

ЈУЈУЛМУШ ДАГ-ГӘҲВӘЈИ БОЗГЫР ТОРПАГЛАРЫН БӘЗИ КЕНЕТИК ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИ

Мәғаләдә Лерик районунун јујулмуш даг-гәһвәји бозгыр торпагларындан бәһс едилир. Бу торпагларын профил боју агыр килли олмасы, гумусун ашағыја доғру јујулмасы, калсиумун профил боју артмасы ајдынлашдырылмышдыр. Al_2O_3 , Fe_2O_3 вә $S O_2$ -ин мигдары үст гатда үстүнлүк тәшкил едир.

Бу торпаглар су-физики хассәләринә көрә гәнаәтбәхш олмадығындан әләвә агротехники тәдбирләр тәләб олунур.

Торпағын температур режими үзүм биткиләринин көк инкишафына там шәраит јардыр.

F. A. Hasanov

SOME GENETIC PECULIARITIES OF MOUNTAIN-BROWN STEPPED LEACHED SOILS

The article deals with the mechanical composition, main compound parts, absorbed base, water-physical peculiarity and temperature regime of mountain-brown leached stepped soils in Lerik district.

УДК 551.4.

В. Д. ГАДЖИЕВ

ВОПРОСЫ ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА ПРИАРАКСИНСКОЙ ОБЛАСТИ (В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР)

По интенсивности современных эрозионно-денудационных процессов Приараксинская область резко отличается от других районов Малого Кавказа. Изучение интенсивности и количественная характеристика денудационных процессов дают возможность восстановить палеогеоморфологическую обстановку территории и более объективно оценить величину новейших тектонических движений. Определение денудационного среза и изучение коррелятных отложений играют большую роль при выявлении месторождений полезных ископаемых.

Как известно, денудационные процессы в зависимости от общих физико-географических особенностей территории, в различных горных районах носят различный характер. В последние годы ряд исследователей, применяя различные методические приемы, предприняли попытку определить величину денудационного среза в горных областях. Этот вопрос рассмотрен в монографиях Е. Е. Милановского (1968), Г. К. Габриеляна (1971), А. Е. Криволицкого (1971), В. А. Растворовой (1973) и в работах С. А. Ахундова (1974), В. В. Брангулеева, В. М. Муратова (1976), М. А. Абасова (1977), Н. С. Благоволитина и В. К. Шевченко (1977).

Н. С. Благоволитин и В. К. Шевченко справедливо отмечают, что рассматривать твердый сток рек или объем коррелятных отложений как показатель общего снижения поверхности речного бассейна или области сноса является одной из главных методических ошибок в изучении денудационного среза. По их мнению, необходимо разграничить два понятия: общий объем материала, вынесенного в течение определенного времени за пределы горного сооружения, (объем денудационного сноса), и снижение поверхности междуречий (денудационный срез). Нам кажется, что указанные авторы полностью правы и определять денудационный срез только на основе показателей твердого стока рек является грубой ошибкой.

В тектонически активных горных областях, как правило, преобладает денудационный снос (а не денудационный срез), который осуществляется, главным образом, по речным долинам путем их эрозионного углубления и расширения. Водоразделы, как правило, оставались мало затронутыми денудацией, о чем свидетельствуют сохранившиеся в высокогорных и среднегорных поясах древние поверхности выравнивания, часто перекрывающиеся рыхлыми образованиями. В то же время в отдельных регионах может иметь место и денудационный срез, где для его развития имелись благоприятные геолого-геоморфологические условия. Кроме этого, нельзя полученные величины по

денудационному срезу равномерно распределять по всей горной области. В связи с различием истории геологического и геоморфологического развития в каждой конкретной территории интенсивность эрозионно-денудационных процессов была различна. Причем, эти процессы подвергались изменению по времени, в соответствии с изменением знака и темпа тектонических движений и климата.

По мнению Н. С. Благоволитина и В. К. Шевченко, определение денудационного среза по гипабиссальным интрузиям и магматическим диапирам более реально.

Как известно, фациальный и структурный анализ выраженных в современном рельефе интрузивных и экструзивных образований, имеющих различные морфологические особенности, позволяет определить глубину их образования (Р. О. Дэли, 1936; В. И. Лучицкий, 1939; Ю. А. Билибин, 1958; И. Д. Соболев, 1960; Ш. А. Азизбеков, Т. Г. Гаджиев, 1964; Ш. А. Азизбеков, М. И. Рустамов, 1972; И. П. Герасимов, 1974 и др.). Эти исследования показывают, что интрузивные образования формируются на различных глубинах.

Полное проявление в современном рельефе интрузивных образований исследуемой области, имеющих различный возраст, генезис и морфологию и развитых во всех высотных поясах, дает большие возможности для решения вопроса о величине денудационного среза.

При расчете денудационного среза мы применяли анализ механизма образования интрузий, их структуры и фации, а также анализ фаций и мощностей вмещающих пород.

В олигоцене осуществляется тектоническая инверсия и закладывается начало формирования наиболее крупных морфоструктур Приараксинской области. С этого момента Зангезурский и Даралагезский хребты испытывают интенсивные направленные поднятия. Развитие рельефа протекает в континентальных условиях. Формируется крупный Мегри-Ордубадский батолит, осложняющий морфоструктуры Зангезурского хребта.

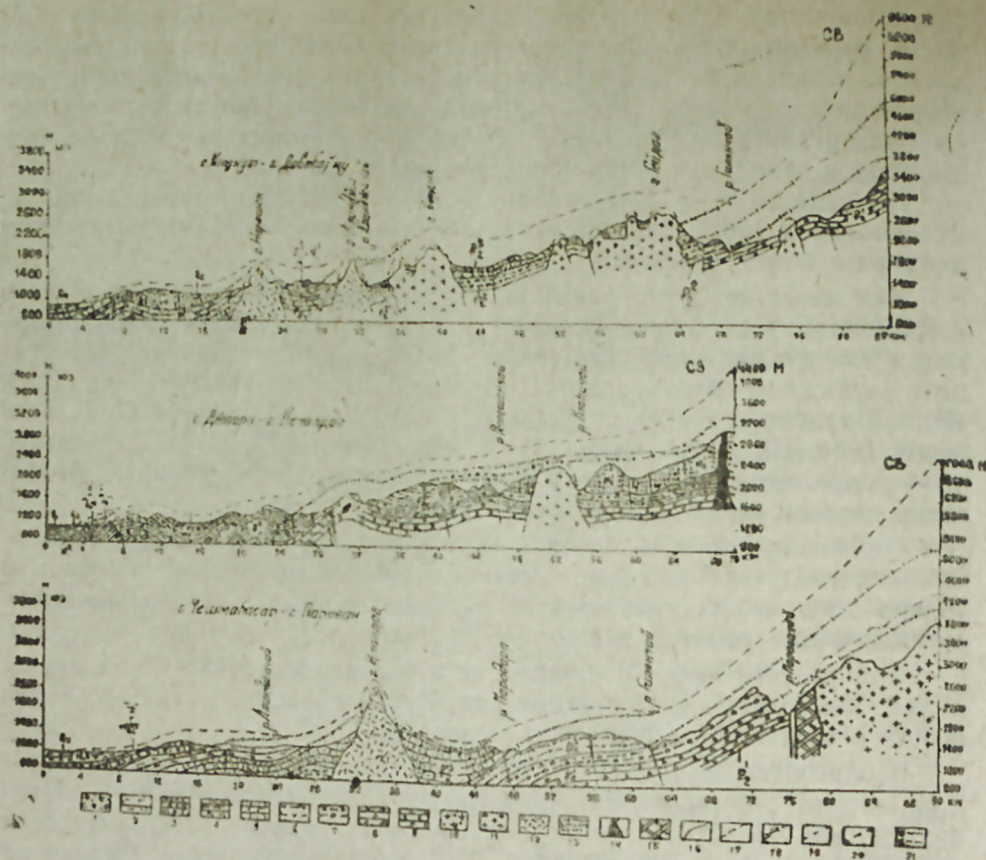
Мегри-Ордубадский батолит, являясь сложно-дифференциальным пансингенетическим, дискордантным телом, сложен из комплекса пород (гранит, гранодиорит, граносиенит, адалиллит, монзонит, монцодиорит и др.).

Данные о глубине формирования этого комплекса интрузивных пород являются одним из основных критериев при расчете денудационного среза.

По данным Ш. А. Азизбекова и Т. Г. Гаджиева (1964), батолит, прорывая толщу вулканогенных пород нижнего эоцена, внедряется до нижней части толщи пород нижнего лютета среднего эоцена.

Анализ фаций и мощностей нижнеэоценовых отложений показывает, что осевая часть Ордубадского синклинали, соответствующая в тот период центральной части и западному склону Зангезурского хребта, подвергалась интенсивному прогибанию. Естественно, что отложения нижнего эоцена там должны были быть более мощными (1000 м).

Процессы тектонического прогибания, достигающие максимума в среднем эоцене, способствовали образованию толщи вулканогенно-осадочных пород мощностью 1000 — 1100 м и толщи туфоконгло-



Условные обозначения к поперечным геолого-геоморфологическим профилям (составил В. Д. Гаджиев, геологическая основа составлена по данным Ш. А. Азизбекова, 1961). I — стратиграфия и литофация отложений: 1 — средне-верхнеплейстоценовые галечники, пески, суглинки; 2 — среднемиоценовые гравелиты, песчаники, глины; 3 — верхнеолигоцен-нижнемиоценовые туфоконгломераты, туфобрекчии, туфы, известняки (каширдагская толща); 4 — ниже- и среднеолигоценные туфобрекчии, туфопесчаники, туфогравелиты; 5 — верхнеолигоценные мергели, гравелиты, песчаники, глины; 6 — среднеолигоценные туфоконгломераты, туфобрекчии, агломератовые лавы, туфопесчаники (туфоконгломератовая толща); 7 — среднеолигоценные аргиллиты, известняки, песчаники, туфопесчаники, агломератовые лавы (вулканогенно-осадочная толща нижнего лютета); 8 — верхнеолигоценные (кампанский ярус) песчаные известняки, глины, мергели. II — вулканогенные образования: 9 — интрузивы олигоценные (гранодиориты, монциониты, монцодиориты; адамеллиты, диориты); 10 — субвулканы нижнеплиоценовые (андезиты, дациты, андезиты-дациты); 11 — субвулканы нижнеплиоценовые (андезиты, дациты, андезиты-дациты); 12 — экструзивная толща (андезиты, андезиты-базальты, туфобрекчии, туфы); 13 — жерла раннеплиоценовых вулканов; 14 — контактовый ареал батолита (скарны, эпидозиты, кварциты); III — прочие: 15 — поверхность современного рельефа; 16 — восстановленная поверхность рельефа к концу неотектонического этапа*; 17 — положение кровли различных толщ эоцена (частично олигоцен-нижнего миоцена по восстановленному рельефу); 18 — то же нижнеплиоценовой толщи; 19 — то же интрузивных, субвулканических и экструзивных тел; 20 — то же интрузивных, субвулканических и экструзивных тел; 21 — разломы: а) установленные, б) предполагаемые.

* 17, 18, 19 даны без учета денудационного среза.

мератов мощностью 850—900 м (Ш. А. Азизбеков, 1961).

Таким образом, ниже- и среднеэоценовые отложения на Зангезурском хребте до формирования Мегри-Ордубадского батолита достигали мощности 2850—3000 м.

В результате тектонических движений резкодифференциального характера в начале олигоцена Ордубадский синклиниорий испытал инверсию и морской бассейн отступил на запад и юго-запад. Эти процессы, сопровождаемые магматизмом, образовали отложения начальной фазы Мегри-Ордубадского батолита. Щелочные породы батолита, возраст которых по радиологическому методу определен в 37 млн. лет, соответствует верхнему эоцену—нижнему олигоцену (Ш. А. Азизбеков, Т. Г. Гаджиев, 1964). Формирование батолита завершалось до конца олигоцена.

Как выше отмечено, до образования батолита мощность ниже- и среднеэоценовых вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород достигала 3000 м. Апикальная часть адамеллитовых интрузий батолита на северо-западе образовалась на глубине 2 км, а апикальная часть в центральной части граносиенитовых интрузий—на глубине 2,5—3 км (Ш. А. Азизбеков, Т. Г. Гаджиев, 1964).

В направлении Чешмабасар-Паравана, на основе снятого геолого-геоморфологического профиля, современная денудационная поверхность адамеллитовых интрузий в настоящее время расположена на абсолютной высоте 3825 м. Если эти интрузии внедрены до нижней части нижнеэоценовых пород (без учета денудационного среза), центральная часть Зангезурского хребта в современном периоде должна быть на абсолютной высоте 6500—7000 м* (рис.).

Во время формирования батолита контактные породы подвергались резкой ассимиляции. Петрографические особенности пород, составляющих апикальную часть адамеллитовой интрузии, показывают, что эти породы образовались в результате гранитизации и перекристаллизации под высоким давлением и температуре нижнеэоценовых вулканогенных пород (Ш. А. Азизбеков, Т. Г. Гаджиев, Е. Н. Емельянова, М. И. Рустамов, 1964).

Гибридный характер полос, составляющих интрузию, наличие в большом количестве ксенолитов и шлиров, увеличение их в эндоконтакте интрузии также указывают на более интенсивную ассимиляцию. Основываясь на данных Ш. А. Азизбекова и Т. Г. Гаджиева, мы приходим к выводу, что батолит подверг ассимиляции нижнеэоценовые отложения полностью (1000 м), а нижнеэоценовые отложения среднего эоцена — частично (250—300 м).

После формирования батолита, начиная с конца олигоцена, территория испытывала денудацию и в центральных частях хребта, вплоть до конца миоцена, среднеэоценовые отложения мощностью 1650—1700 м размывались и поверхность батолита оказалась обнаженной. Наличие в Нахичеванской впадине внутри терригенных сарматских отложений минеральных ассоциаций пород батолита и трансгрессивное налегание эффузивных плиоценовых отложений на размытую поверх-

* Вычислено из расчета, что апикальная часть Мегри-Ордубадского батолита после его формирования находилась на глубине около 2000 м, на абсолютной высоте 1400 м (абсолютная высота олигоценного рельефа около 500 м). Величина денудационного среза 2300—2400 м (в т.ч. за счет интрузии 600—700 м).

ность батолита подтверждают эту точку зрения (Ш. А. Азизбеков, Т. Г. Гаджиев, Е. Н. Емельянова, М. И. Рустамов, 1964).

В течение всего плиоцен-четвертичного периода, судя по величине среза с малых интрузий среднегорного пояса (500—550 м), в водораздельной части Зангезурского хребта, соответствующей Ордубадскому батолиту, денудационный срез составлял 650—700 м, а начиная с конца олигоцена и до современной эпохи — 2300—2400 м.

На Даралагезском хребте и в северо-западной части Зангезурского хребта этот срез несколько меньше. На основании снятого геолого-геоморфологического профиля по линии Джагры-Кечалдаг (см. рис.) и анализа фации и мощностей эоценовых отложений установлено, что до конца миоцена на обоих хребтах верхнелютетские породы среднего эоцена были денудированы полностью (700 м), а нижнелютетские породы среднего эоцена — на 650 м. Таким образом, с конца олигоцена до миоцена включительно общая величина денудационного среза достигла 1350 м. Сравнительно меньшая величина денудационного среза здесь по сравнению с центральной и юго-восточной частями Зангезурского хребта объясняется, с одной стороны, бронированностью северо-восточной части Даралагезского и северо-западной части Зангезурского хребтов нижнеплиоценовым эффузивным покровом (биченагской толщи), а с другой стороны, сравнительно менее интенсивным поднятием этих двух участков в новейшем тектоническом этапе.

В результате анализа снятых разрезов из биченагской толщи восстановлена начальная мощность этой толщи и выявлено, что, начиная со среднего плиоцена, она была денудирована на 300 м. Итого, начиная с конца олигоцена, на Даралагезском и северо-западной части Зангезурского хребтов суммарная величина денудационного среза была равна 1650 м. В среднегорном и низкогорном поясах денудационный срез был определен по нижнеплиоценовым субвулканическим образованиям, который полностью соответствует данным, полученным при анализе геологической истории развития территорий.

Для расчета денудационного среза в этих зонах на основе имеющихся различных материалов была определена глубина становления этих субвулканических образований. По Ш. А. Азизбекову (1961), Ш. А. Азизбекову, Т. Г. Гаджиеву, Е. Н. Емельяновой и М. И. Рустамову (1964), широко развитые в среднегорной и низкогорной зонах малые интрузии, являясь субвулканическими фациями, формировались неглубоко от поверхности.

На основании классификаций М. А. Усова (1932), Д. С. Коржинского, Ю. А. Кузнецова (1960), А. Ф. Баддингтона (1963), Г. Шнейдерхена (1958), В. К. Монича (1952) и других и сравнении фациальных и петрографических особенностей этих интрузий мы пришли к выводу, что они могли формироваться на глубине не более 500—550 м. Глубина формирования этих интрузий была определена также путем анализа фаций и мощностей верхнеэоценовых, олигоценовых и нижнеплиоценовых отложений.

Полученные результаты в обоих случаях соответствуют друг другу. В среднегорной зоне в районе развития Гейдагского и Башкендского интрузивов мощность верхнеэоценовых отложений достигает 200—250 м, в Бердыгской интрузии 100—150 м, а в низкогорной зоне (Шурутская синклинальная котловина) — 650—750 м (см. рис.). По

данным Ш. А. Азизбекова (1961) и Г. Г. Аликулиева (1966), в кровле Бердыгской интрузии сохранились породы, состоящие из верхнеэоценовых аргиллитов и песчаников мощностью 100—150 м. Из сравнения разрезов, снятых с участков развития верхнеэоценовых отложений, видно, что начальная мощность этих отложений как в Шурутской синклинальной котловине, так и на участках Бердыгской, Башкендской и Гейдагской интрузий была 700—750 м.

Среднегорная зона в начале миоцена частично, а в конце его полностью перешла на континентальный путь развития. В результате резкодифференцированных тектонических движений в нижнем плиоцене морской бассейн отступал на запад, занимая только Нахичеванскую впадину (Ш. А. Азизбеков, 1961). Следовательно и низкогорья полностью освободились из-под моря. Начиная с этого периода обе эти зоны подвергались эрозионно-денудационным процессам.

Принимая во внимание все имеющиеся данные были составлены геолого-геоморфологические профили по линии Джагры-Кечалдаг, Кюзнут-Давабану и Чешмабасар-Параван (см. рис.), позволившие наряду с восстановлением древнего рельефа, рассчитать денудационный срез также и в среднегорном и низкогорном поясах.

Самыми молодыми отложениями, которые прорываются Гейдагской (200—250 м) и Бердыгской (100—150 м) интрузиями, являются верхнеэоценовые отложения (см. рис.). Принимая начальную мощность верхнеэоценовых отложений в 700—750 м, можно заключить, что денудационный срез в районе Гейдагской интрузии достигал 500 м, а в районе Бердыгской интрузии — 600 м.

Как видно из снятого профиля по линии Чешмабасар—Параван, мощность верхнеэоценовых отложений в Шурутской синклинальной котловине достигает 700—750 м. На основании анализа фаций и мощностей ниже- и среднеолигоценовых отложений определено, что их мощность в этой же котловине достигала 100—150 м. Таким образом, начиная с конца миоцена и до начала современного периода ниже- и среднеолигоценовые отложения в Шурутской котловине были денудированы полностью (100—150 м), а верхнеэоценовые отложения — на 50—80 м. Основной причиной слабого развития денудационного среза является отставание Шурутской синклинальной котловины от общего поднятия.

Из всего изложенного можно сделать заключение, что в течение плиоцен-четвертичного периода денудационный срез в среднегорной зоне составлял 500—550 м.

Денудационный срез в низкогорной зоне был определен на основании Норашенского, Алинджинского и Иландагского экструзивных куполов, а также анализа фаций и мощностей ниже- и среднеолигоценовых, верхнеолигоценовых, ниже- и верхнемиоценовых отложений, развитых в районе этих экструзивов.

Алинджинский и Иландагский экструзивы прорывают верхнеэоценовые осадочные породы, а Норашенский экструзив — олигоценовые вулканогенные отложения. По Ш. А. Азизбекову (1961), эти экструзивы формировались за счет выдавливания под высоким давлением вязкой магмы к поверхности. По мнению указанного автора, фациальные и петрографические особенности пород, слагающих экструзивы, показывают, что формирование этих экструзивов, в основном, проис-

ходило на небольшой глубине (100—150 м), за исключением Иландагского экстрозива.

Восстановив первичную мощность нижне-, средне- и верхнеолигоценых и нижнемиоценовых отложений, определили, что их мощность не превышала 450—500 м (см. рис.). С плицена до четвертичного периода, т. е. с момента образований экстрозивов, эти отложения были денудированы на 150—200 м (см. рис.).

Анализ фаций и мощностей отложений, развитых вблизи экстрозивов, позволил определить их первичную мощность, восстановить древний рельеф и сравнить его с современным рельефом.

Литература

1. Абасов М. А. О денудационном срезе и количественной оценке неотектонических движений на территории Нахичеванской АССР. «ДАН Азерб. ССР», 1977, т. XXXIII, № 1.
2. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., «Недра», 1961.
3. Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г. Основные черты структурной петрологии Мегри-Ордубадского батолита. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол. — геогр. наук, 1964, № 2.
4. Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г., Емельянов Е. Н., Рустамов М. И. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1964.
5. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Тектонические условия формирования гранитоидных интрузий (на примере Мегри-Ордубадского батолита). Геотектоника, М., «Наука», № 6.
6. Ахундов С. А. Интенсивность денудации Азербайджанской части Кавказа. «Геоморфология», 1974, № 3.
7. Баддингтон А. Ф. Формирование гранитных тел. М., 1963.
8. Благоевлин Н. С., Шевченко В. К. Магматические тела и проблемы денудационного среза. «Геоморфология», 1977, № 1.
9. Брангулеев В. В., Муратов В. М. Опыт определения объема денудации в горах морфометрическим способом. «Геоморфология», 1976, № 1.
10. Габрилян Г. К. Интенсивность денудации на Кавказе. «Геоморфология», 1971, № 1.
11. Герасимов И. П. Пятигорские «локколиты» и происхождение кавказских минеральных вод. «Геоморфология», 1974, № 3.
12. Дели Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1976.
13. Коржинский Д. С. Зависимости метаморфизм от глубинности в вулкано-генных формациях. Тр. лаб. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
14. Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификаций магматических пород. Сб. Основные идеи М. А. Усова в геологии. Изд-во АН Казах. ССР, 1960.
15. Лучицкий В. И. Петрография Крыма. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
16. Мониш В. К. К вопросу о фациях магматических пород Казахстана. «Изв. АН Казах. ССР», серия геол., 1952, вып. 15.
17. Растворова В. А. Формирование рельефа гор (на примере горной Осетии). М., «Наука», 1973.
18. Соболев Н. Д. Фации гранитоидов и оруднения. Сб. Основные идеи М. А. Усова в геологии. Изд-во АН Казах. ССР, 1960.
19. Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. «Изв. сб. отд. геол.», вып. 3. Томск, 1932.
20. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.

В. Д. Гаджиев

АРАЗЈАНЫ ВИЛАЈАТИН ДЕНУДАСИОН КАСИМ МЭСЭЛЭСИ НАГГЫНДА (АЗЭРБАЈЧАН ССР ДАХИЛИНДЭ)

Денудасион касимин мўзэјэн едилмэсиндэ интрузив кўтлэлэрин структур хўсусијэтлэри, дэринлик фасијасы, јан сўхурларын галынлығы, онун мөкан вэ заман дахилиндэ пэјланмасы вэ фасијасынын тэплилиндэн истифадэ едилмишдир.

Денудасион касимин тэзатўр характеринин, камијјэт вэ мигдарынын тэјин едилмэси илэ эразинин палеогеоморфоложи вэзијјэтинин бэрпасы, неотектоник хэрэкэтларин параметри даһа объектив мўзэјэн едилмишдир.

Јүксэк дағлыг зонада денудасион касимин гијмэти 2300—2400 м, орта дағлыг зонада 500—550 м, алчаг дағлыг гуршагда исэ 150—200 м-дир.

V. D. Hadjiev

QUESTIONS OF DENUDATIONAL SHEARING IN THE REGION OF ARAKS (WITHIN THE AZERBAIJAN SSR)

The denudational shearing value and character, the quantitative characteristics are determined, permitting to restore the paleogeomorphological conditions of the territory, estimating more objectively the parameters of the neotectonic movement, which will help to direct correctly the geological research.

The denudational shearing value on the whole in high-mountainous area is 2300—2400 m, in middle-mountainous area — 500—550 m, in foothills — 150—200 m.

УДК 691+388,911:3 (479.24)

Х. Г. ЭФЕНДИЕВА

ТЕРРИТОРИАЛЬНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ И СТРОИТЕЛЬНОЙ ИНДУСТРИИ В АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Территориальная организация промышленного производства относится к числу первоочередных народнохозяйственных проблем. Она представляет систему пространственно взаимосвязанных отраслей народного хозяйства и одновременно производственно-территориальных сочетаний, основанных на рациональном использовании природных, материальных и трудовых ресурсов.

Таким образом, территориальная организация промышленности строительных материалов, основанная на производственно-территориальных сочетаниях, выступает, с одной стороны, как промышленные группировки, а с другой, — как промышленные комплексы, узлы, являющиеся предметом глубоких экономгеографических исследований.

Исследование показало, что на территории республики можно на базе местных ресурсов выделить строительные комплексы, находящиеся на различных стадиях формирования и являющиеся базой капитального строительства каждого экономического района в отдельности.

В XI пятилетке на развитие строительной индустрии и строительных материалов направляется в 1,5 раза больше капитальных вложений, чем в X пятилетке.

В промышленности строительных материалов намечена реконструкция и расширение действующих и строительства ряда новых предприятий, ввод в эксплуатацию мощностей по производству цемента, асбоцементных труб 3 тыс. усл. км, облицовочного материала только из мрамора и травертина — 600 тыс. м², виноградных шпалер — 300 тыс. м³, производство стеклотары для пищевой промышленности и др.¹

Промышленность строительных материалов представлена крупными комбинатами строительных материалов (с рядом производств), доместроительным комбинатом, комбинатом облицовочных материалов, заводами крупнопанельного домостроения, железобетонных изделий и конструкций, цемента, предприятий по производству стеновых, нерудных и облицовочных материалов, легких заполнителей и др.

Как видно из табл., за последние 12 лет наблюдается рост по всем видам продукции, за исключением цемента и оконного стекла.

Производство цемента в Азербайджане сосредоточено на Кара-

¹ Материалы XXX съезда КП Азербайджана, Баку, 1981.

дагском цементном заводе, созданном на базе как местного, так и привозного сырья.

Производство основных видов строительных материалов в Азербайджанской ССР (за 1970—1982 г.)

Показатели	Ед. изм.	1970 г.	1975 г.	% к 1970 г.	1982 г.	% к 1970 г.
Сборные железобетонные конструкции и детали	тыс. м ³	924,5	1155,5	125,0	1602,0	183,0
Цемент	тыс. т.	1409	1358	96,4		
Стекло оконное	тыс. м ²	7516	8212	109,3	4281	57
Стекло витринное	тыс. м ²	200,0	215,6	107,8	260,5	130,2
Полимерные изделия (линолиум)	тыс. м ²	925,6	114,5	123,2	1540,5	166,4
Шифер-асбоцементные листы	млн. усл. плиток	72,0	111,4	154,7	89,7	124,6
Асбоцементные трубы и муфты	тыс. усл. км труб.	1,5	1,6	106,6	1,5	100,0
Стеновые материалы	млн. шт.					
Всего	усл. кир.	1164,6	1179,3	101,2	1481,4	127,2
В т. ч. стеновые блоки изест. камня	.	995,6	987,3	99,2	1172,0	117,2
Строительный кирпич	.	65,8	70,5	107,1	167,0	253,8
Стеновые панели и блоки	.	103,2	121,5	117,7	142,4	138,2
Стеновые материалы ¹	тыс. м ²	726,6	1234	169,9	158,0	211,7
Нерудные материалы	тыс. м ³	7193	7649	106,3	11268	156,6
Всего	.					
Легкие заполнители (керамзит)	.	77	113	147	150	194,8

¹ Стеновые материалы с учетом стеновых панелей

² Облицовочные материалы с учетом керамических плит

На Карадагском заводе производят портландский, томпаж-ный, пуццолановый и другие виды цемента. В перспективе производство цемента может быть увеличено в основном за счет расширения мощности существующего предприятия, ввода в эксплуатацию строящегося Агдамского завода.

В практике строительства широкое применение получили сборные железобетонные конструкции и детали — стеновые панели, балки, колонны, плиты, сваи, многопустотные панели, перекрытия длиной 9 м и столбы линий электропередач, шпалеры для виноградников и др. Так, по сравнению с 1970 г. производство железобетонных конструкций в 1975 г. увеличилось на 25% и в 1982 г. более чем на 83%. В строительстве заметными темпами увеличивается применение крупных железобетонных панелей. Если в 1970 г. было получено 200 тыс. м² железобетонных стеновых панелей, то в 1982 г. его объем увеличился более чем на 38%².

Производство железобетонных изделий организовано на 24 крупных заводах железобетонных изделий (ЖБИ), размещенных почти во всех районах республики, на трех доместроительных комбинатах

² Народное хозяйство Азербайджанской ССР в 1982 г. Б. 1983 г.

(ДСК) г. Баку и трех заводах крупнопанельного домостроения (КПД) в Кировабаде, Сумгаите и Мингечауре и на предприятиях небольшой мощности почти во всех районах республики. Производство железобетонных конструкций может быть значительно увеличено в перспективе в основном за счет расширения и реконструкции существующих и строительства ряда новых предприятий с доведением их объема до 2,0—2,5 млн. м³ в год.

Рост железобетонных изделий и конструкций, в свою очередь, значительно увеличит потребность республики в нерудных строительных материалах (используют в качестве заполнителей). В связи с потребностью в Азербайджане заметными темпами растет производство нерудных строительных материалов. Добыча их организована почти на всех реках республики (Мингечаурское, Баграмтапинское, Акстафинское, Гильгильчайское, Ленкоранское и др.), на щебеночных заводах (Кызыджинский, Ордубадский, Долярский комбинат строительных материалов и др.), песчаных карьерах (Шихлярский), карьерах строительного камня (Зыхское, Атбулагское и др.). В 1982 г. на этих предприятиях было добыто более 11268 тыс. м³ нерудных строительных материалов, из них 42% составляет гравий, 31,9% щебень, более 24% строительный песок и 1,8% бутового камня. Как видно из данных табл., производство нерудных строительных материалов в республике с каждым годом увеличивается: по сравнению с 1970 г. в 1982 г. оно увеличилось почти на 56,6%. Однако, несмотря на такой рост продукции, промышленность строительных материалов и в настоящее время не полностью удовлетворяет потребность народного хозяйства, а ее ассортимент и качество не полностью отвечают требованиям современного строительства и архитектуры. В результате этого строительство несвоевременно обеспечивается строительными материалами — цементом, нерудными материалами (гравий, щебень, песок), металлопрокатом (листы, рельсы, башенные краны и др.), что в свою очередь, приводит к невыполнению плана ряда предприятий. Домостроительный комбинат (ДСК № 1) годовой план в 1982 г. выполнил на 85%, ДСК № 2 — на 78,8% и т. д. Тогда как промышленность строительных материалов должна развиваться темпами, опережающими строительство.

Исследования показали, что при расширении мощностей и улучшении качества выпускаемой продукции полностью можно будет обеспечить потребность в строительных материалах в далекой перспективе не только республики, но и вывозить их в соседние районы.

Широкое использование в строительстве получит производство легких заполнителей, используемых в качестве заполнителей бетонов. Их производство организовано на Бакинском комбинате строительных материалов мощностью до 150 тыс. м³ в год (керамзит).

Однако результаты исследований, проведенных в НИИСМ им. С. А. Дадашева, показали, что проблема обеспечения потребности республики в легких заполнителях может быть положительно разрешена при широком использовании отходов промышленности, карьеров глины, камня, песка и др., а также перелитов и обсидиана Кельбаджарского месторождения.

Институтом разработан также другой вид легких пористых заполнителей синтетического ворсового материала — ворсонит, азерит и

др. Использование таких заполнителей значительно улучшит проблему обеспечения потребности отдельных заводов железобетонных изделий, домостроительных комбинатов и комбинатов крупнопанельного домостроения заполнителями бетонов.

Основным видом стеновых материалов, применяемых в Азербайджане, является камень-кубик. На долю его в структуре стеновых материалов приходится 79%, на панели и броки 9,6% и 11,3% на строительный кирпич. Производство стеновых в республике в 1982 г. составляло более 1480 млн. шт. усл. кирпича. В настоящее время в Азербайджане разрабатывается 24 карьера по производству пильного камня с годовым объемом 1172,0 млн. шт. условного кирпича. Наиболее крупными из них являются Карадагский, Гюздекский, Нардаранский, Шахбулагский и др. Только на одном Карадагском месторождении сосредоточено около половины добычи камня-кубика республики. Производство этой продукции по сравнению с 1970 г. в 1982 г. составило 117,2%. Заметными темпами в республике растет производство стеновых панелей, организованное на крупных домостроительных заводах (Баку), на заводах крупнопанельного домостроения (Сумгаит, Кировабад, Мингечаур). В 1982 г. было произведено 103,2 млн. шт. усл. кирпича стеновых панелей 125,3 тыс. м³, производство которых по сравнению с 1970 г. увеличилось более чем на 38%.

Производство строительного кирпича сосредоточено на Бакинском, Сумгаитском, Нахичеванском, Степанакертском комбинатах и на Ленкоранском, Закатальском и Шекинском кирпичных заводах с годовой добычей 167 млн. шт. (1982 г.), что составляет более 2,5 раза по сравнению с 1970 г. Наиболее крупными из этих предприятий являются Бакинский и Сумгаитский комбинаты строительных материалов. На Апшероне сосредоточено более 70% производства стеновых материалов республики. Этим объемом производства удовлетворяется потребность в стеновых материалах не только самого района, но и ряда других районов республики.

Ежегодно с Апшерона из общего объема производства стеновых материалов около 40% вывозится в районы Азербайджана. Камень-кубик и строительный кирпич вывозятся почти во все районы республики, а стеновые панели в ближайшие районы. Исследования показали, что в перспективе основная потребность экономических районов в стеновых материалах может быть покрыта за счет местных ресурсов, которыми богаты отдельные районы республики (расширение и реконструкция Шахбулагского, Дашсалахлинского и других каменных карьеров, кирпичных заводов и железобетонных панелей, существующих и строящихся домостроительных комбинатов (в г. Нахичевани и Масаллах и др.).

Облицовочные материалы в Азербайджане получают из естественного камня (на базе месторождений карбонатных известняков, травертинов и мраморизованных известняков), а искусственные керамические плиты на асбоцементном комбинате с годовым объемом добычи 1538 тыс. м², из них половину составляют плиты из естественного камня. В настоящее время разрабатываются месторождения облицовочных плит: Гюльбахтское (на Апшероне), Шахтагынское (в Ильичевске), Гаровское, Заринбахское, Халачское (в Степанакерте), Гюльаблинское (в Агдаме), Мазамское (в Казахе), Дашкесанское (в Даш-

кесане) и др. Из общего объема облицовочных плит 86,3% приходится на Гюльбахтское. За исключением Гюльбахтского месторождения (карбонатные известняки) и Шахтагтынского (травертины), все месторождения созданы на базе мраморизованных известняков.

Помимо облицовочных плит на этих карьерах получают крупные блоки (2 м × 80 см × 90 см) и глыбы, которые отправляют камнеобрабатывающим предприятиям г. Москвы, Ленинграда и других городов и районов страны, а также и в г. Баку, где на базе этих карьеров создан крупный комбинат облицовочных материалов. Комбинат получает сырье также из других городов и районов страны — Самарканда, Ташкента, Алтайского края и т. д. В среднем за год на комбинате получают около 258 тыс. м² облицовочных плит и более 65 тыс. м² декоративных плит (из отходов). С начала этого года на комбинате установлено новое высокопроизводительное оборудование (итальянской фирмы Britton), осуществляющее все процессы по распиловке, фрезировке, шлифовке и полировке облицовочных плит (отходы составляют 1—2%). Продукция этого предприятия отправляется строительным организациям Москвы, Львова, Украины, Белорусии, Латвии, Литвы и др. Производство облицовочных материалов в Азербайджане может быть значительно увеличено за счет расширения мощностей всех перечисленных предприятий в 2 раза.

В Сумгаите создан самый крупнейший в Закавказье стекольный завод. Производство стекла и стеклоизделий организовано кроме Сумгаитского и на Бакинском стекольном заводе. Основной продукцией Сумгаитского завода являются оконное стекло (4281 тыс. м²), витринное стекло (260,5 тыс. м²), сталинит полированный (140 тыс. м²), стекла для холодильников и др. На Бакинском заводе изготавливаются стекло и стеклотара, сортовая посуда, сортовой хрусталь, баллоны и др.

Производство продукции этих предприятий с каждым годом увеличивает объемы выпускаемой продукции, например, производство оконного стекла по сравнению с 1970 г. 1975 г. увеличилось на 9,3%, в 1982 г. на 57% т. д. Продукция Сумгаитского завода в основном используется для удовлетворения потребности республик Закавказья, а Бакинского завода — внутри республики. В перспективе значительно увеличится производство продукции стекла и стеклоизделий.

На Бакинском асбоцементном комбинате ежегодно производят шифер СВ—40—175 в объеме 89,4 млн. усл. плиток, трубы — 1,5 тыс. усл. труб, плиты керамические — 777 тыс. м², санитарный фаянс — 80 тыс. шт. (1982 г.), производство которых с каждым годом увеличивается. Основная часть продукции используется внутри республики, часть вывозится в другие районы. В ближайшей перспективе в связи с потребностью строительства возможно будет увеличить производство асбоцементных изделий в 1,5 раза.

На Сумгаитском комбинате полимерных изделий организовано производство линолиума 1540,5 тыс. м², плитки ПВХ с/р—125 тыс. м², плит полистирольных облицовочных — 50 тыс. м², плитусов, поручней и др. Наибольший удельный вес в структуре этих изделий составляют линолиум и плиты, производство которых с каждым годом увеличивается. Так, по сравнению с 1970 г. производство линолиума в 1982 г. увеличилось на 66,4%, плиток ПВХ на 35%, плит полистирольных

на 42,9%, плитусов на 14,2% и т. д. Продукция этого комбината пользуется широким спросом строителей, используется в Азербайджане и частично вывозится в соседние районы страны. В республике имеются все условия для увеличения продукции этого предприятия в перспективе в два раза. Кроме того, перечисленными отраслями в республике организовано производство извести, гипса и других видов материалов, занимающих незначительный удельный вес в общей структуре промышленности строительных материалов.

Таким образом, в процессе совершенствования территориальной организации промышленности строительных материалов выявлено, что на территории отдельных экономических районов Азербайджанской ССР формируются следующие типы строительных комплексов, находящиеся на различных стадиях формирования:

1. Полный комплекс сформировался на Апшероне (на базе как местного, так и привозного сырья). В этот комплекс входят крупные комбинаты строительных материалов, облицовочных материалов, асбошиферных и керамзитовых изделий, полимерных изделий, домостроительные комбинаты (ДСК), заводы сборных железобетонных изделий (ЖБИ), крупнопанельного домостроения (КПД), стекольные, строительного кирпича, гипса, извести, каменные и песчаные карьеры и др., обеспечивающие своей продукцией потребности не только Апшерона, но и ряда других экономических районов страны.

2. На стадии формирования находится Кировобад-Казахский район, где на базе местных ресурсов созданы комбинаты строительных материалов (на которых организовано производство камня-кубика, облицовочных плит, гравийно-песчаных материалов и др.), цементный и кирпичные заводы, каменные и гравийно-песчаные карьеры, которые в скором будущем могут полностью обеспечить основную потребность района в строительных материалах. При комплексном использовании отходов Кировобадского алюминиевого завода (Кираза) значительно может быть увеличено производство продукции промышленности строительных материалов.

3. В ближайшей перспективе строительный комплекс сформируется в Мильско-Карабахском районе. Промышленность строительных материалов представлена комбинатом строительных материалов, заводами ЖБИ, КПД и кирпичным заводом, каменными и гравийно-песчаными карьерами, кирпичными заводами и т. д. При вводе в действие ряда новых (цементный завод, кирпичный завод) и расширении и реконструкции существующих предприятий можно будет обеспечить основную потребность района в строительных материалах.

4. В далекой перспективе в Нахичеванской АССР (на базе местного и частично привозного сырья) сформируется строительный комплекс, обеспечивающий своей продукцией основную потребность района в строительных материалах. Промышленность строительных материалов Нахичевани в настоящее время представлена комбинатом строительных материалов (стеновые материалы — камень-кубик, строительный кирпич, облицовочные плиты, гипс строительный и др.), заводом ЖБИ № 15, гравийно-песчаными карьерами и др. Однако этот объем производства удовлетворяет лишь незначительную часть потребности. Район в основном обеспечивается за счет ввоза продукции как из ряда районов республики, так и из соседних республик Закавказья.

казья. С вводом в действие строящегося домостроительного комбината может быть удовлетворена основная часть потребности района в стеновых материалах (которая завозится из Апшеронского экономического района). В результате сократится удельный вес завозимых материалов и тем самым улучшится обеспеченность территории продукции промышленности строительных материалов за счет местных ресурсов. А в таких районах, как Куба-Хачмасский, Ленкорано-Астаринский, Ширванский и др., она представлена отдельными видами продукции промышленности строительных материалов.

Формирование в Азербайджане крупных строительных комплексов обеспечит комплексное и рациональное использование минеральных ресурсов, экономию капитальных вложений и эксплуатационных затрат, повышение экономической эффективности общественного производства.

Литература

1. Гаджи-заде А. М. Азербайджанский промышленный комплекс. Баку, Госиздат, 1975.
2. Геология СССР, т. X, VII. Азербайджанская ССР, — Полезные ископаемые. М., Недра, 1976.
3. Гофман К. Г. Экономическая оценка природных ресурсов в условиях социалистической экономики. М., «Наука», 1977.
4. Денисов В. И. Народнохозяйственные модели оптимального развития природных комплексов. М., «Наука», 1978.
5. Материалы XXV съезда КПСС. М., «Политиздат», 1971.
6. Милиц А. А. Экономическая оценка естественных ресурсов. М., «Мысль», 1972.
7. Народное хозяйство Азербайджанской ССР за 60 лет. Юбилейный ст. сб. Баку, «Азернешр», 1980.
8. Развитие экономики Советского Азербайджана на современном этапе. Баку, «Элм», 1980.
9. Хрущев А. Т. География промышленности СССР. М., «Мысль», 1979.

Х. Г. Эфендијева

АЗЭРБАЈЧАН ССР-дә ТИКИНТИ МАТЕРИАЛЛАРЫНЫН ВӘ ӘРАЗИ ҮЗРӘ ТИКИНТИ СӘНАЈЕСИНИН ТӘШКИЛИ

Мәғаләдә Азәрбајчан ССР-дә тикинти материалларынын вә әрази үзрә тикинти сәнајесинин тәшкили мӯәјжәнләшдирилмәклә тәбии вә әмәк еһтијатларындан сәмәрәли истифадә олунмасы шәрһ едилер. Тикинти материаллары тикинтинин әсасыны тәшкил етмәклә әрази истәһсал комплексинин формалашмасында һәлледиҗи рола маликдир. Тикинти материалларынын әрази үзрә тәдгиги чоғрафи баһымдан мүһүм нәзәри вә практикә әһәмијјәт кәсб едир.

Тәдгигатлар кестәрир ки, республиканын ајры-ајры игтисади рајонларында тикинти комплексләринин формалашмасы кәләчәкдә онларын тикинти материалларына олан тәләбатынын әсасыны тәмин едә биләр.

H. G. Efendiyeva

TERRITORIAL ORGANIZATION OF THE INDUSTRY OF BUILDING MATERIALS AND BUILDING INDUSTRY OF THE AZERBAIJAN SSR

In this article special attention is given to the present state and development perspectives of special branches of the industry of building materials.

УДК—91(014)

Х. Һ. МӘММӘДОВ

ШИМАЛ-ШӘРГИ АЗЭРБАЈЧАНЫН БӘ'ЗИ ҺИДРОНИМЛӘРИНИН ЕТИОЛОЈИ ТӘСНИФАТЫ

Тәдгиг олунан әразидә һидронимләрә вә онларын тәркибиндә раст кәлинән терминләрә бир сыра мӯәллифләрин—А. А. Бакыханов [4], Е. М. Мурзајев [15], Н. К. Кәрәмов [11], А. Н. Кононов [12], Е. вә В. Мурзајевләр [16], Б. Ә. Будагов [5—6], Р. М. Јүзбашов [10], Ш. Ч. Әлијев [9], М. Нәсәнов, Х. Заманов, Б. Чәфәров, Н. Вәлијев [18], Н. М. Вәлиханлы [7], Г. А. Гејбуллајев [8] вә башгаларынын әсәрләриндә тәсадүф едилер.

Шимал-шәрги Азәрбајчан әразисиндә һидронимләр башлыча олараг түркдиллидир. Лакин бурада бир нечә һидроним бә'зи етник групларын дили әсасында јаранмышдыр. Мәсәлән, чаја ләзки дилиндә «ватс» (Пиралватс—Пиралчај, Укурватс—Әјричај), тат дилиндә «аркәрә» (аркәрә Камал—Камалчај, аркәрә Зыхыр—Зыхырчај), Хыналыг дилиндә «инка» (Дамдаминка—Дамдамчај), Будуг—Грыз дилләриндә исә «кур» (Пәтәнчикур—Пәтәнчај) дејирләр. Бу әразидә көлү «ноһур» (Сижәноһур—Гараноһур, Туфанноһур—Туфанкөл) адландырырлар. Будуг вә тат дилләриндә ишләдилән «гулла» (Сижәгулла—Гаракөл, Гарагајачу гулла—Гарагаја көлү) термини «көл» вә ја «ноһур» мәнасына верир. Бундан башга «гулла» термини республикамызын бир чох рајонларында (Шамахы, Исмајыллы, Көјчај, Учар) «дајаз гују» мәнасында ишләдилер. «Суатан» (Афурча суатаны, Сәрсәнг суатаны), «Шыр-шыр» (Әличапан шыр-шыры, Кәллаһ шыр-шыры), «чыр-чыр» (Дәдәкүнәш чыр-чыры, Бабачај чыр-чыры) шәләлә мәнасындадыр. «Суатан» халг чоғрафи термини Азәрбајчан дилиндә кичик шәләлә мәнасындадыр. Будуг дилиндә шәләләјә «һлахчи» (Далыгајачу һлахчи—Далыгаја шәләләси, Гарабулагчу һлахчи—Гарабулаг шәләләси) дејилер. Булаға Будуг дилиндә «вис» (Соғовис—Сојуг булаг, Лаһл авис—Гарабулаг, Хархарвис—Хархарбулаг), тат дилиндә «чүшмә» (әслиндә чешмә), (Кәләчүшмә—Бөјүк булаг, чүшмә Једдиләр—Једдиләр булагы), Хыналыг дилиндә «мичеһ» (Чихи мичеһ—Бөјүк булаг, Мисн мичеһ—Кичик булаг) вә «мытс», «мытсам»—сырф тәбии булаг (Микәмытс—Јуху булагы, Куза мытс—Кузә булагы) дејирләр. Ләзки—Грыз диалектләриндә «булаг» термини «былах» (Ризханбылах, Гырхбулах) шәклиндә ишләдилер.

Һидронимләр әзлүјүндә бир нечә мүһүм гола ајрылыр ки, биз бунлардан тәдгиг олунан әрази дахилиндә потамоним (чај адлары) вә лимнонимләрин (көл адлары) бә'зиләрини шәрһ едәчәјик.

Һидрографик объект адларынын јаранмасында бир сыра сөз вә терминләр—«ағ», «гара», «көј», «сары», «гызыл», «ноһур», «новуз»,

«чала», «кеш» вә с. иштирак едир. Ағчај. Гарачај (Губа вә Хачмаз районлары), Ағчај (Губа району, Гудјалчајын сағ голу), Гарадәһнә чајы (Дәвәчи району), Дәвәчичајын сағ голу олан Дәличајын јухары һиссәсиндә јерләшән Гаракөл (Дәвәчи району), Килкилчајын сол голу Гызылчај һөвзәсиндәки Гаракөл (Дәвәчи району), Чағачыгчајын сағ голу олан Ағчај (Губа району), Атачајын сол голу Гарачај (Дәвәчи району), јухары Дәвәчичај вә Килкилчај һөвзәләриндә јерләшән Гараноһур, Ағноһур (Дәвәчи району) кими гидрографик объект адлары «ағ» вә «гара» терминләриниң иштиракы илә әмәлә кәлмишдир. Бүтүн бунлар кејфијјәт билдирән гидронимләрдир. Јухары Килкилчај һөвзәсиндә јерләшән Сарыноһур, Кәтәндағ силсиләсинин гәрб јамачындакы Көјноһур, Бабачајын сағ голу. Лағлағырчајын мәнбә һиссәсиндә јерләшән Ноһуркөл (Губа району) кими гидрографик объект адларының јаранмасында рәнк билдирән терминләрлә јанашы «ноһур» термини дә мүһүм рол ојнамышдыр. «Ноһур»—монголча көл мә'насындадыр. Бабачајын сол голу Дәдәкүнәшчајын мәнбә һиссәсиндә 1975-чи илдә малгараның су илә тә'мин олуңмасы мәгсәди илә колхозчулар тәрәфиндән јарадылмыш ноһур Гасым јајлағында јерләшдијинә көрә «Гасымноһур» адландырылмышдыр. Демәли, «Гасымноһур» оронимик гидронимдир. Туфанкөл Гусарчајын мәнбәјиндә Туфандағын јамачында јерләшдијиндән өз адыны ејни адлы орографик объектдән Туфандағдан алмышдыр. Оронимик объектә ад илин сојуг ајларында баш верән туфан вә човғуңла әлагәдар оларағ верилмишдир. Демәли, «туфан» топоними эразинин тәбии шәраити илә әлагәдар јарадылмышдыр. Гамышлыкөл (Дәвәчи району) бир-бири илә әлагәси олан үч көлдән ибарәтдир. Сүрүшмә нәтичәсиндә әмәлә кәлмишдир. Көл әтрафында гамыш битдији үчүн ады фитонимдән көтүрүлмүшдүр. Гошаноһур (Губа району) Бабачајын сағ голу Лағлағырчајын мәнбә һиссәсиндә јерләшир. Бир-биринин јахынлығында јерләшән бу көлләр сај билдирән (ики-гоша) мәфһүмлә әлагәдар јаранмышдыр. Ағзыбирчалакөл—Дәвәчи районунда, Хәзәр дәнизи саһилиндә јерләшир. Бә'зән ахары олан көлдән сујун чыхдығы һиссәјә ағыз дејилир [10, 99]. Көлүн бир ахары олдуғу үчин о «Ағзыбир» адландырылмышдыр. «Чала» бурада көлүн јерләшдији чөкәклик мә'насында ишләдилер. Бу көлүн икинчи ады Дәвәчилимандыр. Бешкөл вә ја Пәнчикөл Дәвәчи районунун Дағгушчу кәндиндән 3 км шимал-гәрбдә јерләшиб, сајына—беш көлдән ибарәт олдуғуна көрә белә адландырылмышдыр. Демәли, Гошаноһур, Ағзыбирчалакөл вә Бешкөл (Пәнчикөл) сај билдирән адлардан јајылмышдыр.

Рәһимли һовузу (Дәвәчи району) 1958-чи илдә Рәһимли кәндинин колхозчулары тәрәфиндән јарадылмышдыр. Һовуза ад ејни адлы кәндин јахынлығында јарадылдығына көрә верилмишдир. Дәвәчи району эразисиндәки Күләһкөлә (Килкилчајын сол саһилиндә) ад Күләһ кәндин јахынлығында јерләшдијинә көрә верилмишдир.

Пирисмајылноһур (Губа району) өз адыны јахынлығда јерләшән Пирисмајыл кәндиндән алмышдыр. Гајнарчакөл Атачајын сағ голу олан Халанччајын мәнбә һиссәси адланыр. Көлә «Гајнарча» ады верилмәсинә сәбәб онун дибиндән булагларын гајнамаасыдыр. Јан силсиләнин шимал-шәрг јамачындан башланғычыны алан Шабранчај Дәвәчи району эразисиндән ахарағ Ағзыбирчалакөлә төкүлүр. Гидроним Шабран ојконимилә әлагәдар оларағ јаранмышдыр. Шабран шәһәри XVIII әсрдә тамамилә харабазара чеврилмишдир [4, 99].

Мәнбәјини Базардүзү дағындан олан Гусарчај Губа, Гусар вә Хачмаз районлары эразисиндән ахыр. Чајын ады јашајыш мәнтәгәси (Гусар шәһәри) ады илә әлагәдардыр. «Гусар» топоними исә этнонимлә әлагәдар оларағ јаранмышдыр [8, 33].

Пирәбәдил вә Заһлыг чајларының бирләшмәсиндән әмәлә кәлән Дәвәчичај мәнбәјини Күмүрдағын јамачларындан алыр. Чај өз адыны ојконимдән (Дәвәчи шәһәри) алмышдыр. «Пирәбәдил» ојконимик гидронимдир. «Заһлыг» исә «Зәјлик» сөзүнүн фонетик дәјишиклијә уғрамыш формасыдыр. Јерли әһали «зәј» сөзүнү «зағ» шәклиндә ишләдир. Демәли, јерли диалектләрдә ишләдилән «зағлыг» сөзү әдәбијјатда «заһлыг» кими гејдә алынмышдыр. Бурадан белә бир нәтичәјә кәлирик ки, «Заһлыг» топоними әслиндә «Зәјлик» кими ишләдилмәлидир. Гидрографик объект ады олан «Зәјлик» оронимлә әлагәдар оларағ јаранмышдыр.

Самурчајын сағ голу Пиралватс. Гусарчајын сағ голу Сихурчај (Гусар району), Килкилчајын сол голу Өрдүччај, сағ голу Халтанчај, Шабранчајын сол голу Чичичај вә Вәлвәләчајын сағ голу Чимичај (Губа району) мүвафиг оларағ јашајыш мәнтәгәси ады илә әлагәдардыр. Бабачај Вәлвәләчајын сол голудур. Чај өз адыны оронимик объект (Бабадағ) адындан алмышдыр. Бабачај Губа району эразисинә мәхсусдур. Гаранлыг чајы (Бабачајын сағ голудур) адыны Гаранлыг тирәсиндән алмышдыр. Туфанчај Туфанкөлү Гусарчајла бирләшидир. Туфанчај орографик объект адыны дашыјыр. Гусарчајын јухары ахары Јатыгдәрәчај адланыр ки, бу да орографик объект ады лә әлагәдардыр.

Шаһнабадчај (Гусарчајын сол голудур) өз адыны оронимик объект (Шаһнабад тирәси) адындан алмышдыр.

Кешбашчај Чағаныгчајын сол голу олуб, Губа району эразисинә мәхсусдур. Гидрографик объект ады «кеш» термининин иштиракы илә формалашмышдыр. Јағыш суларының дағ јамачында ачдығы шырыма «кеш» дејилир. [10, 23]. Кешләрдә даими ахын олмур. Кешләр бә'зән јарғанларың әмәлә кәлмәсиндә башлыча рол ојнајыр. Атачај (Дәвәчи району) өз адыны онун һөвзәси јахынлығында јерләшән Атадағ адындан алмышдыр. «Ата» сөзү топонимијада бөјүклүк, мүгәддәслик мә'наларында ишләдилер. Бурада Атачај—Бөјүкчај мә'насындадыр.

Мәнбәјини Туфандағын шимал јамачындан алан Гудјалчај Губа вә Хачмаз районлары эразисиндән ахыр. Гидрографик объект ады, «гуд», «гудаб» термини илә әлагәдардыр. Бу термин авар дилиндә «һүндүр», «бөјүк» мә'наларыны ифадә едир [10, 101]. Демәли, Гудјалчај—«Бөјүк чај» мә'насындадыр.

Гуручај Губа вә Хачмаз районларының эразисинә аиддир. Ејни адлы икинчи бир чај Самурчајын сағ голуну тәшкил едиб, Гусар району эразисинә мәхсусдур. Һәмин чајлар јај ајларында гурудуғуна көрә онлара «Гуручај» адыны вермишләр. Бунлар спесифик гидронимләрдир. Губа вә Хачмаз районлары эразисиндә ахан Чағачыгчај башланғычыны Поладдағын јамачындан алыр. Чајын ады чоғрафи әдәбијјатда ики вариантда гејдә алынмышдыр: «Чағачыг» вә «Чағачуг». Әслиндә чајын ады «Часачуј»дур. Бу да гибрид чоғрафи аддыр. Белә ки, «чаға» түрк дилләриндә кичик, «чу», «чуј» компоненти исә фарс дилиндә ахар су, арх, кичик чај [2, 207] мә'насындадыр. Беләликлә дә чајын ады Чағачуј олуб, Кичик чај, Балача чај мә'насындадыр. Башланғычыны Бабадағын шимал јамачындан алан Вәлвәләчај Губа вә Хачмаз районларының эразисинә мәхсусдур. «Вәлвәләчај» әрәб мәншәли сөз олуб,

«галмагал», «чакнашма», «гарышыгылыг» мәнәларыны [2, 30] верир. Јерли эһали «Вәлвәлә» сөзүнү «дағыдан», «вуруб-јыхан» мәнәсында изаһ едир. Бу да чајда күчлү дашғын вә сел һадисәләринин баш вермәси илә әлагәдардыр. Самур чајы башланғычыны Дағыстан эразисиндәки Халахуркат ашырымы јанындан көтүрүр. Чајын орта вә јухары ахын һиссәси Дағыстан эразисиндә јерләшир. Ашағы ахымы исә Азәрбајчан илә Дағыстан арасында сәрһәд хәтти тәшкил едир. Чајын ады оғузларын тајфа бирләшмәсинин ады олан «Самур»ла әлагәдар олуб, этнонимдир [1, 63]. Бунунла јанашы бир сыра тәдгигатчы алимләр дә өз әсәрләриндә «Самур»ун этнонимлә [14, 196 вә 17, 59] әлагәдар олмасыны гејд етмишләр.

Туғчај Дәвәчи рајонундан вә Сумгајыт эразисиндән ахыр. Чографи әдәбијјатда чај адынын мүхтәлиф вариантларына (Туғ, Тығ, Тог, Тых) тәсадүф едилір. Көрүнүр ад гејдә алынаркән јерли диалектләр әсас көтүрүлмүшдүр. Чај өз адыны ојконимдән (Туғ кәнди) алмышдыр. «Туғ» топоними этнонимлә [8, 35] әлагәдар јаранмышдыр. Килкилчај өз башланғычыны Күлүмдусту дағынын јамачындан алыр. Чај Губа вә Дәвәчи рајонлары эразисиндән ахыр. Тарихи мәнбәләрдә [4, 21] чајын ады «Килһинчај» шәклиндә гејд олунмушдүр. «Кил», «килә»—тәрәф, сәмт мәнәсындадыр «һин» (һун) исә тајфа адыдыр. Демәк, «Килһинчај» (Килһунчај)—һун тәрәфә, һун тәрәфдә олан чај мәнәсыны верир. Беләликлә дә һидронимик объект адынын этнонимлә әлагәдар олмасы зәнн едилір.

Мүәјјәнләшдирилмишдир ки, эразидәки јерли шәраитдә мүхтәлиф милләт вә халгларын тарихән јашамасы мүрәккәб тәркибли һидронимләрин јаранмасына кәтириб чыхармышдыр.

Әдәбијјат

1. Азәрбајчан Совет Энциклопедијасы, III чилд, Бақы, 1979.
2. Азәрбајчан әдәби дилиндә ишләнән әрәб вә фарс сөзләринин ғыса лүғәти. Бақы, 1960.
3. Азәрбајчан ССР-нин изаһлы чографи адлар лүғәти. Бақы, 1960.
4. А. А. Бақыханов. Күлүстани-Ирәм, Бақы, 1951.
5. Будагов Б. А. Геоморфология северного склона юго-восточного Кавказа. Труды Ин-та географии АН Азерб. ССР, т. VII, 1957.
6. Б. Ә. Будагов. Азәрбајчанын Бөјүк Гафгаз һиссәсинин мүасир вә гәдим бузлашмалары. Бақы, 1965.
7. Н. М. Вәлиханлы. XI—XII әср әрәб чографијашунас вә сәјјаһлары Азәрбајчан һағында. Бақы, 1974.
8. Гейбуллаев Г. А. К изучению тюркских топонимов в топонимии Азерб. ССР. Материалы докладов II научной конференции, посвященной изучению топонимии Азербайджанской ССР. Баку, 1981.
9. Ш. Ч. Әлијев. Хәзәр дәнизи тарихи хәритәләрдә. Бақы, 1979.
10. Р. М. Јүзбашов. Азәрбајчанын чографи терминләри (тәдгигләр). Бақы, 1966.
11. Н. К. Кәрәмов. Абшерона вә Бөјүк Гафгаза сәјјаһәт. Бақы, 1957.
12. Кононов А. Н. О семантике слов «кара» и «ак» в тюркской географической терминологии... Изв. отделения общественных наук АН Таджикской ССР, вып. V. Сталинабад, 1954.
13. Н. К. Мәмәдов. Балакән рајонунун бәзи ојконимләринин мәншәји һағында. Азәрбајчан ССР Елмләр Академијасынын мәрузәләри XXX IV чилд. № 6, 1978.
14. Микаилов К. Ш. Рубас и Самур. Ономастика Кавказа. Махачкала, 1976.
15. Мурзаев М. Этюды по топонимике Средней и Центральной Азии. Вопросы географии, сб. 8. М., 1948.
16. Мурзаевы Э. и В. Словарь местных географических терминов. М., 1959.
17. Ханмагомедов Х. Л. Тюркская топонимия Дагестанской АССР. Канд. дисс. Баку, 1979.
18. М. Нәсәнов, Х. Заманов, Б. Чәфәров, Н. Вәлијев. Азәрбајчанын чајлары, көлләри вә су анбарлары. Бақы, 1973.

Х. Г. Мамедов

ЭТИОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ НЕКОТОРЫХ ГИДРОНИМОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

В статье в этимологическом аспекте классифицированы 15 народно-географических терминов, 50 гидронимических объектов, в том числе 30 потамонимов (названия рек) и 20 лимнонимов (названия озер). Значительное место занимают гидронимы, получившие свое название от ойконимов (Шабранчай, Дивиччай, бассейн Рагимли, Гюлахгель), этнонимов (Самурчай, Гилхунчай), цвета и внешнего вида (Агчай, Карачай, Сарынохур, Гекнохур), формы и отношения (Кудиялчай, Чагаджуйчай), оронимов (Атачай, Туфанчай, Каранлыгчай, Туфангел), религиозных и суеверных понятий (Пирисмайягел), фитонимов (Камышгел), климата (Вельвеличай, Куручай), а также при использовании частей речи (числительные) и метафорических терминов (Гошанохур, Бешгел, Агзыбирчалагел).

Kh. G. Mamedov

AETIOLOGICAL CLASSIFICATION OF SOME HYDRONIMS OF NORTH-EASTERN AZERBAIJAN

15 folk-geographical terms, 50 hydronimic objects, among them 30 potamonims (names of rivers) and 20 limnonims (names of lakes), are classified in this article in aetiological aspect.

УДК 551.509.33

С. Н. МАМЕДОВА

МАКРОСИНОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЭКСТРЕМАЛЬНО ХОЛОДНОГО И ЭКСТРЕМАЛЬНО ТЕПЛОГО ДЕКАБРЯ НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ И КАСПИИ

Значительные отклонения температуры воздуха от обычных в зимние месяцы оказывает огромное влияние на состояние многих отраслей народного хозяйства, зависящих от погоды. Поэтому прогноз экстремальных отклонений от нормы температуры воздуха и осадков необходим и поиски в этом направлении должны продолжаться.

Целью исследования явилось выявление циркуляционных особенностей, формирующих крупные положительные и отрицательные аномалии температуры воздуха в декабре на Восточном Кавказе и Каспии.

Декабрь является переходным месяцем от сезона осени к зиме, первые две декады относятся к осени, последняя — к зиме. Он характеризуется сложным комплексом атмосферных процессов и многообразием природных явлений. Декабрь в исследуемом районе интересен тем, что в этот период происходит подготовка к перезимовке животных на зимних пастбищах при отгонном животноводстве. Температура воздуха в этом месяце понижается до -3 , -5° . Абсолютный минимум температуры колеблется от -7 , -10° на Апшероне, до -23 , -26° в высокогорье. Количество выпадающих осадков после осеннего максимума заметно уменьшается. Все эти условия наиболее опасны для цитрусовых культур, а также культур влажных и сухих субтропиков, как инжир, гранат, маслины и др. Прогноз сильных холодов позволит своевременно к ним подготовиться.

При изучении процессов в атмосфере, обуславливающих экстремально холодные и экстремально теплые месяцы декабря, использовалась типизация А. А. Мадатзаде. Материалами к настоящему исследованию послужили сборно-кинематические карты за период 1953—1980 гг. и средние карты АТ 500.

Изучение аномальности полей средней месячной температуры воздуха в целом проводилось с помощью показателя K , предложенного Н. А. Багровым. Параметр K вычислялся по формуле:

$$K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta T_i}{\sigma_i} \right)^2,$$

где ΔT — аномалия средней месячной температуры воздуха на выбранной станции (i), σ — среднее квадратичное отклонение аномалии температуры, N — число станций.

На основе использованного материала найдено среднее значение

показателя $K \leq 1.00$, который был принят за критерий значительных Δt , но при этом площадь, занятая Δt одного знака, не менее 70%. В декабре значения показателя K изменяются в больших пределах от 0,13 (1964) до 4,86 (1953). Ввиду того, что параметр K не указывает знак аномалии поля и географическое положение величин аномалии температуры, в дополнение к этому параметру была взята площадь, занятая Δt одного знака. Этот принцип был положен в основу при отборе месяцев холодного полугодия со значительным Δt . Иными словами, месяц считался со значительной аномалией, если параметр $K \leq 1.00$, а площадь, занятая Δt одного знака, составляла не менее 70%. В результате такого отбора были выявлены 7 ЭТ и 3 ЭХ декаблей. Таким образом, случаи с положительными аномалиями встречаются в полтора раза чаще, чем с отрицательными, причем величины температуры на большей части территории колеблются в пределах 2—3°, а в отдельные годы в прибрежных районах республики доходят до 6—10° тепла, что объясняется сглаживающим эффектом моря. Очаг наибольших отрицательных аномалий до -10° наблюдается на Малом Кавказе и в Нахичеванской АССР.

Подсчет повторяемости типов синоптических процессов соответственно типам аномалий температуры воздуха в декабре свидетельствует, что каждый из выявленных типов аномалии температуры (теплый или холодный) создается определенным сочетанием преобладающих синоптических процессов. Эти процессы обуславливают характерный температурный режим в декабре на Восточном Кавказе и Каспии.

Экстремально холодные декабри обуславливаются 5 типами синоптических процессов.

Первым преобладающим процессом является западный перенос воздушных масс, при котором высокий циклон располагается над районом Таймырского полуострова. Ложбина этого циклона направлена на Малую Азию. По обе стороны ложбины расположены слабо развитые гребни. Высотно фронтальная зона ориентирована зонально. Характерной и наиболее часто повторяющейся ситуацией, при которой в декабре над исследуемой территорией наблюдаются отрицательные аномалии, является расположение теплого высотного гребня с осью на меридиане Италии. Степень меридиональности процесса невелика и на территорию республики поступает воздух, движущийся обычно по южной Европе в системе отдельных ядер или гребней Азорского антициклона. К этой группе процессов отнесены декабри 1953, 1956, 1972 гг. Этот тип процессов составляет 22,5% экстремально холодных декаблей.

При втором типе процессов происходит внедрение отрога Сибирского максимума на Запад. Территория республики находится под влиянием юго-западной и южной периферии антициклона. Характеризуется весьма значительной аномалией температуры. Выявлено 6 периодов с указанным распределением аномалии, что составляет 22,5% холодных вторжений.

Основной особенностью, типичной для этой группы процессов, является наличие над Кавказом, Черным и Каспийским морями хорошо выраженного гребня, направленного на Урал и не распространяющегося на север. По обе стороны гребня расположены ложбины.

При третьем типе процессов формирование отрицательной аномалии осуществляется при выходе южных циклонов. Выход южных циклонов, в основном, способствует формированию экстремально теплой аномалии в декабре. В отличие от теплых процессов, при холодных происходят тыловые затишья холодного воздуха. Происходит регенерация южного циклона на фронте холодного вторжения, отмечаются ухудшение погоды и осадки. При этом располагающаяся в антициклоне холодная воздушная масса в нижних слоях обеспечивает тыловое распространение холодного воздуха на Восточный Кавказ и Каспий.

На высотной средней карте 500 мб поверхности глубокая ложбина приполярной депрессии ориентирована с районов Баренцева и Карского морей на юго-запад, в районы Балкан и восточные районы Средиземного моря, в котором имеются самостоятельные центры. Над передней Азией устанавливается юго-западный перенос, что способствует перемещению юных циклонов на исследуемую территорию.

При четвертом типе значительные аномалии бывают обусловлены Скандинавскими воздействиями, что составляет 13% случаев. Смещение отдельных ядер или гребней антициклонов происходит в тылу циклонических возмущений, перемещающихся с восточных районов Средиземного моря, что еще более обостряет процесс вторжения холода с севера и северо-запада, обуславливая его устойчивый характер.

Таблица 1

Повторяемость основных типов процессов в декабре при различном характере аномалии температуры

	Типы процессов							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Экстремально холодный месяц								
% числа дней	13	—	22,5	19	1—	13	22,5	—
Экстремально теплый месяц								
% числа дней	19	—	—	51	—	—	19	—

В декабре ЭХ месяцы обуславливаются блокирующими антициклонами. На высотах происходит отсечение образовавшегося в гребне антициклона вследствие широтного циклонического преобразования высотного барического поля.

Пятый тип процессов характеризуется стационарированием антициклонов над юго-восточными и центральными районами ЕТС. При стационарировании происходит адвекция арктического воздуха по восточной периферии малоподвижного антициклона, создаются благоприятные условия для выхолаживания и образования отрицательной аномалии на Восточном Кавказе.

Рассматривая повторяемость типов синоптических процессов в годы с положительной аномалией, можно заметить преобладание определенных типов, которое довольно четко проявляется в ЭТ месяцах. Из данных табл. 1 видно, что наибольшую повторяемость в ЭТ декабре имеют место процессы IV (51%), I (19%) и VII типов (19%). Процес-

сы IV типа встречаются и в ЭХ декабры. Отличие заключается в том, что в ЭТ декабры барическая ложбина сильно развита в южном направлении и происходит интенсивный вынос тепла по восточной периферии ложбины. Процессы VII типа также обуславливают как положительную, так и отрицательную аномалию. Отличие холодной схемы заключается в перестройке барического поля.

Положительные аномалии обуславливаются внедрением отрога Сибирского максимума на районы Каспия и юга ЕТС, при котором центр антициклона располагается не над районами Западной Сибири, как при холодных процессах, а над Монголией. Воздушные массы при своем перемещении по южной и юго-западной периферии антициклона трансформируются на своем пути и на исследуемую территорию приходят относительно теплыми. С другой стороны, с юго-запада происходит вынос теплых воздушных масс в системе южных циклонов при наличии отрога Сибирского максимума.

При холодных аномалиях же, как было отмечено выше, отрог Сибирского антициклона направлен на восточные районы ЕТС через Среднюю Азию, в которой формируется холодный антициклон. Для пространственного барического поля характерно обособление антициклона и над Кавказом. Происходит вынос холодных воздушных масс по южной и юго-западной периферии холодного антициклона.

Для составления прогноза на декабрь в работе выявлены возможные связи циркуляционного и температурного режимов декабря с другими метеоэлементами и циркуляционными особенностями термобарических полей месяцев, предшествующих декабрю. Была проведена оценка аналогичности знака аномалии температуры в декабре и в предшествующих месяцах, подсчитанной для 35 метеостанций Восточного Кавказа.

Случаи совпадения знака аномалии средней месячной температуры воздуха и предшествующих месяцев рассчитывались по формуле Н. А. Багрова.

$$p = \frac{n_1 - n_2}{N}$$

где n_1 — число случаев совпадения знака аномалии, n_2 — число случаев несовпадения, N — общее число случаев.

Таблица 2

Связь аномалии средней месячной температуры воздуха различных месяцев с аномалией температуры последующего декабря

Оправданность	XII— I	XII— II	XII— III	XII— IV	XII— V	XII— VI	XII— VII	XII— VIII	XII— IX	XII— X	XII— XI
p	0,17	0,36	0,23	-0,03	0,47	0,41	0,20	0,20	0,32	0,34	0,38
%	63	68	63	49	75	71	60	63	62	67	70

Табл. 2 связи аномалии средней месячной температуры воздуха различных месяцев с аномалией последующего декабря показывает, что наиболее высокая связь аномалии средней месячной температуры в декабре отмечается с маем $p = 0,47$ и июнем $p = 0,41$ при обеспе-

ченности 75 и 71% соответственно. Высокая связь аномалии температуры воздуха в декабре имеет место с ближайшим ему ноябрем (70%). Причем эта связь довольно устойчива во времени, что объясняется инерцией.

Аналогичные работы для нахождения связи между декабрем и последующим ему ноябрем проделаны Г. М. Шушевской для Европейской территории ССР. Ею найдена высокая связь аномалии декабря с ближайшим ему ноябрем (73%).

Выводы

1. Экстремальные декабри на Восточном Кавказе и Каспии отмечаются в 12%, ЭТ — в 28% от общего числа случаев.
2. Экстремально холодные декабри обуславливаются 5 типами синоптических процессов, характеризующихся прохождением антициклонов с Азорских островов, Сибири, Скандинавии и их последующим стационарированием над районами Европейского континента, а также выходом южных циклонов.
3. Экстремально теплые декабри создаются 4 основными типами синоптических процессов: выходом южных циклонов, воздействиями стационарных, азорских и субтропических антициклонов.
4. Наилучшая прямая связь аномалии средней месячной температуры воздуха в декабре имеет место с ближайшим ему ноябрем $r = 0,38$ при обеспеченности 70%, с маем $r = 0,47$ и июнем $r = 0,41$ при обеспеченности 75—71% соответственно.

Литература

1. Багров Н. А. Опыт применения принципа аналогичности средней месячной температуры воздуха. Тр. ЦИТ, 1957, вып. 49.
2. Климат Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.
3. Мадат-заде А. А. Естественно-синоптико-климатические сезоны Восточного Кавказа. Баку, «Элм», 1973.
4. Напетваридзе Е. А., Папинашвили К. И. Особенности циркуляционных процессов атмосферы, обуславливающих формирование крупных сезонных аномалий температуры воздуха на территории Закавказья и их прогноз. Тр. ТбилНИГМИ, 1959, вып. 5.
5. Шушевская Г. М. Оправдываемость реперных процессов в декабре. Тр. ГМИ, 1962, вып. 115.

С. Н. Мамедова

ШӘРГИ ГАФГАЗ ВӘ ХЭЗЭР ҮЗЭРИНДӘ ЕКСТРЕМАЛ СОЈУГ ВӘ ЕКСТРЕМАЛ ИСТИ ДЕКАБР АЈЛАРЫНДА МАКРОСИНОПТИК ШӘРАИТИН ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИ

Мәгаләдә Шәрги Гафгаз вә Хәзәр дәнизи үзәриндә екстремал сојуг вә екстремал исти декабр ајларында макросиноптик шәраитин хусусијјәтләри верилмишдир. Декабрь ајынын прогнозу үчүн ондан габагкы ајларын макросиноптик хусусијјәтләри мүнәвәрәдән едилмиш вә температур аномаллары арасындакы әлағә костәрилмишдир.

S. N. Mamedova

MACROSYNOPTIC CHARACTERISTICS OF EXTREMAL COLD AND EXTREMAL WARM DECEMBER AT THE EASTERN CAUCASUS AND CASPIAN SEA

The article is devoted to the question of great temperature anomalies in December. Regularities in atmospheric processes development, forming extremal months and necessary for forecasting are determined by the authors.

УДК 551/4

Б. А. БУДАГОВ, Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, Н. Ш. ШИРИНОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВО ФРАНЦУЗСКИХ ЮЖНЫХ АЛЬПАХ

На основе межправительственного соглашения о научно-техническом сотрудничестве между Францией и СССР проводятся совместные исследования по проблемам конструктивной географии Альп и Кавказа. Первый этап этих исследований (1974—1976 гг.) был посвящен *гумидным горным областям* Западных (Французских) Альп, Западного и Центрального Кавказа (Альпы—Кавказ, 1980; Le Caucase, 1981).

В 1981 г. начался второй этап работы, охватывающий *аридные горные области* Южных Альп и Восточного Кавказа. В связи с этим летом 1981 года 10 советских географов выезжали на две недели в Южные Альпы, где были проведены совместные с французскими учеными экспедиционные маршрутные поездки общей протяженностью около 1600 км.

Одной из центральных тем симпозиума были проблемы геоморфологии и палеогеографии Южных Альп. Тема исследований особенно актуальна для советских геоморфологов, поскольку рельеф и структура горной системы Альп издавна являлись колыбелью *теоретических построений*, служили эталоном для характеристики тектогенеза и морфогенеза молодых (альпийских) горных стран. Большой вклад в создание альпийской научной школы внесли французские геоморфологи. Советские же ученые, в целом знакомые с общими результатами их исследований по литературе, не были знакомы с теми натурными объектами, которые стали эталоном в западноевропейской географической науке. И это в ряде случаев служило сдерживающим моментом в развитии теории и методологии отечественной науки о рельефе, поскольку на территории СССР имеются горные системы как аналогичного, так и других типов развития, специфику и эталонное значение которых можно глубоко познать лишь в процессе сравнительно-геоморфологического анализа с Альпами. Кавказ является крайним восточным звеном альпийского орогенного пояса юга Европы. Сравнение основных закономерностей формирования рельефа Южных Альп и Восточного Кавказа, их различий и общности представляет первостепенную научную проблему в геоморфологии.

Проблемы геотектуры и морфоструктуры Альп. В последние годы в альпийской школе наметился принципиальный *пересмотр теоретической интерпретации* геологической структуры и морфоструктуры Альп в связи с разработкой концепции глобальных литосферных плит. Число сторонников представлений об исключительной роли вертикальных движений в поднятии центральных кристаллических массивов и со- скальзывании с них шарьяжных покровов значительно сократилось. Теория покровно-надвигового строения Альп в настоящее время полу-

чила гораздо более полное объяснение с позиций концепции теории плитотектоники и ведущей роли горизонтальных движений (Альпы—Кавказ, 1980). Однако до сих пор единства в теоретических представлениях о структуре Альп, в том числе Южных Альп, пока еще нет.

Южные Альпы являются одним из классических районов развития шарьяжной морфоструктуры. На Кавказе крупные покровные блоки имеют глубокое заложение, их подошва обычно не вскрывается на поверхности, почему часто недоступна натурным наблюдениям. Обычно она отбивается геофизическими методами, которые еще слабо используются в горной части Кавказа. Здесь же, в Южных Альпах, шарьяжные покровы слагают верхние части гор и легко доступны визуальным наблюдениям даже во время маршрутных поездок.

Особенно большое впечатление производят шарьяжи «бриансонского типа» Внутренней зоны Французских Альп. Морфологическая выраженность многих высокогорных массивов обусловлена их принадлежностью к бриансонскому покрову и его неотектоническим преобразованиям. В аллохтоне зажаты сильно деформированные песчаники и гравелиты эоцена, что позволяет датировать возраст надвигания концом палеогена.

Грандиозные субгоризонтальные покровы «бриансонского типа» Внутренних Альп, по-видимому, не имеют прямых аналогов на Кавказе, но представляют большой теоретический интерес с точки зрения их морфоструктурного типа и классификационного положения.

Другой тип шарьяжных морфоструктур представляют моноклинальные покровно-надвиговые чешуи в мезокайнозойском чехле Предальп, Верхнего Прованса и Кастельяне (Внешняя зона). В известной мере их аналогами являются скибы Восточных Карпат и некоторые образования Юго-Восточного Кавказа.

Третий тип шарьяжных морфоструктур образуют более или менее крутые надвиги мезозойского комплекса Предальп Внешней зоны на молассовые впадины — Валенсоль, Диня и низовья Вара. Поскольку в поднадвиговой части оказались зажатые отложения среднего миоцена, то основная эпоха надвигания приходится на позднемиоценово-плиоценовое время.

Орография и строение речной сети Французских Альп отчетливо фиксируют систему «альпийских дуг», отражающих горизонтальное блоковое смещение к западу под давлением Туринской плиты с надвиганием отдельных блоков друг на друга и некоторым ротационным поворотом. Внешняя часть дуги Французских Альп обрисовывается линеементам Шамбери — нижние части долин Изера, Роны и Дюранса. Вторая дуга отсекает значительную часть Внешних Альп Дофине и Прованса. Морфоструктура третьей дуги включает кристаллические массивы Монблан—Пельву. Наконец, четвертая дуга охватывает основную часть Внутренних Альп и отделяется от Ломбардской впадины на востоке предгорным линеементам. На неотектоническом этапе дуги претерпели крупное преобразование и морфоструктурное усложнение. Произошло блоковое поперечное дробление со смещением отдельных морфоструктур как в общем западном направлении, так и относительно друг друга в разных направлениях.

В целом знакомство с многообразием покровообразования в Альпах дало ценный материал для осмысливания механизма этого про-

цесса и его роли в рельефообразовании горных стран разного типа. Хотя изучение шарьяжей в Альпах имеет вековую историю, оно все же не дало им глубокого морфоструктурного анализа и не привело к четкой геоморфологической классификации. Это, видимо, задача будущего и решаться она будет, по всей вероятности, на опыте различных горных систем. В этом отношении Кавказ может дать уникальные материалы.

В неотектоническое время произошли общие поднятия Альп до 3—4 км, дробление на отдельные морфоструктурные блоки, новые горизонтальные подвижки, что привело в целом к большому усложнению морфоструктуры. Однако эта адекватная рельефу неотектоническая морфоструктура не нашла отражения в геоморфологическом анализе французских географов.

Симпознум показал, что сильной стороной французской альпийской школы являются весьма детальные разработки горной литоморфоскульптуры. Мы смогли ознакомиться с широким спектром морфологической препарировки различных по устойчивости литологических комплексов. В то же время морфоструктурный анализ, базирующийся на активной роли в рельефообразовании молодых тектонических движений, не получил соответствующего развития.

Как уже отмечалось, в геотектуре Западных Альп выделяются три крупные морфоструктурные зоны: а) Внутренние Альпы с чередованием высокогорных кристаллических массивов с наиболее древним покровообразованием; б) Внешние Альпы, сложенные карбонатным и флишевым комплексом мезокайнозоя с чешуйчатыми покровами; в) зона наложения Лигурийской впадины Средиземного моря на периклиналь Альпийской дуги с мозаично-блоковым новейшим дроблением.

По данным повторного нивелирования (Fourniquet, 1977), за период с 1884—1892 по 1961—1968 гг. Внутренняя зона испытывала умеренные поднятия порядка в 1—2 мм/год. Внешняя зона была втянута в слабые подвиги (0,3—0,5 мм/год). Зона же наложения Средиземноморской впадины на западноальпийскую периклиналь характеризуется резко дифференцированными движениями: Авиньонская впадина — —0,7, —1,0 мм/год, впадина-грабен Экс — —0,4 — —0,8 мм/год, массив Муре — +0,4 — +0,7 мм/год и т. п. Таким образом, интенсивность современных вертикальных движений Французских Альп не идет ни в какое сравнение с Кавказом и почти на порядок ниже (Лилленберг, 1980). Это можно объяснить как более высокой геодинамической активностью Большого Кавказа, так и, быть может, более значительной ролью надвигов в морфогенезе Альп, когда за счет интенсивных горизонтальных движений компенсируется часть вертикальной составляющей.

Основной сейсмогенной зоной является Альпийская (Бриансонская) дуга области сочленения Внутренних и Внешних Альп: верховья Роны VII—IX баллов, низовья Драка и массив Веркор VII—VIII баллов, Систерон и Кастельяне VII баллов (Lestremblements, 1979). В поперечном отрезке, отсекающем массив Пельву, происходит резкий поворот дуги к Ю-В и образуется морфоструктурный узел повышенных напряжений земной коры, к которому в верховьях Дюранса и Убая приурочены очаги землетрясений до VIII—IX баллов. В геодинамическом отношении важная роль принадлежит диагональному линеементам вдоль долины Дюранса. Все районы Южных Альп и Предальп, лежащие к востоку от него, отличаются повышенной активностью (VI—IX баллов),

достигающей максимальных значений в раздробленной южной части массива Меркантур. Крупный сейсмоактивный район приурочен также к зоне перестройки Лазурного берега, где по краям морфоструктур с разнонаправленными движениями также возникают очаги землетрясений VIII—IX баллов.

Следует отметить, что помимо линейментов альпийских дуг выделяются три поперечные зоны повышенной сейсмоактивности, как бы пересекающие эти дуги (или наложенные на них): Швейцарские Альпы, Монблан—Белледон и Меркантур—Кастельяне (VII—X баллов), разделенные соответствующими поперечными зонами пониженной сейсмоактивности (V—VI баллов).

Проблемы морфоскульптуры и палеогеографии. Изучение Альп внесло огромный вклад в теорию, методику и палеогеографию оледенений горных стран. Поэтому значительное место в программе симпозиума заняли проблемы *ледникового морфогенеза*. Несмотря на то, что Южные Альпы почти вдвое ниже Кавказа, в эпохи оледенений они получали значительно больше осадков, чем Кавказ. Поэтому ледники Приморских Альп при довольно небольших размерах (20—30 км в бассейнах Вара, Везуби, Вердона) имели возможность спускаться по долинам до весьма низких высот, причем отметки их максимальных фаз вюрма возрастают по направлению к внутренним и северным частям Французских Альп: 450 м — в долине Вара, 700—750 м — в верховьях Дюранса, 920 м — в долине Роны, что не сопоставимо, например, с Восточным Кавказом, где ледники последнего оледенения не опускались ниже отметок 2200—2300 м.

Наиболее яркие следы в долинах оставили рисское и вюрмское оледенения, которые имели близкие размеры (Gabert, 1980; Jorda, 1980). В максимальные фазы разница их окончаний обычно составляла 5—10 км. Характерно, что максимальные фазы нигде не фиксируются конечноморенными комплексами. Обычно они представлены крутыми уступами, которые рассматриваются в качестве ригелей. Такая трактовка в ряде случаев выглядит в известной мере спорной, так как весьма очевидна структурно-литологическая природа уступов, которые нередко привязаны к зонам разломов. Вообще следует отметить существенную роль структурного контроля в ограничении концевых бассейнов ледников Дюранса, Убая, Вердона и Вара. Особенно наглядно это выражено у Систерона, где поднятие поперечного хребта ограничивало ледосборы как в рисскую, так и в вюрмскую эпохи.

Среди альпийских геоморфологов нередко наблюдается преувеличение роли оледенений в формировании горных долин. На самом деле основные долины Южных Альп имеют древнее заложение и относятся к плиоцен-четвертичному времени. Рисские и вюрмские ледники использовали уже готовые долины, обработав их днища. При этом степень ледниковой переработки нельзя признать особенно существенной, так как в долинах сохранились элементы более древнего рельефа.

В верховьях Дюранса и оз. Д'Алос можно было наблюдать шесть основных стадий позднего вюрма и голоцена, которые фиксируются конечными моренами, ригелями и четко выделяются альпийскими геоморфологами (Jorda, 1976): I (Дриас I, 13—15 тыс. лет), II (Дриас II), III (Дриас III), IV (пребореальная), V (суббореальная), VI (малый ледниковый период, XVIII—XIX вв.). Эти микростадии отступания по-

следнего оледенения во многом схожи с аналогичными фазами, наблюдаемыми на Кавказе.

Крупные ледосборы в бассейне Дюранса были обусловлены не экзарационной деятельностью, а выработанными задолго до оледенения структурно-литологическими котловинами, образовавшимися по периферии купола Гап. Именно с этими котловинами связано перетекание рисского ледника Дюранса в долину Бюеш, которое представляет уникальный морфоструктурный феномен (Gabert, 1980). Ледосборы в подобных структурно-литологических котловинах имеются и в Центральном Кавказе у контрфорсов Скалистого хребта.

Довольно неожиданным явилось отсутствие четких троговых днищ древних ледников на значительных отрезках долин в Южных Альпах. На Кавказе эти образования выражены по всем главным долинам и служат основными критериями морфогляциальной хронологии.

В целом симпозиум позволил ознакомиться с широким кругом проблем оледенения Южных Альп, которые требуют более тщательного обобщения. Среди них обращают внимание своеобразные *перигляциальные образования* в форме плотно сцементированных склоновых брекчий. Оскольчатая часть этих брекчий формировалась в сухие и холодные климатические фазы, а последующая их цементация связана с влажными и теплыми климатическими фазами. Таким образом, склоновые брекчии фиксируют опеределенные смены палеогеографических условий и служат своего рода стратиграфическими реперами. Аналогичные образования имеются и на Кавказе, но они выражены не столь классически и изучены довольно слабо. Опыт французских геоморфологов во многом позволит восполнить этот пробел.

Среди других проблем экзогенной геоморфологии представляется ценным анализ роли *карстовых процессов* в формировании современной гидрографической сети. Проф. Ж. Нико (Alpes—Caucase, 1981; Julian, Nicod, 1977) на примере Вердона показал, что надвигание мезозойского карбонатного комплекса Предалеп на впадину—грабен Валенсоль привело к воздыманию фронтальной части и активизации подземных карстовых процессов. Первоначально долина Гранд-каньона Вердона сформировалась как подземная карстовая галерея. Последующее расширение долины и вскрытие свода привели к образованию Гранд-каньона в современном виде. В свете этих исследований представляется интересным попытаться проанализировать аналогичные пути развития долинной сети на Северном Кавказе.

Альпы явились одним из центров создания концепции *о ярусном строении гор* и развитии в них серии уровней *поверхностей выравнивания*. Однако эта концепция развивалась в противоборстве с диаметрально противоположными представлениями о единой неогеновой поверхности выравнивания Альп, разбитой молодыми движениями на отдельные разноприподнятые блоки. Во время дискуссий полевого симпозиума французские геоморфологи не выступали единым фронтом по этой проблеме. Так, проф. Ж. Дреш отстаивал множественность поверхностей выравнивания, а М. Жульен и М. Жордан отрицали ее. Правда, это расхождение касалось в основном высокогорной зоны. В зоне предгорий и плато Валенсоль все геоморфологи сходились на наличии здесь нескольких поверхностей выравнивания миоцен-плиоценового возраста. Аналогичные дискуссии неоднократно имели место и на Кав-

казе. Одновременное существование взаимоисключающих точек зрения отражает неразработанность теории поверхностей выравнивания в геоморфологии и неадекватность методических подходов.

Наблюдения авторов во время полевых маршрутов позволяют поддержать концепцию о наличии в Южных Альпах серии разновозрастных поверхностей выравнивания. Прежде всего широко была развита олигоценовая поверхность, которая на позднеорогенном этапе явилась исходной. На базе этой поверхности заложены многие элементы древней гидрографической сети, оказавшиеся эпигенетическими по отношению к новейшим морфоструктурам. В эпоху максимальных миоцено-плиоценовых прерывистых поднятий формировались придолинные ярусные поверхности.

В известной мере условно можно говорить о наличии в Южных Альпах тортоносской, сарматской, ниже-и верхнеплиоценовых поверхностей (по аналогии с Карпатами, Балканами, Крымом и Кавказом).

Огромную рельефообразующую роль в формировании побережья Лазурного берега играли колебания уровня Средиземного моря. Короткое знакомство с морскими террасами в районе Ниццы, Монако, Кани и Марселя показало, что здесь развито 5—6 уровней четвертичных террас: 5—7 м (нищкая), 18—20 м (поздняя тирренская, монастырская), 30—35 м (ранняя тирренская), 55—60 м (милацкая), 80—90 м (сицилийская), 110—120 м (калабрийская). Эта система хорошо коррелируется с четвертичными террасами побережья Черного моря, но резко отличается от системы Каспийских террас. Эпохам похолодания соответствовал низкий уровень Средиземного моря, эпохам потепления — высокие. Позднеплейстоценовая регрессия достигала 80—100 м. На подводном склоне хорошо выражены затопленные уступы террас, к которым приурочены карстовые полости и подводные карстовые источники. В некоторых пещерах обнаружены орудия древнего человека.

Четвертичные тектонические движения привели к значительным деформациям высотного положения, особенно древних морских террас. Так, по данным М. Жульена, сицилийская терраса в восточной части Лазурного берега располагается на отметках 80—90 м, к западу она снижается до 30 м, а в районе Марселя погружается под уровень моря. По аналогии с хвалынскими террасами Каспия относительно слабо деформированы тирренские террасы. Но и здесь намечаются локальные нарушения.

Речные террасы в Южных Альпах изучены несколько однобоко. Поскольку главными рельефообразующими факторами в речных долинах принимаются рисское и вюрмское оледенения, то выделяются и картируются преимущественно средне- и позднеплейстоценовые террасы, которые коррелируются с главными фазами оледенений и морскими террасами. Более древние террасы обычно не выделяются, хотя фрагменты их, как отмечалось выше, прослеживаются на склонах долин. Характерно, что речные террасы сопоставляются лишь с главными максимальными фазами ледников, тогда как стадии отступления речными террасами не фиксируются. Противоположную картину можно наблюдать на Кавказе, где каждой стадии отступления долинного ледника соответствует речная терраса. Осталось недостаточно ясным, отражают ли эти различия реальную специфику развития оледенений в Альпах и на Кавказе или же они представляют результат различных

методических подходов альпийской и кавказской геоморфологических школ.

Одной из дискуссионных проблем явились также вопросы геоморфологического картирования. Франция занимает одно из ведущих мест в мире в этой области. Характерной чертой французской школы является изображение на карте геологических формаций и литологии пород, часто в ущерб собственно геоморфологии. Несмотря на широкий размах картирования, до сих пор не разработано единой унифицированной легенды, что обедняет результаты и нередко делает смежные листы не сопоставимыми.

Разрабатываются три типа карт рельефа. Крупномасштабные (1:25 000 — 1:50 000) обычно составляются в качестве приложения к диссертациям и студенческим дипломным работам. Это карты элементарных форм рельефа. Среднемасштабные карты (1:500 000) подготавливаются в рамках атласов групп департаментов и отображают как мелкие, так и крупные формы рельефа. Мелкомасштабные карты (1:1 000 000 — 1:3 500 000) созданы на территорию всей Франции.

Для советских геоморфологов, имеющих богатый опыт картирования несомненный интерес представляют методика очень тонкого изображения форм рельефа различного генезиса и отражение на карте активности геоморфологических процессов.

Литература

1. Альпы—Кавказ (проблемы конструктивной географии горных стран). М., Наука.
2. Лилиенберг Д. А. Общие и региональные закономерности современной геодинамики Кавказа (по новым геоморфологическим и инструментальным данным). — Современ. движения земной коры. Киев: Наукова Думка, 1980, с. 204.
3. Alpes—Caucase (Livret-guide, II sympos. franco-sovietique, Nice—Aix, 1981, p. 102.
4. Caucase (primer symposium franco-sovietique Alpes—Caucase). Revue de Geographie alpine, CNRS, 1981, t. LXIX, N 2 (V special), p. 219—375.
5. Fourniquet J. Mise en evidence de mouvements actuels, verticaux, dans le Sud-Est France par comparaison de nivellements successifs. C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., 1977, f. 5, p. 266.
6. Gabert J. Les moyennes terrasses de la Durance entre Sisteron et Manosque. Rev. de Geogr. Alpine, 1980, N special—Montagnes et Montagnards, p. 171.
7. Jorda M. Le glaciaire quaternaire des Alpes de Haute-Provence. Rev. de Geogr. Alpine, 1980, N special—Montagnes et Montagnards, p. 184.
8. Julian M., Nicod J. Les plans de Provence. Studi Trentini di Sc. Natur., 1977, v. 54, p. 209.
9. Les tremblements de terre en France. Edit. BRGM, 1979, p. 225.

Б. А. Будагов, Д. А. Лилиенберг, Н. Ш. Ширинов

ФРАНСА ЧЭНУБИ АЛПЫНДА КЕОМОРФОЛОЖИ МҮШАИДЭЛЭР

Мәгаләдә Франса алимләрилә бирликдә 1981-чи илдә Чәнуби Алпда апарылан чөл тәдигатлары нәтижәсиндә әразинин морфоструктур хусусијјәтләринә, Дөрдүнчү дөвр бузлашмасына, карст, дүзәлмә сәтләри, дәниз вә чај террасларына вә һәмчинин кеоморфоложи хәриталәшмәјә аид әлдә едилмиш нәтичәләр верилир. Көстәрилән проблемләр үзрә Франса алимләринин Алпда вә Совет алимләринин Гафгазда апардылары тәдигат ишләринин нәтичәләри мугајисәли олараг тутушдурулур вә онлардан гаршылыгы истифадә јоллары көстәрилир.

B. A. Budagov, D. A. Lilienberg, N. Sh. Shirinov

GEOMORPHOLOGICAL OBSERVATIONS IN SOUTH ALPS OF FRANCE

The article presents the results of mutual field investigations of Franco-Soviet scientists in 1981 on morphostructural features, quaternary glaciation, carst, surface levelling, marine and river terraces, and geomorphological mapping. Obtained results of French and Soviet scientists in Alps and Caucasus show the ways of mutual utilization.

УДК. 551. 4

Э. К. АЛИЗАДЕ

**МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА
РАИОНА РАСПРОСТРАНЕНИЯ АСТРАХАНСКОЙ СЕРИИ
ПОКРОВОВ**

Детальные исследования, проведенные в пределах южного склона Юго-Восточного погружения Большого Кавказа со складчато-блоково-шарьяжной тектоникой, выявили довольно сложное морфоструктурное строение территории.

В исследуемом районе (междуречье Ахсучай-Чикильчай) выделены два крупных поперечных блока (Шемахинский и Маразинский), которые резко отличаются друг от друга по морфоструктурным особенностям.

Складкообразование в пределах исследуемой территории, в основном, было завершено на рубеже мела и палеогена (за исключением крайне южной части исследуемого района), а в неотектоническом этапе здесь доминировали блоковые движения по унаследованным и новообразованным разломам (Григорьянц, 1962; Исаев и др., 1981). Блоковые движения по активным разломам создали продольные блоковые структуры, нашедшие четкое выражение в рельефе.

Начиная с конца мелового периода исследуемая территория испытывала интенсивные поперечные подвижки (Григорьянц, 1964; Ханн и др., 1966), которые осложнили продольное складчато-блоковое морфоструктурное строение территории, не нарушив их общего направления.

Таким образом основной особенностью в строении морфоструктурного плана исследуемой территории является ее продольная и поперечная ступенчатость.

Продольные блоково-надвиговые движения привели к образованию и выражению в рельефе сильно сжатых структур. Учитывая, что эти системы консолидированных складок ограничены разломами, по которым за новейший этап блоки интенсивно поднимались или опускались, обретая в рельефе соответствующее выражение, они могут быть выделены как интенсивно развивающиеся складчато-блоковые морфоструктуры.

Исследования последних лет показывают, что шарьяжная тектоника свойственна всему Большому Кавказу и для Юго-Восточного Кавказа в частности (Мирчинк, Шурыгин, 1972; Ажгирей, 1977; Исаев и др., 1981). Именно складчато-блоково-шарьяжная тектоника сыграла основную роль в формировании рельефа исследуемого района. В пределах исследуемой территории на основе анализа литературных данных (Григорьянц, 1964; Исаев и др., 1981; Ализаде и др., 1968; Будагов, 1973; Ширинюв, 1980 и др.) и материалов полевых исследований выделены следующие продольные складчато-блоковые морфоструктуры: 1) Ковдаг-Сумгаитское горст-синклинорное поднятие, 2) Шемахино-Кобыстанское грабен-синклинорное понижение, 3) Ленгебиз-Алятский горст-антиклинорный хребет.

Ковдаг-Сумгаитское горст-синклинорное поднятие сложено верхне-меловыми, третичными породами и с севера ограничено Гермиянским разломом, четко выраженный уступами, изгибами речных долин и т. д. В пределах Ковдаг-Сумгаитской морфоструктуры выделяются морфоструктуры меньшего порядка: Бабадагская и Ковдагская.

Бабадагский горст-моноклинорный хребет сложен в основном меловыми и частично третичными отложениями и в структурном отношении отвечает северному борту Ковдаг-Сумгаитского горст-синклинория. В пределах данной морфоструктуры, ограниченные с севера Алтыгагачским разломом, а с юга Гуздучайской зоной разломов, выделяются активно развивающиеся горст-антиклинальные хребты и грабен-синклинальные понижения (Халтынское, Алтыгагач-Куркачидагский, Лякитчай-Вегверское, Гуздучай-Алаташский и т. д.).

Ковдагская грабен-синклинорная впадина, ограниченная с севера Гуздучайским разломом и сложенная верхне- и нижнемеловыми отложениями, приуроченными к тектоническим покровам, расчленяется на морфоструктуры более низкого порядка, выраженные в рельефе фрагментарно и ограниченные разрывами. Ковдагская морфоструктура с юга ограничена от Шемахино-Кобыстанского грабен-синклинорного понижения Занги-Герадильским разломом.

Шемахино-Кобыстанская морфоструктура зарождается восточнее р. Гирдыманчай, на погружении Вандамского горст-антиклинорного хребта и Алазано-Агричайской грабен-синклинорной впадины. Эта морфоструктура ступенчато опущена относительно Ковдагской на 1—2,5 км. Внутреннее строение морфоструктуры синклинальное. Крупные антиклинальные гряды играют более подчиненную роль, чем в Ковдаг-Сумгаитской морфоструктуре. Большинство антиклиналей имеют надвиговой характер с холмисто-грядовым рельефом. Антиклинальные гряды, сложенные в ядрах обычно эоценовыми отложениями, ограничиваются разрывами, четко выраженными в рельефе (Зангино-Герадильский, Матрасинский, Алжидеринский и т. д.). Эти узкие, сильно сжатые горст-антиклинальные гряды обычно разделяются широкими грабен-синклинальными понижениями, характерными для этой морфоструктуры.

Сложное морфоструктурное строение территории характеризуется развитием здесь шарьяжей и наложенных синклинальных мульд (Маразинская, Зогалавинская, Джейранкечмеская, Сюндинская и т. д.), выраженных в рельефе широкими впадинами и долинами. В пределах Шемахино-Кобыстанской морфоструктуры интенсивные тектонические движения создали поперечные блоки (Шемахинский, Маразинский, Джанги-Джейранкечмеский), морфотектоническое строение которых очень четко различается.

В пределах Шемахинского поперечного блока для данной морфоструктуры характерны сильно сжатые, узкие горст-антиклиноры, которые соответствуют положительным формам рельефа, а пологие, относительно широкие грабен-синклинали, заполненные отложениями третичного периода, соответствуют в современном рельефе отрицательным формам рельефа. Баскальский тектонический покров, приуроченный к данному блоку, значительно осложнил морфоструктурное строение территории.

На относительно опущенном, Маразинском поперечном блоке, ограниченном с востока Амбизляр-Маразинским поперечным разломом, формировалась Маразинская наложенная мульда, заполненная плиоценовыми

ми отложениями и представленная в рельефе широкой котловиной. Выделенная севернее данной морфоструктуры Сюндинская синклиналь с грядово-котловинным рельефом отделена от Маразинской мульды узкой, сильно сжатой антиклиналью (Беклянской). В южной части Маразинского поперечного блока в пределах Шемахино-Кобыстанской морфоструктуры узкие и сильно сжатые антиклинали, выраженные холмисто-грядовым рельефом, осложнены интенсивно развивающимися грязевыми вулканами.

Восточному, наиболее опущенному Джанги-Джейранкечмезскому поперечному блоку соответствует Джейранкечмезская депрессия, которая имеет близдолготное направление и выполнена плиоценовыми отложениями. Данная морфоструктура с севера и юга ограничена цепочкой антиклиналей (Донгуздук, Каргабазар, Кафтаран и т. д.), имеющих близдолготное направление (Мирчинк, Шурыгин 1972).

Ленгебиз-Алятский горст-антиклинорный хребет, приуроченный к Алжичай-Алятской шовной зоне, разделяет Большой Кавказ от Куринской депрессии. Эта зона на поверхности выражена тектоническими разрывами как поперечного, так и продольного направлений. Приблизительная амплитуда разлома достигает 2 км (Агабеков и др., 1977), по которому южное крыло горст-антиклинория резко опущено относительно северного. Все антиклинальные пояса Ленгебиз-Алятской морфоструктуры выражены в рельефе линейно вытянутыми грядами, строение которых различно в пределах отдельных поперечных блоков.

Происходившие интенсивные тектонические и гравитационные процессы в раннем миоцене привели к образованию тектонических покровов во всем Юго-Восточном склоне Большого Кавказа (Исаев и др., 1981). Тем самым шарьяжная тектоника осложнила морфотектоническое строение всей территории. В пределах исследуемого района расположена Астраханская серия покровов (Демирчинский, Арчиманский, Астраханский, Мокрая Балка, Шихлярский), аллохтонный комплекс которых сложен нижне- и верхнемеловыми отложениями. Район распространения Астраханской серии покровов изучен многими исследователями (Шарданов, Молчанов, 1954; Выхерт и др., 1966; Шурыгин, 1967; Мирчинк, Шурыгин, 1972 и др.).

Изучая морфоструктурное строение территории в пределах Шемахинского и Маразинского поперечного блоков, нами было детально исследовано морфотектоническое строение территории района распространения Астраханской серии покровов и сделана попытка выявить связь рельефа с тектоническими покровами и залегающими под покровом структурами, установить степень влияния покровов на современное морфоструктурное строение территории.

Астраханская серия покровов является продуктом орогенных деформаций в зоне сочленения Ковдаг-Сумгаитской и Шемахино-Кобыстанской тектонических структур (Исаев и др., 1981).

Район распространения покровов с севера ограничен Гуздучай-Алаташским горст-антиклинальным хребтом и отделяется от него продольной Гуздучайской зоной разломов, которая четко выражена в рельефе, и восточнее Западно-Каспийской зоны разломов состоит из двух крупных разломов (Северо- и Южно-Гуздучайские). Эти дизъюнктивные дислокации ограничивают с севера и с юга Гуздучай-Алаташский горст-антиклинорный хребет. По Гуздучайскому разлому произошли дифферен-

цированные тектонические движения, в результате которых Ковдаг-Сумгаитская структура была разделена на две ступени более низкого порядка: 1) Бабадагская интенсивно поднимающаяся и состоящая из жестких и активно развивающихся структур, выраженных в рельефе крупными хребтами и понижениями общекавказского направления; 2) относительно опущенная Ковдагская ступень, по интенсивности тектонических движений намного отстает от первой. В зоне Гуздучайского (на севере) и Занги-Герадильского разломов (на юге) ступень наиболее поднята, а в центральной части относительно опущена. Ковдагская ступень имеет вогнутую (синклинорную), а Бабадагская — выпуклую (антиклинорную) структуры.

В гипсометрическом отношении Гуздучай-Алаташский горст-антиклинорный хребет по разлому был наиболее приподнят относительно Ковдагской ступени, т. е. были созданы условия для шарьяжеобразования. Активное развитие Гуздучайского разлома позволило аллохтонным комплексам под воздействием гравитационных сил свободно скользить сорографически повышенной зоны в относительно пониженную.

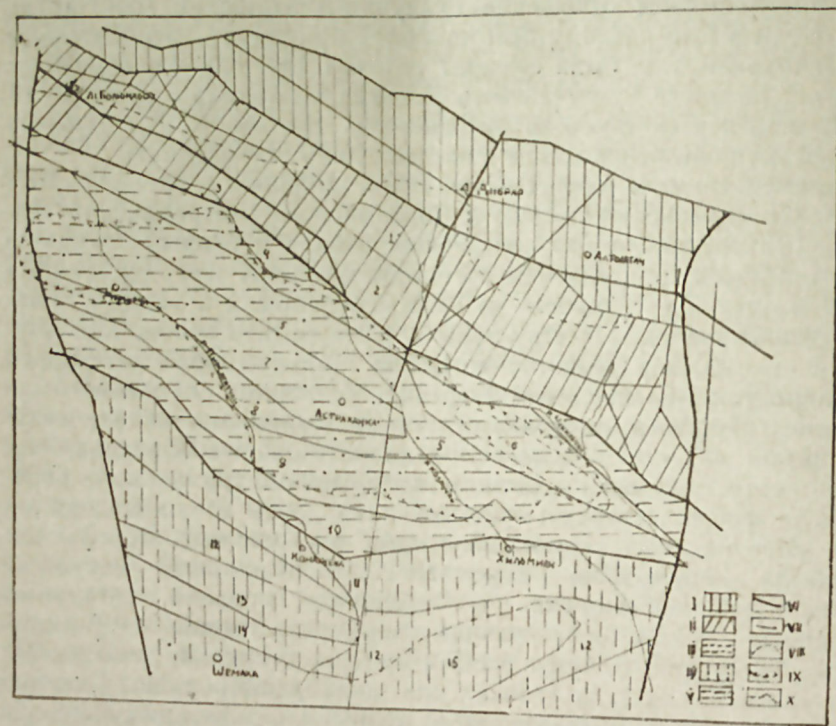
Покровные пластины Астраханской серии покровов в пределах Шемахинского (Демирчинский покров) и Маразинского (Астраханский, Арчиманский, Шихлярский и др.) поперечных блоков перекрыл огромную площадь. Аллохтонные комплексы, состоящие из нижне- и верхнемеловых отложений и имеющие мощность до 1200 м перекрыли в раннем миоцене уже сформировавшиеся структуры и в результате осложнили морфоструктурное строение территории. После шарьяжеобразовательного процесса аллохтонные комплексы Астраханской серии покровов были охвачены последующими интенсивными унаследованными тектоническими движениями и были подвержены складчато-разрывообразованию. Вследствие этого покровные пластины шарьяжей Астраханского района приобрели форму структур, существующих здесь до шарьяжеобразования и образованных неотектоническими движениями. Породы аллохтона были интенсивно перемяты и осложнены местными разрывами, локализованными в пределах покрова. Разрывы унаследованные и новообразованные (Курдамичский, Арчиманский, Талышнуринский, Демирчинский и др.), пересекающие тело аллохтонных комплексов, создали условия для дифференцированных движений внутри покровов. В результате этого произошла дигитация покровов на побочные покровы, которые последующими экзогенными процессами были или совсем смыты или остались в виде останцев. Тектонические окна (или окна покровов) образовались в основном в районах развития положительных структур. В формировании современного морфоструктурного строения территории большую роль сыграли поперечные подвижки по Западно-Каспийскому, Дибрарскому, Амбизлярскому поперечным разломам.

Останцы покровов были выделены и детально изучены многими исследователями (Шарданов, Молчанов, 1954; Выхерт и др., 1966; Шурыгин, 1967; Мирчинк, Шурыгин, 1972 и др.). Нами были изучены не только морфоструктурное строение самого покрова, но и района его первичного распространения (рис.). Исследованиями были охвачены и прилегающие территории распространения покрова.

Район распространения Астраханской серии покровов представляет собой в целом синклиналичную изогнутую пластину, сложенную отложениями нижнего и верхнего мела. Астраханский, Арчиманский и Демир-

чинский покровы расположены в пределах Демирчи-Астраханской синклинали. Синклиналь имеет длину более 20—25 км, ширину 5 км, эта синклинальная котловина имеет холмисто-грядовой рельеф с простиранием СЗ—ЮВ. Толщи покрова обнаруживаются в основном в районах относительного интенсивного прогиба (около с. Демирчи, Арчиман и в долине р. Япалахчай).

В результате неотектонических движений северные части покровов, имеющие антиклинальную структуру, были наиболее приподняты. Интенсивные эрозионные процессы смыли аллохтонные комплексы покрова, сейчас только в некоторых местах обнаружены остатки этой части



Карта-схема морфоструктур района распространения Астраханской серии покровов, I — Алтыгач-Халтанская наиболее поднятая морфоструктура; II — Бабадагский горст-моноклиновый хребет; 1 — Лякитчай-Вегверская грабен-синклиновая впадина; 2 — Алаташский горст-антиклинорный хребет; 3 — Гузлучайский горстовый хребет. III — Ковдагская грабен-синклиновая впадина; 4 — Пирбейли-Карагядукская грабен-синклиновая впадина; 5 — Зарат-Хейбари-Дузанский горст-антиклинорный хребет; 6 — Шихлярская наложенная синклинальная котловина; 7 — Демирчи-Астраханская грабен-синклиновая впадина; 8 — Мустафалычай-Гаджиллинский горст-антиклинорный хребет; 9 — Курдамич-Гюмбидагская грабен-синклиновая впадина; 10 — Ковбулак-Тюрфинский горст-антиклинорный хребет. IV — Шемахино-Кобыстанская наиболее опущенная грабен-синклиновая впадина (район выделения автохтонных чешуйчатых морфоструктур); 11 — Конахкенд-Хильмиллинская грабен-синклиновая впадина; 12 — Чухурюрт-Беклянский горст-антиклинорный хребет; 13 — Чайлинская синклинальная впадина; 14 — Араб-Шалбашский антиклинорный хребет; 15 — Сюндинская наложенная синклиновая впадина. V — район выделения чешуйчатых аллохтонных морфоструктур; VI — продольные и поперечные глубинные разломы; VII — продольные и поперечные разломы и разрывы; VIII — границы морфоструктур, не совпадающих с дизъюнктивными дислокациями; IX — граница района распространения Астраханской серии покровов; X — водораздельная линия.

покрова. Нами, северная наиболее приподнятая часть покрова, имеющая антиклинальное строение, выделена как Зарат-Хейбари-Арпабулагская антиклинальная зона, состоящая из несколько более мелких кулисообразно расположенных антиклинальных хребтов и гряд. На восточной части покрова Шихлярская синклиналь расчленяет эту антиклинальную зону на две антиклинали (Чикильчайская и Дузанская), которые приурочены к разломам разного порядка. Амбизлярский поперечный разлом резко ограничивает эту антиклинальную зону хребтов от зоны, выделяемой в пределах Загзино-Джейранкечмезского поперечного блока.

Очень сложным морфотектоническим строением характеризуется южное обрамление покровов. Имеющиеся в этой зоне морфоструктуры в тектоническом отношении являются бескорневыми чешуями (Шурыгин, 1967). В пределах этих чешуй выделяется полоса аллохтонных чешуй и полоса автохтонных чешуй. По мере движения аллохтонный комплекс Астраханской серии покровов оказывал давление на расположенные к югу от него породы. Породы верхнего мела-палеогена (мощность до 1,5 км) были срезаны и перемещены на юг. Гаджиллинские и Курдамичские чешуи сложены именно теми породами, которые отсутствуют под покровом. Южнее аллохтонных чешуй, расположены чешуи, имеющие автохтонный генезис (Мирчинк, Шурыгин, 1972). Здесь нами выделяются чешуйчатые морфоструктуры, которые характеризуются сильно сжатыми, узкими антиклинальными грядами и широкими синклинальными мульдами. Полоса чешуй южного обрамления покрова, имеющая очень много структур низшего порядка, нами были объединены по выраженности в рельефе как единые морфоструктуры. Между Гаджиллинской и Курдамичской морфоструктурами существует разлом по которому произошло надвижение комплексов отложений Гаджиллинской антиклинали на Курдамичскую синклиналь. Курдамичский разлом четко выражен в рельефе в виде крутого уступа в районе с. Ахмедлы-Курдамич.

Среди выделенных морфоструктур сложное морфотектоническое строение имеет Хильмиллинская наложенная мульда, которая в рельефе соответствует долине р. Козлучая. Хильмиллинская мульда является грабеном, так как она опущена по разломам, ограничивающим ее с севера и юга. Надо отметить, что эта морфоструктура и другие морфоструктуры, расположенные на востоке, постепенно теряют свою общекавказскую направленность и принимают близдолготное направление. Поперечные подвижки по Амбизлярскому разлому создали поперечную структурно-морфологическую зональность в пределах Маразинского поперечного блока и восточнее от него. Интенсивные поперечные тектонические движения в новейшем этапе являются основным фактором формирования морфоструктур в пределах исследуемой территории.

Выводы

1. В пределах исследуемого района выделен комплекс складчато-блоково-шарьяжных продольных морфоструктур и два поперечных блока (Шемахинский и Маразинский), являющиеся районами распространения шарьяжей Астраханской серии. После завершения шарьяжеобразования аллохтонные комплексы покровов были охвачены последующими интенсивными унаследованными тектоническими движениями. В результате покровные пластины приобрели формы первичных структур, существующих здесь и образованных после шарьяжеобразования.

2. В результате деятельности экзогенных процессов и движений

внутри самих покровов район распространения пластин покровов уменьшался до минимума, но морфотектонические условия, существующие в пределах поперечных блоков, позволили уточнить границы района распространения покровов и период их образования.

3. Морфоструктурный анализ рельефа позволил выделить в пределах южного обрамления Астраханской серии покровов активно развивающиеся аллохтонные и автохтонные чешуйчатые морфоструктуры с холмисто-грядовым рельефом.

Литература

1. Агабеков М. А., Аллахвердиев Р. А., Мошашвили А. Б. Структурные соотношения мезозойского и кайнозойского комплексов центральной части Куриинской впадины и Шемахино-Кобыстанской области. Баку, «Элм», 1977.
2. Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., «Наука», 1977.
3. Ализаде А. А., Ахмедов Г. А. и др. Тектоника междуречья Пирсагат-Гирдыман в свете новых данных. «Изв. АН СССР», серия геол., 1969, № 12.
4. Будагов Б. А. Геморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку, «Элм», 1973.
5. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., «Недра», 1966.
6. Григорьянц Б. В. Поперечная зональность в структуре Юго-Восточного Кавказа. Сб. «Очерки по геологии Азербайджана». Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1964.
7. Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г. и др. Тектонические покровы олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. «Геотектоника», 1981, № 1.
8. Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М. Формирование структуры третичных и меловых отложений Юго-Восточного погружения Кавказа. М., «Наука», 1972.
9. Хайн В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных областях. Бюлл. МОИП, отдел геол., 1966, № 2.
10. Шарданов А. И., Молчанов М. Ф. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. «Изв. АН Азерб. ССР», 1954, № 11.
11. Ширинов Н. Ш. Морфоструктурный анализ рельефа Азерб. ССР. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1979, № 6.
12. Шурыгин А. М. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. «Геотектоника», 1967, № 6.

Е. К. Элизаде

АСТРАХАНКА ӨРТҮК СЕРИЈАСЫНЫН ЈАЈЫЛДЫҒЫ РАЈОНУН РЕЛЈЕФИНИН МОРФОСТРУКТУР АНАЛИЗИ

Магаләдә Бөјүк Гафгазын чәнуб-шәрг һиссәсиндә шарҗаж тектоникасынын мүасир морфоструктур планынын формалашмасына көстәрдији тәсир арашдырылыр. Тектоник өртүк јајылаи әрази дахилиндә мүхтәлиф дәрәчәдән олан морфоструктурлар ајрылыр вә бу морфоструктурларын формалашмасына јени тектоник мәрһәләдә интенсиф ичкишаф едән тектоник ғырылмаларын вә флексураларын көстәрдији тәсир анализ олунур. Морфоструктур анализә әсасән белә нәтичәдә кәлинир ки, әразидә ајрылмыш морфоструктурлар ғырышыг блок-шарҗаж мәншәлидирләр.

Е. К. Alizade

MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF REGION RELIEF OF SPREADING OF THE ASTRAKHAN SERIES OF COVERS

The article deals with the influence of cover tectonics on the formation of modern morphostructural planning of region of the spreading of the Astrakhan series of covers. It is concluded that namely the plicate-block-cover tectonics created modern morphostructural structure between Akhsu and Chikilchay rivers.

УДК 551.509

Г. А. АЛИЕВА

МАКРОСИНОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЭКСТРЕМАЛЬНО ХОЛОДНОГО И ЭКСТРЕМАЛЬНО ТЕПЛОГО ФЕВРАЛЯ В ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ И КАСПИИ

Прогноз длительных и интенсивных отклонений температуры воздуха от многолетней нормы имеет большое значение для народного хозяйства. Поэтому настоящая статья посвящена исследованию аномальности средней месячной температуры воздуха в феврале на территории Восточного Кавказа и Каспия и обуславливающим ее макросиноптическим процессам.

Материалом для исследования послужили синоптические карты и карты барической топографии АТ₅₀₀ с 1953 по 1977 гг. При отборе месяц относился к экстремальному в том случае, если не менее 75% станций (в нашем случае 22 из 35, равномерно расположенных на территории Восточного Кавказа и Каспия) были заняты одним знаком аномалии средней месячной температуры воздуха и не менее 18 станций (50%) должны иметь или превышать значения средних квадратичных отклонений температуры для февраля. С помощью этого критерия были определены экстремально теплые и холодные февраль.

Анализ показывает, что в феврале средние квадратичные отклонения от нормы средней месячной температуры воздуха увеличиваются при удалении от побережья на континент. Наименьшая изменчивость температуры отмечается на открытом море (Нефтяные Камни 1,7°), наибольшая — в Махачкале (3,6°) и в Крызе (3,7°).

Было выделено 13 экстремальных месяцев, из них 8 теплых и 5 холодных февралей. К экстремально теплым феврялям отнесены следующие годы: 1953, 1955, 1958, 1962, 1963, 1966, 1970, 1977 гг., что составляет 32% от 25 лет. Положительная аномалия температуры воздуха за февраль составляла 3,0—3,5°, что повторяется в среднем через 3 года. Максимальные значения положительной аномалии температуры воздуха наблюдались на Малом Кавказе (+11,7° — Гейгель Шамхорский — 1953 г.).

К экстремально холодным феврялям отнесены следующие годы: 1954, 1959, 1969, 1972 и 1976 гг., что составляет 20% от 25 лет. Отрицательная аномалия температуры воздуха за февраль составила 3,5 — 4,0° и повторяется в среднем через пять лет. Наибольшие значения отрицательной аномалии температуры воздуха наблюдались в Нахичеване (—10,9° 1972 г.) и в Крызе (—8,0° 1976 г.).

Анализ аномалий температуры воздуха за экстремальные февраль показал, что в 80% случаев над всей исследуемой территорией наблюдалась однозначная аномалия, в остальных случаях однозначная аномалия наблюдалась на площади 50—60% территории.

При определении синоптических процессов, обуславливающих экстремально холодные и экстремально теплые февраль, мы основывались на типизации А. А. Мадатзаде.

Характеристика и типизация синоптических процессов проводилась по ежедневным приземным картам погоды и картам АТ₅₀₀ мбар за период 1953—1977 гг., составлены отдельные карты-схемы развития атмосферных процессов для экстремально холодных и экстремально теплых февралей.

Экстремально холодный февраль на Восточном Кавказе обуславливается преобладанием меридиональной циркуляции, при которой создаются благоприятные условия для вторжения холодных масс воздуха с севера, северо-запада или северо-востока через Европейскую территорию СССР, Северный Кавказ и Север Каспия на исследуемый район.

В обычные февраль основная ось ложбины проходит с Беренцева моря к юго-западу на Адриатическое море, а сама ложбина занимает Прибалтику, Балтийское море и Центральную Европу. В холодные февраль на средней карте барической топографии АТ₅₀₀ высотная ложбина и высотный гребень смещены к востоку и выражены более резко, в особенности над югом, с охватом большей территории. В связи с указанным смещением высотных барических систем произошло смещение к востоку и основной области адвекции холода, которая осуществлялась по восточной периферии высотного гребня. В связи с положением высотной ложбины на юге холодные массы проникли на Восточный Кавказ. При этом отрицательная аномалия температуры создается не только за счет адвекции холодного воздуха с севера, но и благодаря выхолаживанию воздуха в антициклоне.

Таблица 1

Повторяемость основных типов синоптических процессов в феврале		
Типы процессов	Колич. дней	%
Экстремально холодный февраль		
Скандинавские антициклоны	58	43
Карские антициклоны	27	24
Сибирские антициклоны	21	12
Экстремально теплый февраль		
Выход южных циклонов	63	27
Субтропические антициклоны	57	26
Циклоническая деятельность над Европейской территорией СССР	52	25

Экстремально холодные февраль обуславливаются 3 основными типами синоптических процессов (табл. 1). I холодный тип характеризуется антициклоническими воздействиями с севера Скандинавии или Беренцева моря через центральные районы Европейской территории Союза. При этом типе холодный барический гребень усиливается за счет потока холодного воздуха с севера, перемещается в юго-восточном направлении на центральные районы Европейской территории Союза и

далее через северо-западные районы Каспийского моря на территорию Восточного Кавказа (рис. 1). Вхождение антициклонов на территорию Восточного Кавказа вызывает похолодание, сильные ветры, осадки и ряд других резких явлений погоды. Область наименьших изаллотерм располагается над северо-восточными районами Восточного Кавказа с минимальным значением в очаге — 7° — 8° и в Ленкоранском районе — 4° — 5°.

В экстремально холодных февральях при втором типе антициклоны движутся с Карского моря или Таймырского полуострова на Восточный Кавказ. При этом антициклоны обычно смещаются по ультраполярной траектории, по восточной периферии высотного гребня, направленного со Средиземного моря через Европейскую территорию СССР на Кавказ. При этом отрицательные аномалии температуры создаются не только за счет адвекции холодного воздуха с севера, но и благодаря выхолаживанию воздуха в антициклоне (рис. 2). Макроциркуляционные условия второго холодного типа имеют много общего с первым холодным типом. Основные различия их в том, что при втором холодном типе главные элементы высотных барических полей несколько смещены к востоку.

Помимо антициклонов, перемещавшихся с Карского моря и Таймырского полуострова на юг Европейской территории Союза и на Восточный Кавказ в февраль, наблюдается также перемещение антициклонов по ультраполярной траектории через Урал или Север Западной Сибири, (III холодный тип). Гребни этого антициклона располагаются над Восточной ЕТС, входят в систему развитого зимнего сибирского антициклона, преобредая над

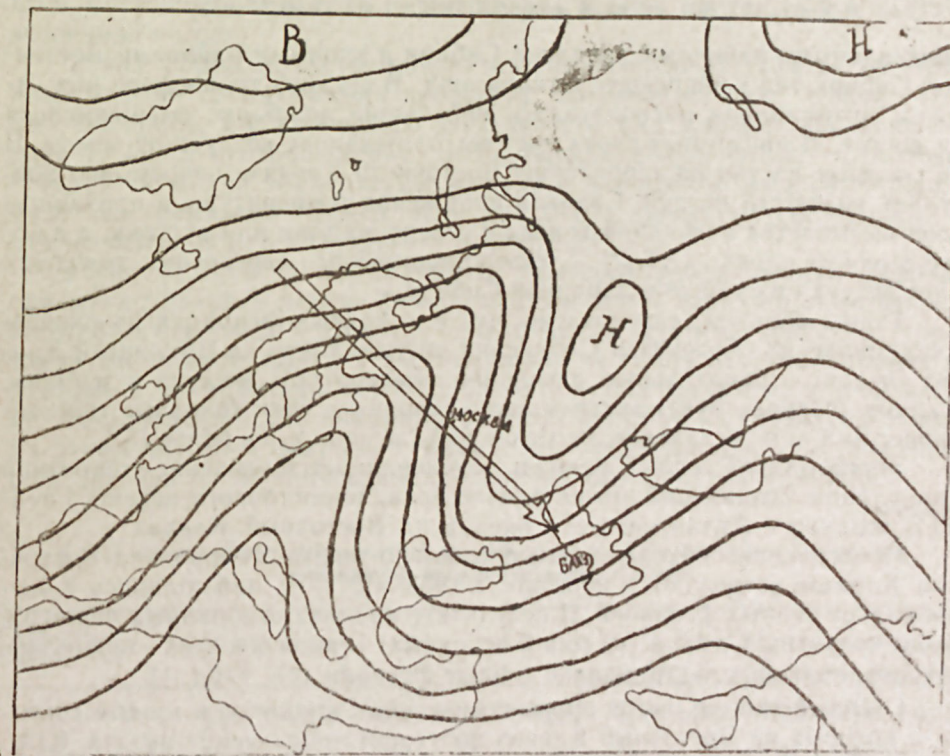


Рис. 1. Схема синоптических процессов I холодного типа АТ 500 мб.

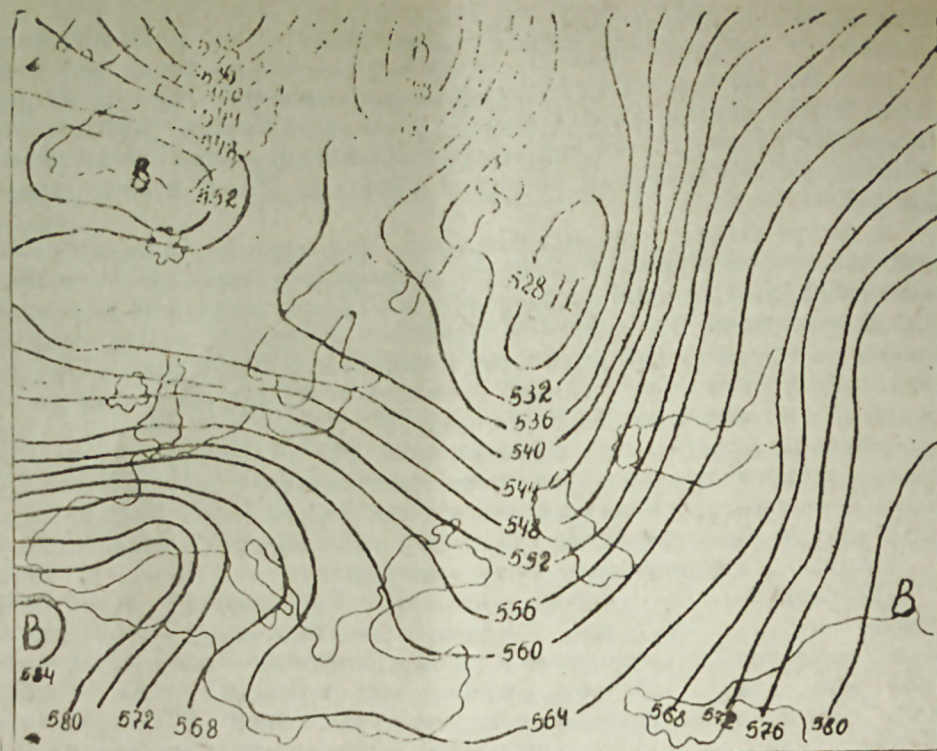


Рис. 2. Карта АТ 500 мб на 6 февраля 1966 г. (II теплый тип).

центральными районами Западной Сибири и южными районами Восточной Сибири тип Сибирского антициклона. В средней тропосфере над отрогом антициклона располагались небольшие ложбины, смещающиеся на восток. В приземных слоях идет выхолаживание воздушной массы. В их тыловых частях на территорию Восточного Кавказа непрерывно поступает холодный воздух. Сначала понижение температуры в приземном слое вызывается адвекцией холода с северо-востока или востока, а в более высоких слоях (АТ₅₀₀) — северо-восточным переносом холодных масс воздуха из районов Западной Сибири.

Таким образом, установлено, что в холодных февралях вторжение Скандинавских, Карских и Сибирских антициклонов на Восточный Кавказ создает отрицательную аномалию температуры воздуха и избыток осадков. Февраль будет экстремально холодным, если холодные типовые процессы в нем составляют не менее 67%, а теплые — не более 15%.

Экстремально теплый февраль обуславливается усилением широтной циркуляции, создающей преобладание западно-восточного переноса теплого воздуха с Атлантического океана на Восточный Кавказ.

Исследование показало, что аномально-теплые февраль на Восточном Кавказе встречаются нередко: с 1953—1977 гг. наблюдалось 8 экстремально теплых февралей. В результате анализа отобранных периодов были получены 6 типов (из них 3 основных) синоптических процессов, обуславливающих экстремально теплые февраль (см. табл. 1).

I теплый тип создается прорывами южных циклонов в теплом секторе, с которых на Восточный Кавказ поступает тропический воздух. Южные циклоны развиваются на ветви фронта умеренных широт, приходя-

щих от восточной части Средиземного моря через Месопотамию на Восточный Кавказ. При таких синоптических ситуациях над Азербайджаном в правой части Планетарной Высотной фронтальной зоны осуществляется интенсивный вынос тропического воздуха.

При втором типе атмосферных процессов теплые массы воздуха умеренных широт поступают на центральные районы Европейской территории Союза СССР и Восточный Кавказ с севера Атлантики. Западные приземные антициклоны, формирующиеся над Атлантикой и Европой, смещаются на восток. В тех случаях, когда гребни субтропического антициклона оказываются наиболее мощными, эти антициклоны доходят до южных, центральных, юго-восточных или восточных районов Европейской территории Союза, до Кавказа, Средней Азии. Субтропические антициклоны в феврале обычно располагаются за пределами Закавказья. Но при аномальном сдвиге теплых субтропических антициклонов над Кавказом наблюдаются сильные восточные ветры.

При третьем теплом типе вхождение теплых воздушных масс на Восточный Кавказ осуществляется при условии развития циклонической деятельности над центральными и южными районами Европейской территории СССР и Кавказом. При выносе теплого воздуха на южные районы СССР и Кавказ поступает с юго-западными и южными течениями тропосферный теплый воздух. В начале процесса теплые воздушные массы захватывают не только Кавказ, но и Среднюю и Малую Азию. В начале процесса на северном участке фронта имеется циклогенез, а при подходе фронта к Кавказскому хребту возникает новая циклоническая область над Северным Кавказом. В это время почти над всем Восточным Кавказом господствует теплая, ясная сухая и маловетренная погода.

Таким образом, экстремально теплые февраль создаются несколькими типами синоптических процессов, основные из них: выход южных циклонов, циклоническая деятельность над Европейской территорией СССР и субтропические антициклоны, что приводит к положительной аномалии температуры воздуха с дефицитом осадков. Февраль будет экстремально теплым, если указанные процессы составляют в нем не менее 69%, а холодные — не более 20%.

Известно, что на формирование температурного режима февраля оказывают влияние многие факторы, в том числе характер атмосферной циркуляции. В связи с этим изучены процессы, формирующие на территории Восточного Кавказа экстремальные в температурном отношении февраль и возможность прогноза синоптических процессов в этом месяце. Установлена связь аномалий средней месячной температуры предшествующих месяцев по 35 метеостанциям Восточного Кавказа (табл. 2).

Таблица 2

Связь аномалий средней месячной температуры воздуха февраля с аномалией температуры предшествующих месяцев

Оправданность	II—XII	II—XI	II—X	II—IX	II—VIII	II—VII	II—VI	II—V	II—IV	II—III	II—I
r	0,31	0,28	-0,08	-0,03	0,8	0,08	0,20	0,20	0,22	0,08	0,37
%	67	65	45	49	45	45	60	61	61	45	71

Из табл. 2 следует, что наилучшая связь аномалии температуры воздуха в феврале имеет место с ближайшими месяцами — январем ($\rho = 0,37$) и декабрем ($\rho = 0,31$) при оправдываемости 67—71%.

Если в январе типовые холодные процессы охватывают 65—67% дней и более, то предстоящий февраль должен быть экстремально холодным. Оправдываемость этого правила 85%. После холодного сентября и октября в Азербайджанской ССР в 63% случаев наблюдается теплый февраль. И наоборот, после теплого сентября и октября с вероятностью 60% следует холодный февраль.

Литература

1. Борисова Е. И. Аномалия среднемесячной температуры воздуха в зимних месяцах на ЕТС и Западной Сибири в связи с особенностями синоптических процессов. «Тр. ЦИП», 1958, вып. 71.
2. Вачнадзе Д. И. О прогнозе аномалии средней месячной температуры воздуха по Закавказью. «Тр. Зак. НИГМИ», 1973, вып. 53 (59).
3. Кац А. Л., Морской Г. И., Семенов В. Г. Формирование крупных аномалий температуры воздуха на территории СССР в зимние месяцы. «Тр. ЦИП», 1957, вып. 49.
4. Напетваридзе Е. А., Папиашвили К. И. Особенности циркуляционных процессов атмосферы, обуславливающих формирование крупных сезонных аномалий температуры воздуха на территории Закавказья и их прогнозирование. «Тбил. НИГМИ», 1959, вып. 5.

К. Э. Элијева

ШӘРГИ ГАФГАЗДА ВӘ ХӘЗӘРДӘ ЕКСТРЕМАЛ СОЈУГ ВӘ ЕКСТРЕМАЛ ИСТИ ФЕВРАЛЫН МАКРОСИНОПТИК ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИ

Мәгалә Шәрги Гафгазда вә Хәзәрдә феврал ајында при температур аномаллары мәсәләсинә һәср едилмишдир. Мүәллиф тәрәфиндән ајлыг прогноз үчүн лазым олан екстремал февралы әмәлә кәтирән атмосфер процесләринин тәһлили вә ганунаујуғлуғлары мүәјјән едилмишдир.

G. A. Aliyeva

MACROSYNOPTIC FEATURES OF EXTREME COLD AND WARM FEBRUARY ON THE EASTERN CAUCASUS AND CASPIAN

The article is devoted to the question of great anomalies of temperature in February. Regularities of the development of atmospheric processes, forming extreme months, required for prognosis, have been determined by the author.

УДК — 338.98 (312)

Р. И. УМУДОВА

СОВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИОННОГО ДВИЖЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Современное развитие общества предъявляет постоянное требование к изучению и учету территориального распределения населения. Развитие и размещение производительных сил непосредственно связано с формированием населения, с изменением естественного и миграционного движения. В свою очередь, миграционное движение населения превратилось в основной фактор его территориального перераспределения и оказывает заметное влияние на обеспеченность народного хозяйства трудовыми ресурсами. Часто наблюдаемое в общественном производстве несоответствие между рабочей силой и средствами производства разрешается посредством перемещения населения, т. е. миграции. Таким образом, выявление последствий миграционных процессов, установление географии миграционных связей и их анализ нуждаются в постоянном исследовании. При этом особую важность приобретают вопросы регулирования миграционного движения населения, которые сводятся к повышению экономического эффекта миграционных процессов, к направлению потоков мощностей в нужную сторону.

Азербайджанская ССР является достаточно типичной по характеру миграционных процессов населения как в прошлый, так и в современный период. Она выделяется по сравнению с другими республиками значительными внутриреспубликанскими различиями в хозяйственной деятельности и особенностями расселения.

Наблюдаемое за последние годы по республике сокращение естественного прироста населения, особенно городского, сильно подействовало на общее движение населения республики. На характер развития населения республики довольно заметно влияние миграционных процессов, непосредственно оказывающих влияние на демографические процессы: изменение численности населения, ход естественного движения, постарение и изменение половозрастной структуры населения. В результате миграционного движения в одних районах республики население постоянно притягивается извне, а в других из-за оттока испытывается недостаток трудовых ресурсов. А проблема трудовых ресурсов республики при современных условиях развития становится актуальнее в связи с решениями, выдвинутыми в «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года», где подчеркнута необходимость и в дальнейшем продолжать совершенствовать по Азербайджанской ССР структуру промышленности за счет опережающего развития электротехнической, приборостроительной, радиотехнической, электронной и других отраслей промышленности, обеспечивающих более полное использование трудовых ресурсов. В деле решения

поставленных перед республикой народнохозяйственных задач, наряду с другими демографическими процессами, немаловажно выявление характера, причин миграционных процессов, на что особое внимание общественности обратил Г. А. Алиев в отчетном докладе на XXX съезде КП Азербайджана. Он отмечал: «В годы одиннадцатой и двенадцатой пятилеток необходимо обеспечить дальнейшее совершенствование размещения производительных сил. Речь идет о планомерном выравнивании уровней экономического развития отдельных зон и районов республики, где высок удельный вес трудоспособного населения, не занятого в общественном производстве, а его мобильная часть, особенно молодые парни, стремятся на работу, в основном, в город Баку. В числе прочих трудностей это создает демографические осложнения для роста населения в будущем. Очень важно развивать в городах республики новые производства или территориально-производственные комплексы, связанные между собой производственной кооперацией. Не меньшее значение имеет создание в сельских районах филиалов крупных предприятий, что также улучшит структуру занятости»

Происходящие за последние десятилетия масштабы миграции населения республики остаются довольно значительными. Наиболее объемны миграционные связи во внутриреспубликанских перемещениях между городом и селом, а во внешних — с соседними экономическими районами.

Для Азербайджанской ССР в целом до первой половины межпереписного периода было характерно положительное сальдо миграции. Однако в последующие годы наблюдаемый отток населения из республики, правда, несколько незаметно влияющий на общий прирост и на плотность населения, некоторым образом изменил характер миграционных процессов как внутри республики, так и в перераспределении населения в межреспубликанском масштабе. Так, если общая численность населения Азербайджанской ССР составляла по данным переписи 1959 г. — 3698,0 тыс. чел., то к 1974 г. — 5570,0 тыс. чел., т. е. возросла на 49%. Объем оттока населения за этот период составил 94,9 тыс. чел., а темпы роста населения за счет этого фактора снизились на 2,6%.

Произошли большие изменения в формировании городского населения. Численность населения в городской местности стала заметно увеличиваться. За 15 лет (1959 — 1974 гг.) в городской местности среднегодовой прирост населения составил 70,2 тыс. чел., а среднегодовой темп прироста — 3,15%. При сравнении темпов прироста городской и сельской местности было выявлено, что относительно высокие темпы прироста населения в городах связаны, в основном, с миграционными процессами и преобразованием сельских населенных пунктов в городские. За счет отмеченных факторов темпы прироста городского населения увеличились на 22,9% (за счет миграции населения — 16,9%, за счет преобразований сельских населенных пунктов — 6,6%). Столь сильное влияние процесса миграции в отношении городских мест объясняется влиянием развития производительных сил в различных районах.

Анализ показателей снижения общей численности населения за счет миграции позволяет сделать вывод, что, за исключением Апшеронского

¹ Отчет Центрального комитета КП Азербайджана XXX съезду КП Азербайджана. Баку, Азернешр, с. 121.

экономического района, по всем остальным имеет место отрицательное сальдо миграции.

Сосредоточенность в Апшеронском экономическом районе основного промышленного ядра, большинства высших, средних, специальных учебных заведений, а также сфер обслуживания, управления способствует повышенному притоку населения.

Таким образом, стало проявляться несоответствие в равномерном обеспечении всего хозяйственного комплекса республики рабочей силой. Такая диспропорция ощутимее стала проявляться с претворением проектов за годы последних пятилеток по рассредоточению производственного потенциала республики из старых промышленно развитых районов по остальной части территории, менее заселенной, но с перспективными данными для будущего развития.

Азербайджанская ССР по сравнению с другими союзными республиками характеризуется относительно высокими темпами прироста населения, обусловленного естественным приростом населения, объясняемым естественным приростом и оттоком населения за пределы республики.

Среднегодовой прирост населения за второй межпереписный период составил 1,84%, а население республики увеличилось на 911 тыс. человек, при отрицательном сальдо миграции межреспубликанского движения. Складывающееся положение не могло не отразиться на общем демографическом развитии республики. Продолжаются большие изменения в распределении населения между городом и селом — удельный вес городского населения значительно преобладает над сельским, происходит внешняя миграция и увеличивается внутриреспубликанская. Так, по сравнению с 1959 г. в 1979 г. доля горожан увеличилась с 48% до 53,1%, что доказывает интенсивный процесс урбанизации, увеличение удельного веса горожан за счет миграции населения. В общем приросте численности населения городов величина миграционного прироста уже имела несколько высокое значение. Преобладание миграционного прироста над естественным особенно выражено в крупных городах. Так, население столицы — г. Баку за счет этого фактора увеличилось более чем на 50% за отмеченный период.

Сельское население республики за это же время увеличилось в основном за счет естественного прироста, причем им же и восполнялась часть миграционного оттока из села.

В процессе интенсивной миграции населения республики произошли большие демографические изменения в местах вселения и выхода. В одних произошло омоложение населения, в других — старение, изменилась половая структура.

Характеризуя современные особенности миграционного процесса, считаем необходимым еще раз подчеркнуть, что он больше выражен внутри территории республики и выделяется интенсивным обменом между селом и городом, а также межгородским перемещением населения. В целом по Азербайджану мигрирующие из села в город составляют основную долю общего потока всех мигрантов. Поэтому перемещения населения по направлению «село—город» достаточно полно характеризуют основные современные особенности внутренней миграции населения республики. С возрастанием внутриреспубликанской миграции населения возрастает и ее перераспределительная роль.

В условиях Азербайджанской ССР характерны сравнительно большие масштабы миграции населения. По данным текущей статистики, общая численность городского населения, вовлеченного в миграционные процессы, за 1959—1979 гг., составила по республике значительную цифру. Сопоставление годового миграционного оборота со среднегодовой численностью городского населения показало, что в среднем за год его величина довольно устойчива.

Главной отличительной особенностью современного периода миграционного движения населения Азербайджанской ССР является преобладание доли внутренней миграции, ее значительное влияние на перераспределение населения и трудовых ресурсов.

Внутриреспубликанская миграция, способствующая перераспределению населения между городом и селом, между отдельными районами республики имеет тенденцию к возрастанию и по сравнению с внешней миграцией выделяется относительно большим масштабом.

Среди мигрирующих преобладают лица молодого возраста (особенно группа лиц 20—24 лет), что объясняется в основном желанием продолжить учебу, получить профессию и трудоустроиться. Наибольшей подвижностью выделяются мужчины, что объясняется сложившимся национальным укладом. Но за последнее время заметно некоторое увеличение числа женщин, особенно среди направляющихся на учебу. Подавляющее большинство мигрантов со средним образованием.

Межреспубликанская (внешняя) миграция населения занимает важное место в территориальном перераспределении населения республики. География распределения мигрантов представлена довольно широко. Миграционные связи Азербайджанской ССР с отдельными союзными республиками и экономическими районами выделяются по величине и степени интенсивности. Наиболее тесно взаимосвязи осуществляются с территориями республик Закавказья, Дагестанской АССР. Аналогичная картина перераспределения мигрантов наблюдается в связях с РСФСР, УССР и республиками Средней Азии. С остальными республиками и экономическими районами Азербайджанская ССР связана в равной мере. В межреспубликанских миграционных связях, особенно за последние годы, Азербайджанская ССР выделяется относительно небольшой величиной связей со всеми республиками, с преобладанием оттока населения. Характеризуя современные особенности внешней миграции населения Азербайджанской ССР, следует подчеркнуть притягательное влияние ряда районов освоения и заселения, таких как Сибирь, Дальний Восток, новостроек Казахстана, Средней Азии, т. е. мест, где трудоустройство не представляет особой проблемы.

В изучении миграции населения Азербайджанской ССР особенно важным является оценка национального состава как во внутриреспубликанском перераспределении, так и в межреспубликанских связях. В общем объеме перемещающихся азербайджанцы составляют приблизительно 54%, русские—26%, армяне—9% и 11% прочие национальности.

Наблюдаемая тенденция оттока населения в межреспубликанском масштабе связана в основном с трудоустройством. По поводу соотношения изменения масштабов внутриреспубликанской и межреспубликанской миграции можно предположить, что масштабы первой из них будут преобладать, в связи с чем считаем целесообразным всестороннее изучение этого сложного процесса в целях дальнейшего его регулирования и управления.

Литература

1. Материалы XXVI съезда КПСС. Политиздат. М., 1981.
2. Материалы XXX съезда КП Азербайджана. Баку, Азернешр, 1981.
3. Проблемы расселения в СССР. М., «Статистика», 1980.

Р. И. Умудова

АЗЭРБАЙЖАН ССР ЭҲАЛИСИНИН МИГРАСИЈА ҺЭРЭКЭТИНИН МҮАСИР ХҮСУСИЈӘТЛӘРИ

Азәрбајҹан ССР шәраитиндә тәсәррүфат фәалијјәти, әһалинин мәскунлашмасында олан дахили фәргләр, сон илләрдә тәбии артымын әсасән бөјүк шәһәрләрдә азалмасы әһалинин үмуми миграсиясына күчлү тәсир етмишдир.

Сон он илдә республика әһалисинин миграсия һәрәкәти хејли чохалмышдыр. Әһалинин республикадахили миграсия һәрәкәти ән чох кәнд вә шәһәр дахилиндә, республикадан кәнар исә гоншу республикалар вә итисади рајонлар арасында мүшаһидә едилир.

R. I. Umudova

MODERN PECULIARITIES OF MIGRATIONAL REPLACEMENT OF POPULATION OF THE AZERBAIJAN SSR

In conditions of the Azerbaijan SSR with considerable intrarepublican differences in economical activity and peculiarities of population, observed for the last years, decreasing of natural growth of population, mainly urban, strongly influenced on total population replacement of the republic.

For the last ten years the level of population migration in the republic became more higher. The most migrational relations are observed in intrarepublican replacements between villages and cities and in outer neighbouring economic regions.

Т. О. ИБРАҺИМОВ

УДК 551.4 (42.924)

ССРИ-дә ГОРУГЛАРЫН ЛАНДШАФТ ТИПЛЭРИ ҮЗРЭ ЈЕРЛӘШМӘСИНИН БӘ'ЗИ ЧОГРАФИ ГАНУНАУЈҒУНЛУГЛАРЫ

Совет өлкәсиндә горуғлар тәбиәти мұһафизәнин хусуси формасы вә тәбиәтин еталон саһәләридир. Онлар елми әсаclarла өлкәнин дәвләт планына мұвафиг олараг тәшкил олунар.

В. Л. Рашек, Е. Е. Сыројечковски (1980) вә башга тәдгигатчыларын јаздығлары кими горуғларын тәшкил едилмәси илә әлагәдар олараг јер сәтһинин вә ја су һөвзәсинин мұјјән саһәси тәбии еһтијатларла бирликдә истеһсал саһәсиндән чыхарылыр. Һәтта буна әсаclанараг бә'зи тәдгигатчылар горуғјаратма ишләрини истеһсалын инкишафына, чәмијјәтин мәнәфејинә зидд һәрәкәт кими баша дүшүрләр. Әслиндә исә горуғ тәшкил етмәк тәбии еһтијатлардан истифада етмәјин бир формасыдыр [8].

Бүтүн дүнјада 2600 бөјүк горуғ, милли вә тәбии парк гејдә алынмышдыр. Бу, Јер күрәсинин (гуру саһәсинин) 1,6%-ни тутур. 1980-чи илә гәдәр ССРИ әразисиндә 128 горуғ јарадылмышдыр. Онларын үмуми саһәси 9061,6 мин һа вә ја ССРИ әразисинин 0,4%-ни тәшкил едир ки, бу да дүнјанын орта рәгәминдән (1,6%-дән) ашағыдыр. Өлкәмиздә горуғлар шөбәкәси вахташыры кенишләндирилдијиндән бу фәрг тәдричән арадан галдырылыр (В. Л. Рашек, Е. Е. Сыројечковски вә б., 1980).

Горуғлардан мұхтәлиф еколожи вә кенетик еһтијат, еләчә дә елми тәдгигат объекти кими истифада олунар. ССРИ-нин мұхтәлиф тәбии гуршағларында мәгсәдли тәшкил олунамыш горуғлар өлкә әразиси үзрә гејри-бәрабәр пәјланмышдыр. Буну нәзәрә алараг, биз ССРИ горуғларынын ландшафт типләри үзрә пәјланмасы мәсәләсини арашдырмышыг.

Тундра зонасында 2635 мин һа әразијә малик олан «Кандалакш», «Вранкел адасы», «Тәјмыр» горуғлары вә онларын филиаллары јерләшир. Тундрадакы горуғлар өлкәмиздә бүтүн горуна саһәнин 24,5%-ни тәшкил едир. Бурада горуғлар сәј етибарилә аздыр. Лакин онлар кениш саһәни тутур. Буна башлыча сәбәб тундра ландшафт зонасы әразисиндә ири јашајыш мәнәтәгәләринин азлығы, сәнаје объектләринин сәјрәклији вә онун торпағларындан анчаг маралчылыгдә истифада олунасыдыр.

Тәјга зонасында олан 9 горуғун үмуми саһәси 1.575 мин һа-дыр ки, бу да мұһафизә олунамыш бүтүн әразинин 14,6%-ни тәшкил едир. Бу горуғларын әксәријјәти 100—200 м мұтләг јүксәклијә малик олан әразиләрләдир. Анчаг Лапланд (800—1115 м) вә Сајан-Шушенски (1500—2500 м) горуғларынын әразиләриндә јүксәклик гуршағлығы мұшаһидә олунар.

Гарышыг мешә зонасындакы горуғларын әразиси өлкәмиздә тәшкил олунамыш бүтүн горуғ әразисинин 5,6%-ни (600722 һа) тәшкил едир. 1981-чи илә гәдәр бу зонада 22 горуғ тәшкил олунамышдыр. Горуғларын

391827 һа саһәси мешәликдир. Мешә бә'зи горуғларын (Грини) хејли, бә'зиләринин исә (Вилсанд, Моритсала Енгур вә с.) аз әразиләрини әһатә етмишдир. «Березин» вә «Окајаны-Террас» кими ики бөјүк биосфер горуғу гарышыг мешә зонасындадыр.

Мешә-чөл тәбии зонасындакы горуғларын әксәријјәти 200—500 м јүксәкликдә јерләшир. Бу зонада тәшкил олунамыш 11 горуғун үмуми саһәси (115324 һа) ССРИ горуғлары әразисинин 1,1%-ни тәшкил едир. Бу ландшафт комплексиндәки горуғ әразиләринин 102857 һа-сы (тәгрибән 90%-и) мешә илә өртүлүдүр. Мешә-чөл зонасында јерләшән «Мәркәзи гараторпаг» биосфер горуғунда гара торпағларын тәбиәти, палыд коллуглары, ландшафт јарымзоналарынын тәмәс золағында кедән просесләр елми әсаclарла өјрәнилир, мәркәзи гараторпаг комплексиндән сәмәрәли истифада јолларынын елми әсаclары ишләнилир.

Чөл ландшафт комплексиндә тәшкил олунамыш горуғлар дәниз сәвијјәсиндән 500 м-ә гәдәр олан јүксәкликдәдир. Чөл әразисиндәки 17 горуғун үмуми саһәси 427846 һа-дыр. Бу, ССРИ-дәки үмуми горуна әразинин 3,9%-дир. Чөл зонасында олан горуғларын 9846 һа-сы (2,3%-и) мешә, галан һиссәси (97,7%-и) исә чөл ландшафтына дахилдир. Чөл зонасындакы Наурзим вә Курганджин горуғларындан башга галан 15 горуғ ССРИ-нин Авропа һиссәсиндәдир. Буна сәбәб сых әһалиси олан бу әразинин надир ландшафт нүмунәләрини горумағдыр. Чөл зонасында тәшкил олунамыш горуғлардан бири олан Асканија-Нова Русијада илк шәхси горуғлардан олуб, 1874-чү илдә Ф. Ә. Фалтс-фејн тәрәфиндән һејванларын иглимә ујғунашмасы вә һибридләшмәси үчүн парк кими јарадылмышдыр. 1921-чи илдән исә дәвләт чөл горуғудур. Гуру, ағотлу хам чөлүн саһәси горуғ әразисиндә 11054 һа олуб, онун да 1,5 мин һа-сы там мұһафизә олунар. Бу да Авропада јекәнә әкилмәјән чөл массивидир. Горуғун галан әразисиндән исә отлаг вә бичәнәк кими истифада олунар.

Јарымсәһра ландшафт зонасында тәшкил олунамыш горуғлар—28 м-лә 200 м мұтләг јүксәклик арасындадыр. Јарымсәһрадакы чәми 5 горуғун үмуми саһәси 121651 һа-дыр. Бу, ССРИ горуғлары әразисинин 1,2%-нә бәрабәрдир. Ширван дәвләт горуғу јарымсәһра ландшафт комплексиндәки горуғлардан олуб, чәјранларын чоһалмасы вә онларын инкишафы үчүн оптимал шәраит јаратмағ мәгсәди илә тәшкил олунамышдыр. 1969-чү илдә бу горуғда чәми 50 баш чәјран олдуғу һалда, сон һесабла малара кәрә һазырда горуғда 4500 баш чәјран гејдә алынмышдыр. Чәјранлардан башга бурада 371031 баш гуш ғышлајыр.

ССРИ-нин сәһра зонасында тәшкил олунамыш горуғларын әксәријјәти—28 м-лә 500 м јүксәклик арасындадыр. Сәһра комплексиндәки горуғларын үмуми саһәси 472407 һа-дыр. Бунун да 22916 һа-сы тугај мешәләри илә өртүлүдүр. Сәһра горуғлары ССРИ горуғлары әразисинин 4,3%-ни тәшкил едир. Түркмәнистан ССР-дәки Репетек горуғу өлкәмиздә илк биосфер горуғудур. Сәһра зонасында јерләшән бу горуғда али биткиләрин 211 нөвү (онларын 88 нөвү саксаулкимиләрдир), гушларын 196 нөвү, сүрүнәнләрин 23 нөвү (13 нөв кәртәнкәлә, 9 нөв илан) мұһафизә олунар. Надир нөвләрдән боз варан вә чәјран һесаб олунар (А. В. Чумакова, 1980).

Субтропик гуршағда тәшкил олунамыш горуғлар Гара дәниз саһилиндә (Колхида, Кинтриш, Питсундо-Мүјессер, Јалта, Крым, Мыс-Мартјан) вә Ләнкәран овалығында (Һиркан) јерләшиб, үмуми саһәси 72073 һа-ја

чатыр ки, бу да ССРИ-дә үмуми горунан эразинин 0,6%-ни тәшкил едир. Бу ландшафт комплексиндәки горуглар эразисинин 90%-и мешә илә өртүлүдүр. Субтропик ландшафт комплексиндәки горугларын бәзиләри (Колхида вә Питсундо-Мүжесер) 0—50 м мүтлэг жүксәкликдә јерләшдији һалда, Һиркан 1000 м, Кинтриш 500—2600 м-дә, Јалта 900—1250 м-дә, Крым горугу исә 1000—1145 м-дәдир. Һиркан дөвләт горугунун битки нөвләринин 30%-и реликт вә ендемик олуб, кенетик чәһәтдән Һималај биткиләри илә «гоһумдур». Һиркан мешәләринин ән гәдим реликт биткиләриндән күләбришин, дәмир ағач, хәзәр ләләји, Һиркан әнчири, шабалыдјарпаг палыд, азад, гызылагач, шүмшад ағачы вә с. кәстәрмәк олар.

Дағлыг ландшафт комплексиндә тәшкил олуңмуш горуглар өлкә-мизин дүзән эрази горугларына нисбәтән сајча чоҳдур. Бу, илк нөвбәдә дағлыг эрази ландшафтынын дахили диференсиаллығынын мүрәк-кәблијиндән, дик дағ јамачларынын ашынма просесиндән горунмасын-дан, дағлыг эрази флора вә фаунасынын мұһафизә едилмәсиндән ирәли кәлир. ССРИ-нин бүтүн горунан эразисинин 37,6%-и (4009652 га-сы) дағлыг эразидәдир. Дағлыг эрази горугларынын 1577944 га-сы (29,2%-и) мешә илә өртүлмүшдүр.

Дағ горуглары алчаг, орта вә жүксәк дағлыг гуршагларда тәшкил олуңмушдур. Онларын ичәрисиндә еләси вардыр ки, үч релјеф јарусунун һамысыны, бәзиләри исә ики (орта вә жүксәк) јарусу әһатә етмишдир (1-чи чәдвәл).

1-чи чәдвәл

Гуршаглар	Јүксәклик м-лә	Горугларын сајы	Саһәси	
			(га)	(%-лә)
Алчаг дағлыг	500—1500	18	6 266	15,8
Орта дағлыг	1500—2500	8	377 105	9,0
Јүксәк дағлыг	2500-дән јух.	5	66 065	16,5
Орта, алчаг вә жүксәк дағлыг	500—4000-дән јух.	15	2166107	54,5
Орта вә жүксәк дағлыг	1500—4000-дән јух.	4	168718	4,2
Чәми		5)	4009652	100

Алчаг дағлыг гуршагда 18 горуг тәшкил олуңмушдур ки, бу да дағ горугларынын 15,8%-и олуб, үмуми саһәси 632669 га-дыр. Бу горугларын саһәсинин 49%-и мешә илә өртүлүдүр. Нурагин, Бадхыз, Башкир, Ил-ман, Сагурам вә башга горуглары мисал кәстәрмәк олар.

Орта дағлыгда 8 горуг тәшкил олуңмушдур. Бу горугларын үмуми саһәси 377105 га-дыр. Бу да дағ горугларынын 9%-дир. Хосров (1600—2500 м), Боржоми (1500—2000 м), Зејск (1200—2300 м), Алгет (2000—2300 м) вә башга горуглар флора горуглары групуна аид олуб, орта дағлыгда надир ағач нөвләрини вә мешә өртүјүнү мұһафизә етмәк үчүн тәшкил олуңмушдур.

Јүксәк дағлыгда тәшкил олуңмуш 5 горугун тутдуғу саһә 663065 га-дыр. Бу, дағлыг эразидәки горугларын 16,5%-дир. Эразиләринин хејли

һиссәси нивал вә субнивал ландшафт комплексиндә јерләшдијиндән мөшә өртүјү аздыр (189755 га). Гафгаз, Теберда, Баргузин вә с. горугла-рын бүтүн эразиләри 2500 м-дән жүксәкдә јерләшир.

Бәзи горугларын эразиләри алчаг дағлыгдан башлајыб, нивал вә субнивал гуршағына гәдәр давам едир. Бу чүр горуглар сајча 15 олуб, саһәчә дағлыг горуглары эразисинин јарыдан чоҳуну (2166107 га) әһатә едир. Ритса (960—3262 м), «Рамит» (1176—3195 м), «Көј-көл» (300—3060 м), Загатала (630—3648 м), Шимали Осетија (1350—4646 м), Са-ры-Челек (1200—4247 м) вә с. бу груп горуглара аид олуб, типик дағ-лыг ландшафт комплексләри илә јанашы ажры-ажры флора вә фауна нөвләрини мұһафизә етмәк үчүн јарадылмышдыр.

ССРИ горугларынын бир групунун бүтүн эразиләри 1500 м-дән жүк-сәкдә (орта вә жүксәк дағлыг гуршагда) јерләшир. Бу чүр горуглар аз-лыг тәшкил едир. Чәми 4 горугун 168708 га эразиси дағ горугларынын 4,2%-ни әһатә едир. Кызылсу (1800—4000 м) горугунда реликт битки нөвләри, Заамин (1760—3500 м) горугунда типик дағ ландшафты, Ми-ракин (1800—4000 м) горугунда флора вә фаунанын памир-алај ендемик нөвләри мұһафизә олуңур.

ССРИ горуглары ландшафт комплексләри үзрә мұхтәлиф пајлан-мышдыр (2-чи чәдвәл).

2-чи чәдвәл

Тәбии ландшафт зоналары	Горугларын сајы (фили-алла бир-ликдә)	Горунан эразинин саһәси (га)	Мешә илә өртүлү саһәси (га)	Үмуми горунан эразинин %-лә миглары
Тундра	7	263500	17218	14,5
Тайга	9	1575078	981151	14,6
Гарышыг мешә	24	600722	301827	5,6
Мешә-чөл	11	115324	102857	1,1
Чөл	17	427846	9846	3,9
Јарымсәһра	5	121651	—	1,2
Сәһра	10	472407	22916	4,3
Субтропик	7	72073	24387	0,6
Дағлыг ландшафт	58	4009652	1577944	37,6
Узаг Шәргин едил-јарпаг вә гарышыг мешәләри	7	710812	112 61	6,6
Чәми бүтүн эрази	155	10768838	3240207	10,0

ССРИ горуглары ландшафт комплексләри дахилиндә гејри-бәрабәр пајланмышдыр. Әкәр дағлыг ландшафт комплекси дахилиндә филиал-лары илә бирликдә 58 горуг тәшкил олуңмушдурса, галан 9 ландшафт гуршағы дахилиндә исә анчаг 97 горуг тәшкил олуңмушдур. Бундан башга тундра зонасынын хејли һиссәси горунур. Јарымсәһра эразисин-дә тәшкил олуңмуш беш горугун әсас саһәси Гафгазын ејли ландшафт типин дахилиндә јарадылмышдыр. Чөл ландшафт комплекси үзрә тәш-кил олуңмуш горугларын алтысы ССРИ-нин Авропа һиссәсиндә, бири исә Асија һиссәсиндә тәшкил олуңмушдур. Белә һал јарымсәһра ландшафт комплексиндә дә мұһафизә едилир.

Өлкөмизин горууглары ландшафт комплекслэри үзрә сај вә тутдуглары саһәјә көрә фаизлә нисбәти гејри-бәрабәрди. Белә ки, тундрада сајча аз горууг тәшкил олунамасына бахмајараг онларын тутдугу саһә гарышыг мешә, мешә-чөл, чөл, жарымсәһра, сәһра, субтропик ландшафт зоналарындакы вә Узәг Шәргин еңлијарпаг вә гарышыг мешәләр комплексиндәки горууг саһәләриндән хејли артыгдыр. Дағлыг ландшафт комплексиндәки горууглардан башга сајча ән чох горууг гарышыг мешә зонасында тәшкил олунамудур. Ән аз горууг исә жарымсәһрададыр. Јүксәклик гуршагларына көрә дағ горуугларынын чох һиссәси алчаг дағлыға дүшүр. Јүксәк дағлыгда исә галан гуршагларына нисбәтән аз горууг тәшкил олунамудур.

ССРИ горууглары јарадылма мөгсәдинә көрә мүхтәлиф группалары ајрылыр: флора горууглары, фауна горууглары, үмуми екосистем горууглары, тәбиәтин јадикарлары вә минерал горууглары, горууг-овчулуг тәсәррүфатлары вә биосфер горууглары.

Совет Иттифагынын әразисиндә сајы вә ареалы сон дәрәчә азалмыш елә гијмәтли надир битки нөвләри вардыр ки, бунлары горујуб сахламаг мөгсәди илә өлкөмиздә бир нечә битки горууглары тәшкил олунамудур. Мүттәфиг республикалары Назирләр Советләринин хүсүси гәрарларына мувафиг олараг Естонија ССР-дә 50, Белорусија ССР-дә 40, Молдавија ССР-дә 15 нәсли түкәнмиш битки нөвү муһафизә олунар. Анчаг Литва ССР-дә 117 нөв битки (о чүмләдән 24 нөвү нәсли сон дәрәчә азалмыш, 11 нөвү исә надир нөвдүр) горунар. Битки горуугларынын ики жарымгруппу вардыр. Реликт флораны муһафизә етмәк үчүн бир нечә горууглар тәшкил олунамудур ки, бунлары да Вијдумјае, Ниркан, Моритсала, Түрјанчај, Елдар шамы (Көјкөл горуугунун филиалы), Кызылсу, «Жигули» вә с. мисал ола биләр. Мешә горууглары ССРИ горуугларынын чохуну әһатә етмишди. Белә ки, 26 мешә горуугу васитәси илә ССРИ флорасы нөвләринин 30%-и муһафизә олунар. Бу ону көстәрир ки, горууг олмајан мешә әразиләринин дә битки аләмини горуумаг лазымдыр (А. Г. Банников, А. К. Рүстәмов, 1977).

Өлкөмиздә 738,2 мин һа мешә вар ки, бунун 691 мин һа-сы дәвләт мешә фондуна дүшүр. 47,2 мин һа-сы исә истифадәдә олан мешәләрди [1]. ССРИ горуугларынын бүтүн әразиләринин 3240207 һа-сы мешә илә өртүлүдүр. Бураја мешә ландшафт комплексиндә тәшкил олунамудур горууг саһәләриндән башга мүхтәлиф тәбии зоналарын әразиләриндәки горууг саһәләриндә мөвчуд олан мешә саһәләри дә дахилди. Мәсәлән, сәһра горуугларында 22916 һа тугај мешәләри, чөл горуугларында 9846 һа мешә өртүјү мөвчуддур. Мүхтәлиф тәбии зоналарда тәшкил олунамудур мешә горуугларынын мигдары ССРИ-нин мешә комплексинин бүтүн нөвләрини, нәсли сон дәрәчә азалмыш вә тәһлүкә алтына дүшмүш ағач нөвләрини муһафизә етмәк үчүн азлыг тәшкил едир.

Инсанларын тәбиәтә тәсири нәтичәсиндә Јер үзәриндә мөвчуд олан һејван нөвләринин сајы вә онларын үмуми мигдары хејли азалмышдыр. Бејнәлхалг тәбиәти вә тәбии еһтијатлары муһафизә иттифагынын (МСОП) мәлуматына әсасән Јер күрәсиндә гушларын 94, мәмәлиләрин исә 63 нөвү мәһв олмудур. Д. Фишерин һесабламаларына әсасән мәмәлиләрин 75%-нин, гушларын исә 86%-нин инсан фәалијјәти илә әлағәдар олараг нәсли кәсилмишди (А. Г. Банников, А. К. Рүстәмов, 1977).

Бә'зи һејванларын сајы о гәдәр азалмышдыр ки, адлары «Тырмазы

китаба» дүшмәклә јанашы, онларын муһафизәси үчүн бир нечә горууглар тәшкил олунамудур. 1967-чи илә гәдәр анчаг һејванханаларда вә питомникләрдә 48 баш зубр галмышдыр. «Беловежск пуша», «Окајаны-Террас» вә «Гафгаз» горуугларынын сајәсиндә зубрларын сајы артмыш вә ССРИ-дә онларын сајы 655-ә чатмышдыр. Бизон, Сајгак, Давид маралы, Прежевалск атлары, ағ фикс, марал, чејран вә с. һејванларын да муһафизә олунамасы онларын сајларынын илбәил артмасына сәбәб олмудур. Фауна горуугларынын бир һиссәси олан, мәмәлиләр жарымгруппуну тәшкил едән Загатала горуугунда Дағыстан турлары, Ширван горуугунда чејранлар, Барса-кәлмәз горуугунда чејран вә сајгак, Бадхыз горуугунда вәһши ат, кулан, чејран вә архар, Уссурија горуугунда Амур пәләнки, бәбир вә башга нөв һејванлар муһафизә олунар. 1976-чы илдә тәртиб олунамудур «Тырмазы китаб»да мәмәлиләрин 291 нөвү, гушларын 287 нөвү вә жарымнөвү, суда-гуруда јашајанларын 37 нөвү вә һәшәратларын исә 108 нөвү гејдә алынмышдыр [1]. Гушларын да сырадан чыхмаға јахын олан нөвләрини вә нәсли кәсилмәкдә олан, һәмчинин горху алтына дүшмүш жарымнөв вә фәрдләрини муһафизә етмәк үчүн бир групп орнитоложи горууглар тәшкил олунамудур ки, бунлар да фауна горуугларынын бир гисмидир.

Гызылағач дәвләт горуугу үмумиттифаг әһәмијјәтли горууг олуб, ССРИ-дә көчәри вә гышламаға кәлән гушларын јекәнә мәскәниди. Бурада 248 нөв гуш гејдә алынмышдыр. Белә горууглардан Астрахан, Красноводск, Гасан-гулу, Черноморск, Қандалакш, Дарвин вә с-ни көстөрмәк олар. ССРИ-дә бу мөгсәдлә 15 горууг тәшкил олунамудур. Бунула јанашы һәмин горуугларда гушларын чохалмасы вә муһафизәси илә бәрабәр ландшафтын бүтүн компонентләри дә ејни дәрәчәдә горунар.

ССРИ-дә елә горууглар да вардыр ки, бурада ландшафтын бүтүн компонентләри ејни дәрәчәдә муһафизә олунар. Бунларын бир гисми характер дағ ландшафт комплексини горуумаг үчүн тәшкил едилмиш горууглардыр. Ағсу-Чабағлы, Баргузин, Кабардин-Балкар, Шимали Осетија, Сајан-Шушенски вә башгалары бунлары мисал ола биләр.

Бир групп горууглардан бә'зиләри дағлыг, бә'зиләри дүзән әразидә јерләшмәсинә бахмајараг, орада тәбии комплекс муһафизә олунар. ССРИ-дә бу чүр 18 горууг јарадылмышдыр. Алма-Ата, Лагодехи, Колхида, Қомсомолск, Рамит, Каракул, Кызылгум, Хинган, Хопер, Слитере, Бајкал вә с. горууглар бунлары мисал ола биләр.

Тәбиәтин елә уникал әразиләри вар ки, онлар елми, тарихи вә мәдәни-естетик әһәмијјәтә малик олан объектләрдир. Бунлары бә'зи шәләләләр, мағаралар, гејзерләр, кеоложи ачылышлар, палеонтологичи объектләр, гәдим ипсан мәскәнләри вә с. аидди. Бунлардан башга елә горууглар вар ки, һәмин горууг әразиләриндә бә'зи минералларын (илменит, апатит, титанит, тсиркон, содалит вә с.) ашкара чыхдыгы әвәзолумаз јер кими муһафизә олунар (Илмен горуугу буна мисал ола биләр). Кивач горуугунда тәбиәт музеји вә дендроложи парк јерләшир. «Столбы» горуугунда һүндүрлүјү 100 м-ә чатан 80 групп гаја сүтунлары јерләшир ки, бу да 1,3 мин һа саһәјә маликди. «Башкир» горуугунда ландшафтын бүтүн компонентләри илә јанашы Палеолит дөврүнүн дивар шәкилләри илә мәшһур олан Капов мағарасы да муһафизә олунар. «Галичја гора» горуугунда релјефин үст-девон јашлы әһәнк дашлары илә бағлы олан карст формалары илә јанашы бузлашмадан сонракы ландшафтын

сон галыглары мұһафизә олунур. Гобустан горуғу гәдим инсан мәскәни олмагла гаја үзәриндә онларын нишанәләри (тәсвири рәсмләри) гору- нур. Беләликлә, ССРИ-дә бу чүр 11 горуғ тәшкил олунмушдур. Бунлар- дан башга ССРИ-дә 3000-дән чох тәбиәт абидәси мөвчуддур.

Горуғлардан башга ССРИ-дә һејванлардан сәмәрәли сурәтдә исти- фадә едилмәси үчүн мүүјјән саһәләр ајрылыр. һәтта надир һејван нөв- ләрини дә тутулмасы (һејванхана үчүн, кенетик фонду сахламағ, елми мұшаһидә вә башга мәгсәдләр үчүн) планлы сурәтдә һәјата кечирилир. Бу, мүүјјән һәдд дахилиндә ганунлашмыш саһәләрдә—горуғ-овчулуг тәсәррүфатларында апарылыр. Тәбиәти мұһафизәнин бир формасы олан јасағлығлардан фәрғли оларағ горуғ-овчулуг тәсәррүфатларында илин фәсилләриндән вә һејванларын чохалма вә инкишаф дөврләриндән асы- лы оларағ планлы сурәтдә һејванат аләминдән истифадә олунур. Јасағ- лығлар да бу мәгсәдлә тәшкил олунмасына бахмајарағ, онлар мүвәг- гәти (мүүјјән бир мүддәт үчүн) олулар. Горуғ-овчулуг тәсәррүфатла- рында һејванат аләминдән елә истифадә олунур ки, мұһафизә олунан объектә вә комплексә бөјүк итки дәјмир. Өлкәмиздә бу мәгсәдлә 8 го- руғ-овчулуг тәсәррүфаты јарадылмышдыр ки, бу әразиләрдә ССРИ фаунасынын мүүјјән нөвләри һәм мұһафизә олунур, һәм дә онларын чо- халмасы вә инкишафы тәмин едилир ки, онлардан да халғ тәсәррүфа- тында мүүјјән мәгсәдләр үчүн истифадә олунур.

ССРИ-дә горуғ формаларындан бири дә биосфер горуғлардыр. Тә- биәти мұһафизәнин јени вә үмүмдүңја әһәмијјәтли формаларындан олан бу мұһафизә нөвү дүңја алимләри тәрәфиндән рәғбәтлә гаршыланмыш- дыр.

ЈУНЕСКО-нун Бејнәлхалғ програмында («Инсан вә биосфер») би- осфер горуғларын тәшкили идејасы тәклиф олунмушдур. Белә горуғла- рын тәшкилиндә әсас мәгсәд: индики вә кәләчәк нәсилләр үчүн јердә һәјатын инкишаф мәрһәләсиндә формалашмыш битки вә һејванат алә- минин кенетик фондуну вә һәмчинин биосферин еталон саһәләринин ти- пик екосистем нүмунәләрини вә группларыны мұһафизә етмәкдир [2].

ССРИ илә АБШ арасында олан гаршылығлы разылыға ујғун ола- рағ, әтраф мұһитин мұһафизәси үчүн Совет вә Америка алимләринин биркә әмәкдашлығы нәтичәсиндә 1972-чи ил мајын 23-дә биосфер горуғ- ларынын тәшкили һағгында елми-тәдғигат ишләринин ваһид програм- лајиһәси ишләниб һазырланмышдыр.

Мөвчуд олан горуғларын һесабына һазырда ССРИ-дә 7 биосфер го- руғ тәшкил олунмушдур ки, бу да горуған саһәләрин даһа да кенишлән- мәсинә имкан вәрмишдир. «Гафгаз», «Березин», «Сары-Челек», «Сихоте- Алин», «Окајаны-Террас», «Мәркәзи гараторпағ» вә «Репетек» биосфер горуғлары мұхтәлиф ландшафт комплексләриндә јерләшмишдир. Ади- горуғлар васитәси илә 10,7 млн.һа әрази горуғур. Кәләчәкдә тәшкил олу- начағ биосфер горуғлары шәбәкәси һесабына горуначағ әразиләрин үму- ми саһәси дә артачағдыр. Бунун үчүн мөвчуд горуғларын кәнарларында буфер вә аралығ зоналарыны тәшкил етмәк мәгсәдәујғундур.

Азәрбајчан ССР-ин бәзи горуғлары вә онлара јахын олан јасағлығ- ларын һесабына комплекс биосфер горуғу тәшкил етмәк вахты чатмыш- дыр. Јухарыда дејилдији кими, битки вә һејванат аләминин кенетик фон- дуну, һәмчинин биосферин еталон саһәләринин типик екосистем нүмунә- ләрини вә группларыны мұһафизә етмәк мәгсәди илә мөвчуд олан горуғ вә јасағлығларын әразиләриндән ибарәт комплекс биосфер горуғу јаратмағ

мүмкүндүр. Азәрбајчан ССР-ин чәнуб-шәргиндә јерләшән Ѓызылағач дөвләт горуғуну вә она јахын олан Ширван, Һиркан горуғларыны вә Бән- дован, кичик Ѓызылағач дөвләт јасағлығларыны, ејни заманда онларын әтраф саһәләрини биосфер горуғуна чевирмәк вачибдир (Т. О. Ибраһи- мов, 1981).

Дејиләнләрә әсасән ашағыдакы нәтичәјә кәлмәк олар:

1. Дағлығ әразидә тәшкил олунмуш горуғлар јүксәклик јаруслары үзрә гејри-бәрабәр пајланмышдыр. Јүксәк дағлығда тәшкил олунмуш горуғларын саһәси кениш, лакин орта вә алчағ дағлығда һәр бир гору- ғун тутдуғу саһә аздыр.

2. Ајры-ајры ландшафт типләри дахилиндә тәшкил олунмуш горуғ- лар һәм сај, һәм дә саһә етибарилә гејри-бәрабәр пајланмышдыр.

3. Ејни типли ландшафт зонасында тәшкил олунмуш горуғларын са- јы ССРИ-нин Авропа һиссәсиндә хејли чох, Асија һиссәсиндә исә аздыр.

4. Релјефин јүксәклији артдыгча горуғларын сајы азалыр, мұһафи- зә олунан әразинин саһәси артыр.

Әдәбијјат

1. Банников А. Г., Рустамов А. К. Охрана природы. М., «Колос», 1977, с. 206.

2. Биосферные заповедники. Труды I Советско-американского симпозиума. Л., Гидрометеониздат, 1977, с. 272.

3. Заповедники СССР (под ред. Соловьева А. И.), т. I, М., 1951, с. 450.

4. Заповедники СССР (под ред. Соловьева А. И.) т. II, М., 1951, с. 386.

5. Заповедники СССР (под ред. Бородин А. М. и др.) М., «Лесная промышленность», 1980, с. 240.

6. Ибрагимов Т. О. О некоторых вопросах организации биосферного запо- ведника в Азербайджане. Сб. материалов XII научной конференции молодых ученых Института географии АН Азерб. ССР. Баку, «Элм», 1981, с. 35—42 (на азерб. языке).

7. Криницкий В. В. Государственные заповедники СССР и их роль в наблю- дениях за изменениями в биосфере. Сб. Биосферные заповедники. Л., Гидрометеониз- дат, 1977, с. 33—40.

8. Рашек В. Л., Сыроечковский Е. Е. и др. Заповедники СССР как природоохранительные учреждения. Сб. Заповедники СССР. М., «Лесная промыш- ленность», 1980, с. 8—23.

9. Чумакова А. В. Заповедники Узбекской ССР. Сб. Заповедники СССР. М., «Лесная промышленность», 1980, с. 228—229.

Т. О. Ибрагимов

НЕКОТОРЫЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАПОВЕДНИКОВ ПО ТИПАМ ЛАНДШАФТОВ СССР

В статье рассмотрено значение заповедников СССР в системе охраны природы и выявлены некоторые географические закономерности размещения их по ландшафтным комплексам. Вкратце дана характеристика заповедников по отдельным ландшафтным зонам. Заповедники, размещенные в горных регионах, в зависимости от их средней вы- соты подразделены на низкие, средние и высокогорные категории. Сделана попытка дать краткую характеристику заповедников в пределах отдельных высотных зон.

Дана классификация заповедников Советского Союза по охране отдельных элемен- тов ландшафта. В конце статьи даны некоторые предложения по организации и разме- щению новых типов (биосферных) заповедников на территории СССР.

The article presents the importance of reserves of the USSR in the system of nature protection. Some geographical regularities of their location according to the landscape complexes are revealed. The characteristics of reserves according to the separate landscape zones are briefly given here. The reserves located in the mountain regions depending on their average height are divided into lower, middle and highland categories. The author tries to give briefly the characteristics of reserves within the separate high-altitude zones. Some recommendations on the organization and location of new types (biosphere) of reserves on the territory of the NSSR are given in the end of the article.

УДК 551.311.21—551.4/479/

М. О. МАМЕДАЛИЗАДЕ

К ВОПРОСУ ТИПОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ЛАНДШАФТОВ СЕЛЕВЫХ ОЧАГОВ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

(междуречье р. Мухахчай и Фильфиличай)

Территория изучаемых селевых очагов в ландшафтном отношении занимает площадь 1688 км², что составляет 38% от общей площади южного склона Большого Кавказа (4415 км²) и 1,94% от общей площади территории Азербайджанской ССР.

В основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 гг. и на период до 1990 г., утвержденных XXVI съездом КПСС, говорилось, что важнейшей задачей в земледелии является: «всемерное повышение плодородия почв и урожайности, дальнейший рост производства зерна, кормов и другой продукции на основе применения зональных научно обоснованных систем ведения хозяйства» (стр. 164).

Поэтому изучение селевых очагов в ландшафтном отношении и картирование этих ландшафтов дает возможность высказать некоторые научно обоснованные рекомендации для эффективного осуществления мероприятий по ослаблению образования селевых очагов, повышению производительности луговых и лесных ландшафтов, интенсификации использования и вовлечения их в сельскохозяйственный оборот.

Для всестороннего исследования особенностей ландшафта селевых очагов междуречья Мухахчай и Фильфиличай мы в основном применяли общепризнанный маршрутно-ключевой метод с использованием методов дешифрирования аэрофотоснимков для картирования природно-территориальных комплексов (ПТК).

При полевых исследованиях для выявления современного состояния ландшафта селевых очагов, а также их распространения использовались карты глубины и густоты расчленения рельефа и уклона поверхности, составленные нами, геоморфологическая карта, карта литологии пород, карта почвенного и растительного покрова, а также топографические карты, аэрофотоснимки различных масштабов данного района и ландшафтные картосхемы, составленные И. Т. Мамедовым (1976).

Картирование ландшафтов селевых очагов исследованной территории южного склона Большого Кавказа показало, что наиболее приемлемой является типологическая трактовка поднятия ПТК. Поэтому при составлении ландшафтных карт селевых очагов междуречья Мухахчай и Фильфиличай мы придерживались типологической классификации ландшафтов. А для характерных участков селевых очагов нами использована морфологическая классификация ландшафтов в целях выявления закономерностей внутреннего расчленения, структуры и особенностей ландшафтов селевых очагов отдельных участков путем дешифрирования аэрофотоснимков.

При выборе таксонометрических единиц для картирования ландшафтов мы в основном базировались на работах В. М. Чупахина (1959), Н. А. Гвоздецкого (1961), Н. К. Кермова (1963), А. Г. Исаченко (1965) и других ландшафтоведов и приняли следующие классификационные единицы: класс, тип, подтип, группа и вид ландшафта.

Следует отметить, что большинство азербайджанских ландшафтоведов — М. А. Мусеинов и Ш. Б. Керимов (1960), Н. К. Кермов (1963), М. А. Сулейманов (1965), В. Набиев (1965), А. Т. Ахвердиев (1975), И. Т. Мамедов (1976) и др. придерживается этого же типологического деления классификации ландшафтов, но ими группа ландшафтов не выделяется.

Классификационные единицы и признаки, использованные при типологических классификациях селевых очагов в ландшафтном отношении*

Классификационные единицы	Признаки, на основе которых выделяются классификационные единицы
Класс	Геолого-геоморфологические признаки, определяющие характер проявления высотной зональности, соотношения тепла и влаги
Тип	С учетом преобладающих структур, геологических и геоморфологических признаков, климатических и почвенно-ботанических условий
Подтип	На основе второстепенных переходных зональных различий рельефа, литологии пород, особенностей почвенного и растительного покрова
Группа	С учетом геолого-геоморфологических особенностей местности, преобладающих экзогенных рельефообразующих процессов (в основном генетические типы селевых очагов) и гидрометеорологических условий, формирующих сели
Вид	С учетом степени расчлененности, крутизны и экспозиции склонов, морфологических групп селевых очагов, развитых на склонах и в долинах селеносных речных бассейнов, почвенно-растительных разновидностей

* При составлении таблицы использованы материалы Н. А. Гвоздецкого (1961).

В региональном плане природно-территориальные комплексы южного склона Большого Кавказа в отдельности относятся к классу горных ландшафтов и выделяются по геолого-геоморфологическим признакам, определяющим характер проявления высотной зональности, а также структурно-пространственную дифференциацию ландшафтов.

Типы ландшафтов выделяются в пределах класса горных ландшафтов с учетом преобладающих структур, признаков геологических, геоморфологических, климатических и почвенно-ботанических условий. В пределах исследуемой территории южного склона Большого Кавказа (междуречья р. Мухачай и Фильфиличай) выделено 3 типа природно-территориального комплекса (высокогорный нивально-субнивальный, горно-луговой и горно-лесной типы ландшафта).

Типы ландшафтов, в свою очередь, на основе второстепенных переходных зональных различий рельефа, литологии пород, степени увлажнения, особенностей почвенного и растительного покрова подразделяются на подтипы ландшафта. Например, в пределах горно-лугового типа выделяются высокогорные альпийские луга с интенсивно расчлененным рельефом, сложенным глинистыми сланцами, песчаниками, частично мергелями и известняками юрского и мелового возраста с низкорослым травянистым покровом на горно-луговых дерновых почвах. Таким образом, в пределах высокогорного нивально-субнивального типа ландшафта выделены нивальный и субнивальный подтипы, горно-лугового — альпийский и субальпийский, а горно-лесного — буково-грабовые и грабово-дубовые леса.

Группы ландшафтов выделяются внутри подтипов ландшафта с учетом геолого-геоморфологических особенностей местности, а также преобладающих экзогенных рельефообразующих процессов (в основном, преобладающие генетические типы селевых очагов) и гидрометеорологических условий. Всего в пределах указанных подтипов выделено 18 различных групп ландшафта. Например, группа альпийских ландшафтов сложена глинистыми сланцами, песчаниками, мергелями и известняками юрского и мелового возраста с преобладанием гравитационного процесса ливневого питания. Здесь под ливневым питанием подразумеваются гидрометеорологические условия, формирующие сели в селеносных бассейнах рек исследуемой территории южного склона Большого Кавказа.

Основной картируемой единицей в принятой нами классификационной системе является вид ландшафта, который ясно отражает всю сложность структуры и частоты повторения ландшафта и выделяется внутри группы ландшафта с учетом степени расчлененности и крутизны склонов, морфологических групп селевых очагов, развитых на склонах и в долинах селеносных речных бассейнов, и почвенно-растительных разновидностей.

Таким образом, при типологическом картировании ландшафтов селевых очагов междуречья Мухачай и Фильфиличай выделено 86 видов ландшафтов. Для примера мы даем картосхему ландшафтов селевых очагов бассейна р. Фильфиличай. В бассейне селеносной реки Фильфиличай выделено 13 групп и 30 видов¹ ландшафта. Например: вид, среднерасчлененные (3,0 км/км²) средненаклонные (25—35°) склоны восточной экспозиции с солифлюкционными и лавинными очагами, с хорошо развитыми низкорослыми злаковыми лугами на горно-луговых дерновых почвах.

При картировании и выделении видов ландшафтов селевых очагов мы учитывали особенности ландшафтов селевых очагов, широко развитых в долинах селеносных речных бассейнов исследуемой территории южного склона Большого Кавказа. Эти селевые очаги в генетическом отношении представляют собой флювиальные типы селевых очагов, выраженные аккумулятивными террасами, конусами выноса боковых потоков и оврагов, пойменными и русловыми отложениями, дающими дополнительный материал для подпитывания селей валунно-галечниковыми

¹ В связи с ограничением объема статьи в легенде и картосхеме виды ландшафта не указаны.

ми материалами, в основном из горно-лесной ландшафтной зоны. Например: вид, селевые очаги, состоящие из конусов выноса боковых притоков и оврагов и аккумулятивных террас, сложенные аллювиально-пролювиальными отложениями на аллювиально-лугово-лесных почвах с густыми буково-грабовыми лесами, или вид, селевые очаги, состоящие из пойменных и русловых отложений, сложенные аллювиально-пролювиальными отложениями с супесчаными заполнителями с травянистой растительностью. Эти разные виды ландшафтов нами объединяются в одной группе (буковые леса среднегорных речных долин, сложенные селевыми отложениями с преобладанием флювиального процесса ливневого питания).



Картограмма ландшафтов селевых очагов бассейна р. Фильфиличай (римскими цифрами обозначены типы, большими буквами — подтипы, арабскими цифрами — группы ландшафтов). Составил М. О. Мамедалидзе.

Класс: горный ландшафт. I — высокогорный нивальный и субнивный ландшафт, А — нивальные ландшафты с интенсивно расчлененным рельефом, сложенным сланцами и песчаниками юрского возраста, лишенным почвенного и растительного покрова: 1 — нивальные ландшафты, сложенные сланцами, песчанистыми сланцами с преобладанием гравитационного процесса ливневого питания; 2 — нивальные ландшафты, сложенные глинистыми сланцами и песчаниками юрского возраста с преобладанием гляциального процесса снегового и ливневого питания; Б — субнивные ландшафты с сильно и среднерасчлененным рельефом, сложенным глинистыми сланцами и песчаниками юрского возраста со скальной и осыпно-рассыпной раститель-

Литература

1. Материалы XXVI съезда КПСС, М., 1981.
2. Ахвердиев А. Т. Влияние рельефа на дифференциацию ландшафтов среднегорного пояса (на пр. сев.-вос. склона Малого Кавказа). Автореф. канд. дисс. Баку, 1975.
3. Гвоздецкий Н. А. В защиту типологического понимания ландшафта. Изд. ВГО, 1961, вып. 2, т. 93.
4. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М., 1965.
5. Керамов Н. К. Основные типы структуры высотной зональности ландшафтов Большого Кавказа в пределах Азербайджана. «Уч. зап. АГУ», сер. геол.-геогр., 1963, № 4.
6. Мамедов И. Т. Структура ландшафтов южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджанской ССР (междуречья Мазимчай-Геокчай). Автореф. канд. дисс. Баку, 1976.
7. Мусеибов М. А., Керимов Ш. Б. и др. Ландшафты западного Азербайджана. «Уч. зап. АГУ», сер. геол.-геогр., 1960, № 2.
8. Сулейманов М. А. Природные ландшафты Джейран-Аджиноурских предгорий. Автореф. канд. дисс. Баку, 1965.
9. Чупахин В. М. Высотный пояс — низшая региональная единица физико-географического районирования Тянь-Шаня. «Изв. Киргиз. фил. Всесоюз. геогр. об-ва», 1959, вып. 1.

ностью; 3 — субнивные ландшафты, сложенные сланцами и песчаниками юрского возраста с преобладанием гравитационного процесса ливневого питания. II — горно-луговые ландшафты, А — высокогорные альпийские луга с интенсивно расчлененным рельефом, сложенным глинистыми сланцами, песчаниками, частично мергелями и известняками юрского и мелового возраста с низкорослым травяным покровом на горно-луговых дерновых почвах; 4 — альпийские ландшафты, сложенные глинистыми сланцами, песчаниками юрского возраста с преобладанием гравитационного процесса ливневого питания; 5 — альпийские ландшафты, сложенные глинистыми сланцами юрского возраста с преобладанием гравитационно-инфильтрационного процесса ливневого питания; 6 — альпийские ландшафты, сложенные сланцами и песчаниками юрского возраста с преобладанием гляциального процесса ливневого питания; Б — субальпийские луга с интенсивно и сильно расчлененным рельефом, сложенным сланцами и песчаниками юрского возраста с высокорослым травянистым покровом на горно-луговых дерновых почвах; 7 — субальпийские ландшафты, сложенные глинистыми сланцами и песчаниками юрского возраста с преобладанием гравитационного процесса ливневого питания; 8 — субальпийские ландшафты, сложенные сланцами и песчаниками, мергелями и известняками юрского и мелового возраста с преобладанием гляциального процесса ливневого питания; 9 — субальпийские ландшафты селеносных речных долин, сложенные селевыми отложениями с преобладанием флювиального процесса ливневого питания; III — горно-лесные ландшафты, А — сильно- и среднерасчлененные среднегорья, сложенные известняками и мергелями мелового возраста, на бурых горно-лесных почвах с буковыми лесами; 10 — буковые леса среднегорных речных долин, сложенные селевыми отложениями с преобладанием флювиального процесса ливневого питания; 11 — буковые леса среднегорья, сложенные известняками и мергелями мелового возраста с преобладанием гравитационного процесса ливневого питания; 12 — буковые леса среднегорья, сложенные известняками и мергелями мелового возраста с преобладанием гравитационно-инфильтрационного процесса ливневого питания; Б — средне- и слаборасчлененные низкогорья, сложенные мергелями и известняками мелового возраста на бурых горнолесных и аллювиально-лугово-лесных почвах с грабово-дубовыми лесами; 13 — грабово-дубовые леса, сложенные селевыми отложениями с преобладанием флювиального процесса ливневого питания.

М. О. Мәммәдәлизадә

БӨЛҮК ГАФГАЗЫН ЧЭНУБ ЈАМАЧЫНДА СЕЛ ОЧАГЛАРЫ
ЛАНДШАФТЫНЫН ТИПОЛОЖИ ХЭРИТЭЛЭШДИРИЛМӘСИ БАГГЫНДА
(Мухах вә Филфили чајлары арасы)

Мүәллиф илк дөфә олараг әразидә јайылмыш сел очагларыны әсас көтүрмәклә ландшафтын тиположи хәритәләшдирилмәсинә чәнд көстәрмишдир. Тиположи хәритәләшдирмә заманы әсас көтүрүлән әләмәтләрдән вә әразинин физики-географи хусусијәтләриндән асылы олараг Азәрбајчан ландшафтшүнаслары арасында илк дөфә ландшафт групу ајрылмышдыр.

М. О. Mamedalizade

ON THE QUESTION OF TYPOLOGICAL MAPPING OF LANDSCAPES OF MUD
STREAM SOURCES IN SOUTHERN SLOPE OF THE MAJOR CAUCASUS

The article deals with the question of typological mapping of landscapes in accordance with mud stream sources developed in slopes and mud stream bearing river valleys.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1983, № 3

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1983, № 3

УДК — 631.434.

Б. Х. ИСМАЙЛОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОДНОГО РЕЖИМА АКАЦИИ
БЕЛОЙ В ПОЛЕЗАЩИТНЫХ ЛЕСНЫХ ПОЛОСАХ
НА ГОРНО-КАШТАНОВЫХ ПОЧВАХ
ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVКАЗА

Белая акация, являясь одной из засухоустойчивых, жаростойких и солевыносливых пород, в настоящее время широко применяется не только для озеленения городов и поселков юга нашей страны, но и для укрепления оврагов и балок, а также других сильно эродированных земель. Поэтому изучение водного режима белой акации имеет как теоретическое, так и практическое значение.

В литературе отмечается, что интенсивность транспирации белой акации зависит от солнечной радиации (М. И. Полосина, 1973), почвенной влаги (Б. Стефанов, Ц. Найденова, 1970), засоленности почвы (Г. А. Можейко, 1975) и от применяемых удобрений (Н. Г. Бабаев, 1968). Некоторые особенности водного режима белой акации изучены нами в 1977—1979 гг. в полезащитной лесополосе, проложенной на горно-каштановых почвах Шемахинского района. Настоящая территория характеризуется расчлененным и эродированным низкогорным и предгорным рельефом, различными почвообразующими породами третичного и четвертичного периодов, типом климата — умеренно-теплым, с сухой зимой, горно-степными растительными формациями и горно-каштановыми почвами.

Лесная полоса (700 м над ур. м.) состоит из двух рядов белой акации и четырех рядов сосны эльдарской. Протяженность лесополосы 750 м, ширина 12 м, расстояние между рядами акации белой составляет 4 м, а расстояние между остальными рядами — 2 м. В каждом ряду расстояние между деревьями равно 1,4 м. Состав: 6С 4Ак+Д, возраст 28 лет, сомкнутость полога 0,6, средняя высота акации — 8,5 м, сосны — 7 м, средний диаметр соответственно 12 и 14 см, микрорельеф выражен слабо, экспозиция южная с уклоном 6—8°. Деревья выращены без полива.

Влажность почвы и содержание воды в органах акации определялись весовым методом до точности 0,1 г (для почвы — 4, для дерева 5-кратные повторности). Интенсивность транспирации листьев определялась по методу Л. А. Иванова и др. (1950).

Содержание гумуса в аккумулятивном горизонте исследуемой почвы под лесополосой не превышает 3,1%. Количество его значительно уменьшается (0,6%) в нижних горизонтах. Физические глины ($<0,01$) по профилю почв распределены равномерно. Верхний полуметровый слой этих почв по типизации порозности относится к хорошо разрыхленному, а нижний к уплотненному. Значение МГ (максимальная гигроскопичность) и ВЗ (влажность завядания) колеблются соответственно в пределах 10,3—12,9 и 13,3 и 17,4%.

Результаты определения содержания влаги в слоях почвы (табл. 1) показали, что в верхнем полуметровом слое почти во всех случаях содержится больше влаги, чем в нижнем. Причем, разница между ними в этом отношении сглаживается к середине вегетационного периода, что связано с интенсивным поверхностным испарением и специфическими водно-физическими свойствами почв. Высокая увлажненность верхнего полуметрового слоя почв способствует высокой оводненности корней, приуроченных к этому слою (табл. 1). Интересно, что корни, развивающиеся во втором полуметровом слое почв, по количеству влаги, содержащейся в их клетках, строго не различаются, так как во всех случаях эти показатели колеблются в пределах 87,0—97,5%. Наибольшее значение влажности корней в нижнем слое почв отмечается в начале вегетационного периода (апрель, май) всех исследуемых годов. Следует отметить, что с наступлением вегетационного периода (апрель) содержание влаги в коре и побегах значительно повышается (на 82,5 и 70,0%) в сравнении с февралем. Видимо, это связано с активизацией физиологических процессов в упомянутых органах. Интересно, что ствол белой акации, наоборот, за указанный период (с февраля по апрель) заметно теряет влагу (на 16,6%). Далее, с апреля к маю, интенсивное повышение влаги в ветвях сопровождается интенсивным сокращением ее в коре (табл. 2). Именно на этот период приходится время распускания листьев, в тканях которых содержится значительное количество влаги (в среднем 293,8%). Причем, наибольшее количество в них влаги отмечается в более дождливые годы (в 1977 г. $295,9 \pm 9,37$, в 1979 г. $296,2 \pm 18,26\%$). При такой увлажненности почвы и органов дерева листья белой акации в мае 1979 г. расходуют воду с наивысшей скоростью (в среднем 574,6 мг/г. час). Интенсивное повышение скорости расходуемой воды в мае к 10 часам утра (860,0 мг/г. час) сопровождается повышением температуры воздуха, ствола и поверхностных корней. Несмотря на дальнейшее повышение температуры воздуха до 12—13 часов, расход воды на транспирацию после 10 часов резко сокращается. Далее следует относительно устойчивое сокращение расхода воды на транспирацию с прерывистым подъемом ее в 13 и 17 часов.

Следует отметить, что на исследуемой территории грунтовые воды недоступны для корней растений. Поэтому почти в бездождливые летние месяцы (июль, август и первая декада сентября) почвенная влага интенсивно расходуется не только путем поверхностного испарения, но и высокой транспирации растений, развивающихся в лесополосе. Например, с мая к июлю вследствие накопления большого количества сухого вещества в ветвях и листьях белой акации процентное значение влажности этих органов заметно уменьшается (соответственно на 62,3 и 137,3%). Именно в этот период (июль—октябрь) в метровом слое горно-каштановых почв отмечается дефицит доступной влаги (на 14,0—15,0 мм), что связано с высокой испаряемостью территории и интенсивной транспирацией растений. Это приводит к значительному уменьшению содержания влаги, особенно в надземных органах. Интересно, что в конце вегетационного периода только ствол и кора акации сохраняют свою июльскую величину влажности. В июле значительное сокращение влаги в слоях почвы, а также накопление большого количества сухого вещества в листьях белой акации способствуют резкому сниже-

Таблица 1

Содержание влаги в почве и корнях акации белой (% от абс.-сух. веса)

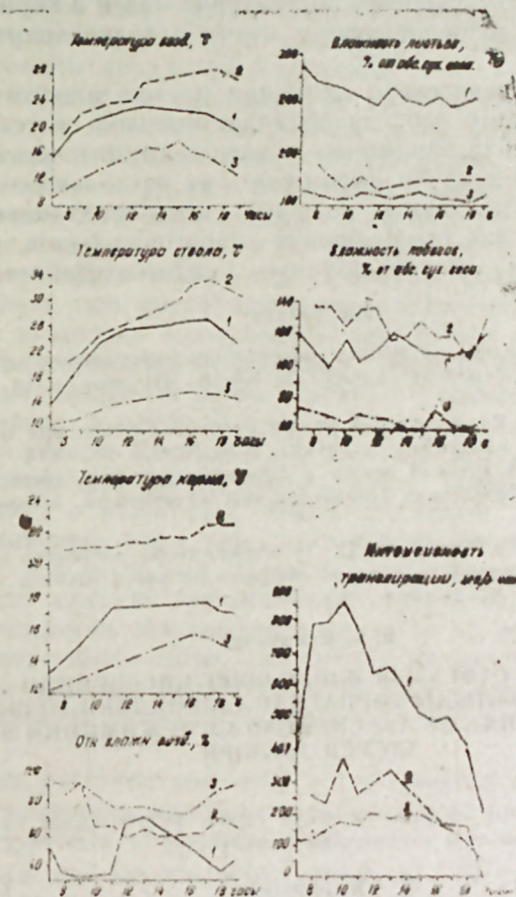
Объект определения влажности	Глубина, см	1977 г.				1978 г.				1979 г.				
		13.V	12.VII	18.X		12.II	12.IV	13.V	12.VII	19.X	12.II	12.IV	14.V	15.VII
Почва	0—20	22,9	15,7	22,5	24,3	16,5	22,5	14,6	17,5	24,1	18,1	16,4	11,9	21,6
	20—40	15,8	15,5	13,1	17,7	16,3	22,3	15,3	13,1	20,8	16,7	16,3	14,8	14,4
	40—60	15,6	15,1	13,2	16,71	17,8	15,3	14,8	14,2	17,3	14,3	16,2	14,5	13,6
	60—80	14,2	12,7	12,3	13,0	13,2	14,7	13,3	11,9	13,1	12,3	13,9	12,5	10,2
	80—100	13,8	13,5	12,3	11,7	11,5	14,6	12,1	11,2	12,6	11,8	12,3	11,6	10,5
	0—50	18,1	15,4	16,3	19,6	16,9	20,0	14,9	14,9	20,7	16,4	16,3	13,7	16,5
Корни	0—10	17,0	14,6	14,4	16,7	15,5	17,4	14,1	13,6	14,3	12,8	14,1	12,9	11,4
	10—20	11,2	99,0	115,1	125,3	101,0	117,7	55,5	103,5	122,8	14,6	15,2	13,3	13,9
	20—40	100,3	99,2	93,7	106,4	101,4	115,3	99,4	92,4	113,7	106,9	101,8	86,6	115,7
	40—60	101,5	87	93,2	102,4	103,7	96,4	97,2	84,3	102,6	104,8	101,6	97,7	96,4
	60—80	95,9	83,7	88,0	92,7	92,4	96,7	92,1	87,1	92,4	96,9	102,8	96,8	94,5
	80—100	94,8	93,9	88,5	86,6	86,7	95,8	88,6	85,4	87,6	87,1	84,1	89,0	82,8
	0—50	107,0	99,0	100,7	111,4	102,7	109,8	97,4	96,7	113,0	102,9	102,1	86,7	83,2
	50—100	97,4	93,8	89,9	93,9	84,6	96,3	92,6	88,9	94,9	91,2	95,6	83,7	102,5
	0—100	112,2	56,4	95,3	102,7	88,1	103,1	95,0	92,8	104,0	97,1	98,8	90,8	87,0
													92,3	94,8

Влажность надземных органов белой акации в лесополосе на горно-каштановых почвах (% от абс.-сух. веса)

Сроки наблюдений	Ствол	Кора	Ветви	Побеги	Листья		
1977 г.	13.V 12.VIII 18.X	58,1 ± 10,29 53,0 ± 9,12 66,5 ± 17,96	44,2 ± 17,71 52,3 ± 5,45 67,8 ± 11,37	136,2 ± 9,79 68,7 ± 6,76 59,7 ± 8,51	103,8 ± 14,90 126,9 ± 21,81 69,3 ± 5,8)	295,9 ± 9,37 159,1 ± 13,67 141,4 ± 1,57	
	1978 г.	12.II 12.IV 13.V 12.VII 19.X	67,9 ± 6,70 59,4 ± 9,06 68,3 ± 5,23 58,8 ± 7,13 46,9 ± 5,23	48,6 ± 7,70 135,2 ± 7,67 63,1 ± 9,04 45,7 ± 15,93 26,8 ± 13,43	58,8 ± 17,74 63,4 ± 4,48 129,2 ± 13,04 81,4 ± 5,80 41,2 ± 9,65	51,7 ± 7,81 120,6 ± 9,79 100,3 ± 10,43 122,2 ± 8,87 63,9 ± 11,43	Отс. 289,2 ± 13,32 150,7 ± 8,42 129,3 ± 4,61
		1979 г.	12.II 12.IV 14.V 15.VII 19.X	74,8 ± 2,03 50,1 ± 5,64 57,3 ± 6,28 52,8 ± 2,34 50,6 ± 0,29	43,7 ± 10,62 121,9 ± 9,31 51,2 ± 10,90 46,6 ± 5,14 57,2 ± 6,59	63,8 ± 10,95 70,0 ± 6,64 131,9 ± 6,42 60,1 ± 7,95 42,1 ± 5,30	49,7 ± 6,23 122,7 ± 5,12 108,0 ± 9,95 125,7 ± 2,45 64,7 ± 5,10

нию расхода воды на транспирацию. Важно отметить, что в июле дневной ход интенсивности транспирации белой акации явно не согласуется с ходом температуры воздуха, так как не устанавливается четкая зависимость между температурами органов белой акации и интенсивностью транспирации.

В конце вегетационного периода (октябрь) с учащением осенних дождей верхние слои почв заметно увлажняются. Несмотря на то, что с увлажнением верхних слоев почвы увлажняются и поверхностные корни белой акации, особого изменения в увлажненности ветвей, побегов и листьев не отмечается. Дневной ход интенсивности транспирации в октябре, частично согласуясь с ходом температуры воздуха, ствола и корней, не характеризуется резкими скачками.



Связь интенсивности транспирации белой акации с температурой воздуха, ствола и корня, относительной влажностью воздуха, влажностью листьев и побегов: 1 — май; 2 — июль; 3 — октябрь.

Выводы

1. Изменение содержания влаги в корнях белой акации с высокой коррелятивностью согласуется с изменением содержания ее в почве.

2. Содержание влаги в стволе белой акации колеблется в сравнительно узких пределах, чего не наблюдается в остальных наземных органах.

3. Листья и побеги белой акации оказались самыми влажными органами среди других.

4. Не удалось установить устойчивой зависимости между интенсивностью транспирации и температурой воздуха, ствола и корней. При этом индивидуальные биологические особенности самой породы в отношении увлажненности органов дерева и транспирации листьев явно проявляют себя в критические моменты вегетационного периода.

5. Степень оводненности органов белой акации не является определяющим фактором в процессе транспирации, так как основным определяющим фактором в этом отношении является степень увлажненности горизонтов почвы, скорость поступления влаги в корни и скорость передвижения ее по водопроводящим путям к транспирирующим органам дерева.

Белая акация, значительно сокращая расход воды, в критические моменты вегетационного периода обладает высокой способностью приспособляться к неблагоприятным почвенно-климатическим условиям среды. Поэтому рекомендуем выращивать ее не только на темно-каштановых и каштановых почвах, но и на светло-каштановых и бурых слабозасоленных почвах вдоль бровки оврагов и балок, а также на эродированных землях, не используемых в сельскохозяйственных целях.

Литература

1. Бабаев Н. Г. Влияние различных соотношений минеральных удобрений на водный режим некоторых древесных пород. Тр. Азерб. НИ лесн. х-ва и агролесомелиор., 1968, 8, с. 94—105.

2. Можейко Г. А. Водно-солевой режим древесных пород при подтоплении минерализованными водами. «Вестник с.-х. науки», 1975, № 8, с. 107—114.

3. Полосина М. И. Водный режим и биодренажная роль древесных растений в приканальных лесных насаждениях Прикаспийской низменности. «Лесоведение», 1973, № 6, с. 60—68.

4. Стефанов Б., Найденова Ц. За влиянието на почвената влажност върху интензивността на транспирацията и нарастванието на растителната маса. «Горскостоп, наук», 1970, 7, № 3, с. 9—24 (болг. яз.).

Б. Х. Исмаилов

БӨЛҮК ГАФГАЗЫН ЧЭНУБ-ШЭРГ ЫССЭСИНДӨ
ДАҒ-ШАБАЛЫДЫ ТОРПАГЛАР ҮЗЭРИНДЭКИ МЭШЭ
ЗОЛАГЛАРЫНДА АҒ АКАСИЯНЫН СУ РЕЖИМИНИН БЭЗИ
ХҮСУСИЈАТЛАРИ

Мәгәләдә ағ акасијанын су режими, онун торпаг рүтүбәтиндән вә диқәр торпаг-иглим амилләриндән асыллыгы характеризә олуимушдур.

B. Kh. Ismailov

SOME PECULIARITIES OF WATER REGIME OF BASTARD ACACIA IN
FIELD-PROTECTING FOREST-BELTS AT MOUNTAIN-CINNAMON SOILS
IN SOUTH-EASTERN SLOPE OF THE GREAT CAUCASUS

Some peculiarities of water regime of bastard acacia according to the humidity of mountain-cinnamon soils under forest-belt located in south-eastern slope of the Great Caucasus are characterized in this article.

УДК 551.46.629.7

М. И. АБАКАРОВ, А. Н. БАДАЛОВА, Я. З. ГАДЖИЕВ, Л. Г. УТУРГАУРИ

ПОЛЯ ВОЛН КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПРИ СРЕДНИХ СКОРОСТЯХ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ НАПРАВЛЕНИЙ ВЕТРА

В освоении ресурсов морей и океанов, строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений, навигации, а также в расчетах многих океанологических параметров необходимы подробные сведения о режимных характеристиках ветра и волнения.

Следует отметить, что исследование состояния поверхности моря и океана с помощью космических средств в настоящее время приобретает все большее и большее значение. Например, с помощью полученной космическими методами информации важным представляется вопрос определения ветровых условий в приводном слое атмосферы, обуславливающих волновой режим на поверхности моря. Поэтому для решения широкого круга таких задач особую ценность могут представлять поля волн при преобладающих направлениях ветра. В частности, для всей акватории Каспийского моря важно иметь поля волнения при часто повторяющихся северных, северо-западных и южных, юго-восточных направлениях ветра. Средняя продолжительность таких ветров 36—55 часов, а наибольшая до 20 суток (Атлас волнения и ветра среднего и южного Каспия; А. Н. Шехтман, 1963).

Основной целью данной работы является получение информации (расчетным путем) о режимных характеристиках волнения по всей акватории Каспийского моря при часто повторяющихся направлениях ветра. Известно, что ветер над морской поверхностью характеризуется в каждый момент времени определенной скоростью и направлением, т. е. в действительности непрерывно изменяется во времени и в пространстве, и соответственно этому изменяются параметры волн. Поэтому для определения средних элементов волн использованы фактические данные о направлении и скорости ветра при определенных синоптических условиях.

Основой для расчетов волнения в глубоководной акватории служат зависимости средних периодов и высот волн от скорости ветра и времени его воздействия или разгона волн.

Аналитически эти зависимости методами теории размерности и математической статистики выражаются степенными функциями.

В мелком море с появлением ряда эффектов, влияющих на развитие волн, таких как конечность глубины моря, обрушение и трансформация волн в прибрежных и мелководных акваториях, затрудняются расчеты основных параметров волн. В отличие от других работ, поля ветра и волн нами были построены для всей акватории Каспийского моря, для каждого одноградусного квадрата. Кроме того, для определения средних элементов волн использованы расчетные формулы, учитывающие и эффект конечности глубины моря.

Поля скоростей ветра при указанных направлениях определялись на основе обработки фактических материалов наблюдений, подготовленных для комплексного атласа Каспийского моря, а также собранных нами данных наблюдений за период с 1961 по 1975 г. Поэтому представленные карты (см. рис. 1) для средних условий обладают большей достоверностью, чем карты, приведенные в атласе и работе С. Д. Кошинского (1975).

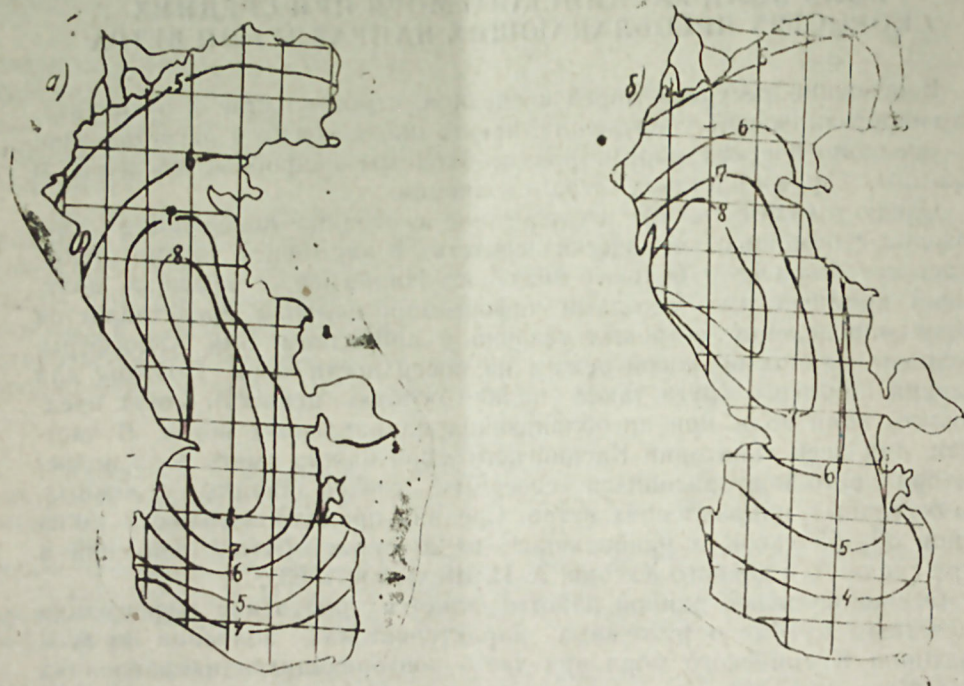


Рис. 1. Поля скоростей ветра: а — при северных, северо-западных направлениях, б — при южных, юго-восточных направлениях.

На рис. 1а представлено поле ветра, определенное за холодный период года при северных, северо-западных направлениях ветра, а на рис. 1б — при южных, юго-восточных направлениях, осредненные за три сезона (за исключением летнего) года.

Следует отметить, что в холодный период года скорости ветра как при С, СЗ, так и при Ю, ЮВ направлениях над акваторией Каспийского моря несколько больше по величине, чем в теплый.

Из рис. 1а видно, что характерным при северном, северо-западном переносе воздушных масс является увеличение скоростей в средней части Каспийского моря с эпицентром на Апшероне (как и в работе С. Д. Кошинского (1975)). Здесь максимальное значение средних скоростей достигает 10 м/сек.

При южном, юго-восточном переносе эпицентр максимальных скоростей перемещается к району Махачкалы (см. рис. 1б). Представленные на рис. 1 поля ветра использованы для расчета элементов волн.

Прежде чем изложить полученные результаты, считаем необходимым привести некоторые теоретические основы, на которых базируются расчетные формулы ветровых волн. Расчеты средних высот и периодов волн выполнялись по эмпирической формуле, предложенной Ю. М. Крыловым и др. (1976), в которой учтена глубина моря.

$$\frac{gh}{V} = 0,16 \left\{ 1 - \left[\frac{1}{1 + 6 \cdot 10^{-3} \cdot \left(\frac{gx}{V^2} \right)^{0,5}} \right]^2 \right\} x t h \left\{ \frac{0,625 \left(\frac{gH}{V^2} \right)^{0,8}}{1 - \left[\frac{1}{1 + 6 \cdot 10^{-3} \left(\frac{gx}{V^2} \right)^{0,5}} \right]^2} \right\} \quad (1)$$

$$\frac{g\tau}{V} = 3,12 \pi \frac{(gh)^{0,625}}{V^2} \quad (2)$$

где g — ускорение силы тяжести, V — средняя скорость ветра, x — разгон в км, H — глубина моря, τ — средний период, h — средняя высота волн. Отметим, что формулы (1) и (2) получены на основе многочисленных натуральных данных методом математической фильтрации. Обычно при изучении ветровых волн ограничиваются использованием дисперсионного соотношения линейной теории свободных поверхностных волн. В случае гравитационных волн оно имеет вид:

$$W = [g \kappa t h (KH)]^2 \quad (3)$$

где W — круговая частота, K — волновое число.

Дисперсионное соотношение (3) основано на предположении о свободных волнах малой амплитуды и может быть модифицировано для случая реальных ветровых волн. Отметим, что использование детерминистического дисперсионного соотношения типа (3) приводит к определенной связи между пространственными и частотными спектрами ветровых волн. Таким образом, формула (3) дает возможность определять такие важные параметры, как длина (λ), дисперсия (σ), период (τ), групповая (G_w) и фазовая (G_ϕ) скорости волн.

Групповая скорость волн определяется на основе (3):

$$G_w = \frac{dw}{dk} = \frac{1g}{2w} \varphi(w, H) \quad (4)$$

где $\varphi(w, H)$ — универсальная функция, связанная с глубинными эффектами моря.

После некоторых простых, но достаточно громоздких преобразований, для фазовой скорости волн получим выражение:

$$G_{\Phi} = \frac{g}{w} \frac{1}{\chi^3(\omega_n) \cdot \Phi(\omega_n)} = \frac{2\tau}{2\pi} \cdot \frac{1}{\chi^3(\omega_n) \cdot \Phi(\omega_n)} \quad (5)$$

где ω_n — безразмерная частота, $\chi\omega_n$ и $\Phi\omega_n$ — некоторые универсальные безразмерные функции, такие, что $\Phi\omega_n \rightarrow 1$, $\chi\omega_n \rightarrow 1$ при $\omega_n \rightarrow \infty$, т. е. в таком случае ($H \rightarrow \infty$, $\omega_n \rightarrow \infty$)

из (5) получаем формулы фазовой скорости волны для глубокой воды

$$\left(C_{\Phi} \frac{g}{w} = \frac{g\tau}{2\pi} \right)$$

Аналитические виды и графики функции приводятся в работе Я. З. Гаджиева и др. (1978). В соответствии с (5) средняя длина волн определяется:

$$\bar{\lambda} = \bar{G}_{\Phi} \tau \quad (6)$$

Таким образом, именно формулы (1—2) и (5—6) были использованы для расчета средних высот, периодов, фазовой скорости и длины волны для случая моря конечной глубины. На основе результатов расчета по формулам (1—2), (5—6) были построены карты средних параметров волн (рис. 2 и 3).

Рис. 2 соответствует полю скоростей при С, СЗ направлениях ветра (рис. 1а), а рис. 3 — при Ю, ЮВ направлениях ветра (рис. 1б). Как видно из рис. 2, при С, СЗ направлениях ветра средние элементы волн, как и средние скорости ветра, получают свое максимальное значение на широте Апшерона Каспийского моря.

Здесь \bar{h} , $\bar{\tau}$, \bar{G}_{Φ} , $\bar{\lambda}$ соответственно составляют: $\bar{h} = 1,2$ м, $\bar{\tau} = 5,0$ сек, $\bar{G}_{\Phi} = 8$ м/сек, $\bar{\lambda} = 40$ м (см. рис. 2). Максимальные значения параметров волн для данного района получены и при Ю, ЮВ ветрах (рис. 3). Южнее Апшеронского порога величины элементов волн как при С, СЗ, так и при Ю, ЮВ ветрах начинают постепенно уменьшаться.

Уменьшение элементов волн по акватории моря объясняется уменьшением скоростей ветра, влиянием конфигурации береговой линии и неравномерностью дна моря.

Не всегда и не везде удастся с борта судов (кораблей) по всей акватории моря осуществлять синхронные измерения. Организация таких наблюдений требует затраты огромных сил и средств. Поэтому полученные результаты кроме прочих целей важны при интерпретации аэрокосмической информации о состоянии поверхности моря и приводного слоя атмосферы.

Выводы

1. На основе фактических данных наблюдений построены средние поля скоростей ветра при часто повторяющихся северных, северо-западных (С, СЗ) и южных, юго-восточных (Ю, ЮВ) направлениях ветра для всей акватории Каспийского моря.

2. На основе эмпирических формул (1 и 2) и дисперсионного соотношения (3) рассчитаны средние элементы волн с учетом эффекта конечности глубины моря при указанных полях ветра.

Построены поля рассчитанных элементов волн (8 карт).

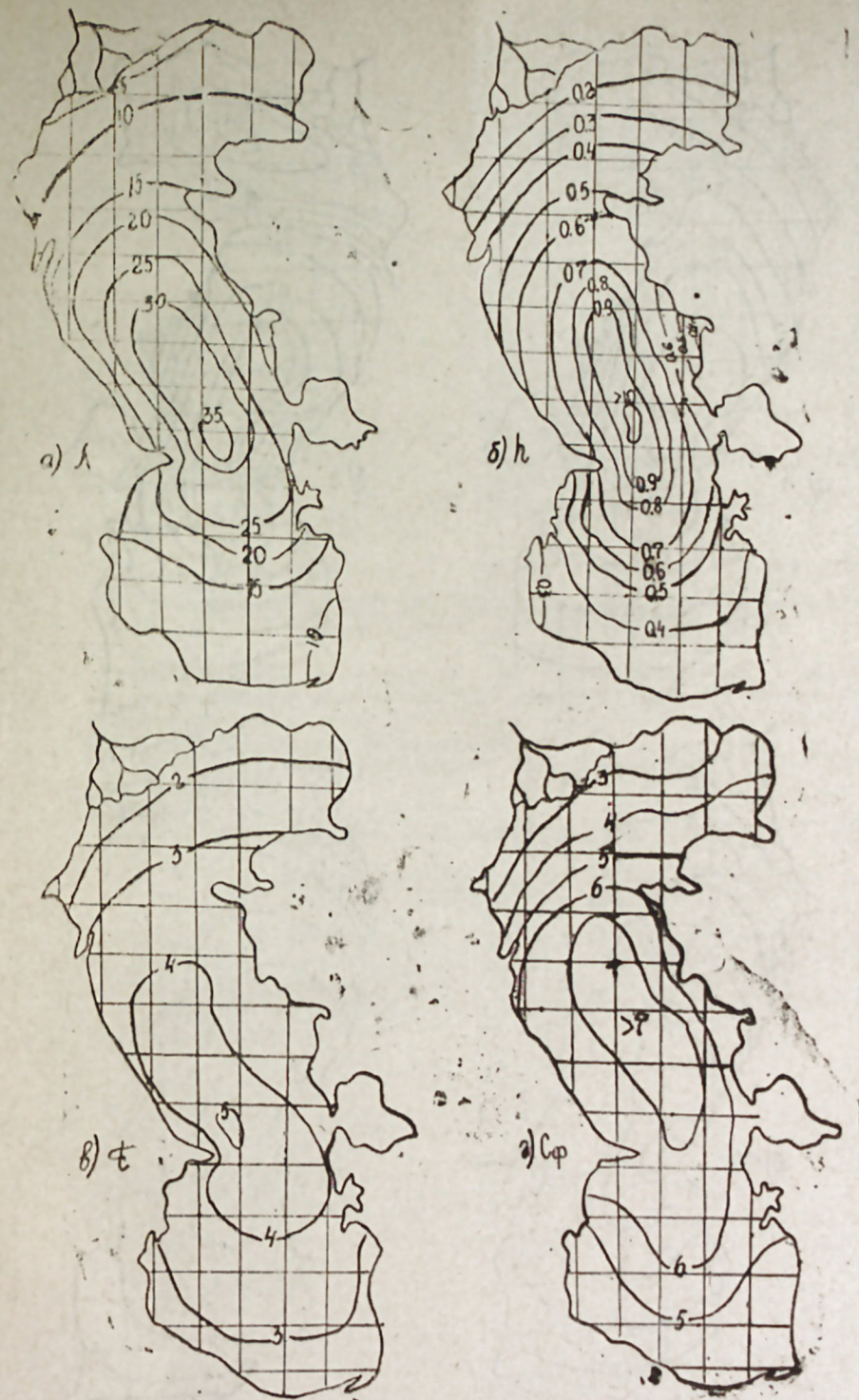


Рис. 2. Поля параметров волн при северных, северо-западных направлениях ветра: а — λ — длина волны, б — h — высота волны, в — τ — период волны, г — C_{Φ} — фазовая скорость волны.

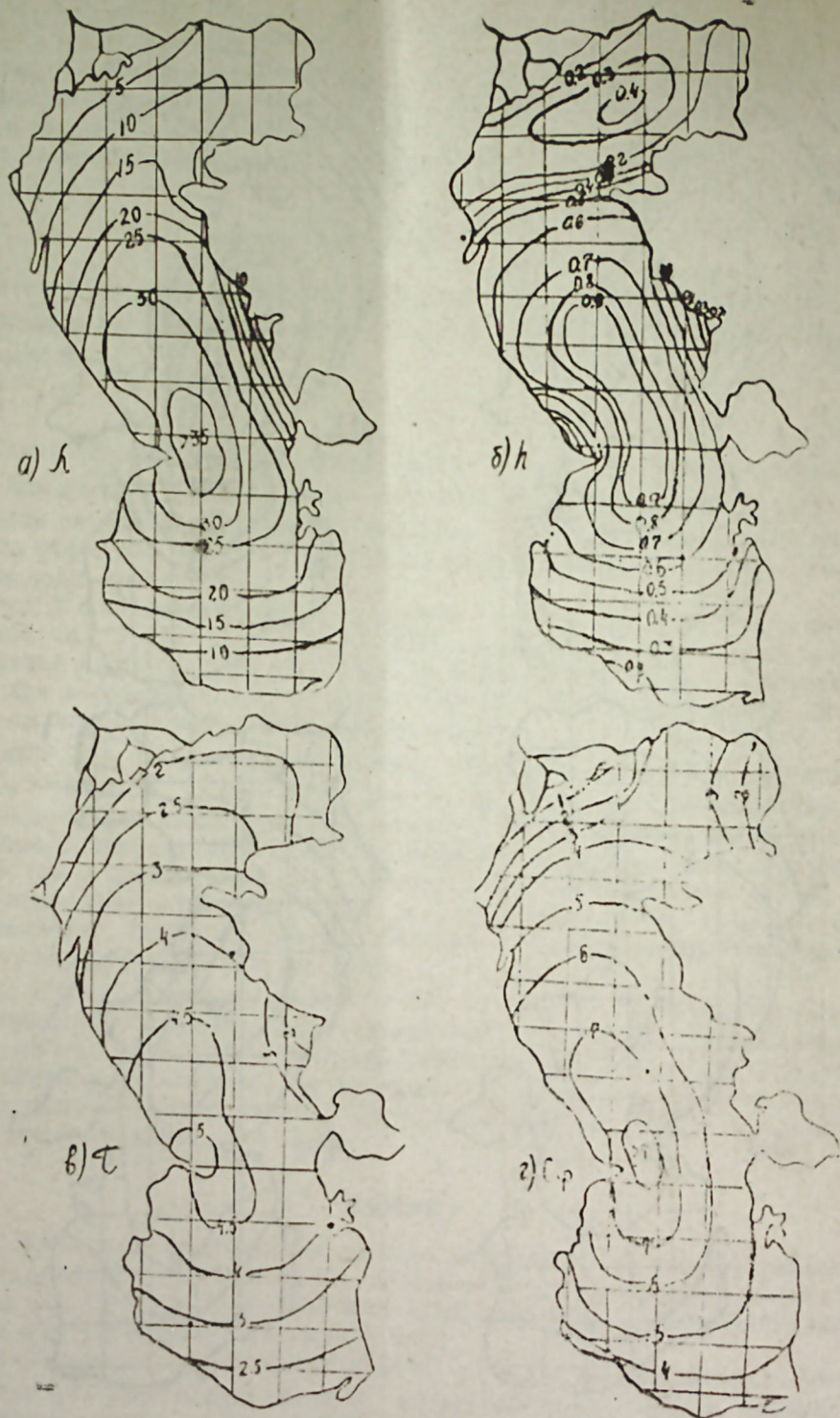


Рис. 3. Поля параметров волн при южных юго-восточных направлениях ветра (условные обозначения см. рис. 2).

Анализ полученных полей показывает, что при часто повторяющихся направлениях ветра (С, СЗ и Ю, ЮВ) средние элементы волн и средние скорости ветра получают свое максимальное значение в средней части Каспийского моря.

3. Полученные поля скоростей ветра и волн при часто повторяющихся направлениях ветра над Каспийским морем помимо прочих целей имеют важное значение для интерпретации аэрокосмической информации о состоянии поверхности моря.

Литература

1. Атлас волнения и ветра среднего и южного Каспия. Под ред. Г. В. Ржеплинского. Л., Гидрометиздат, 1968.
2. Гаджиев Я. З., Красицкий В. П. О равновесном интервале в частотных спектрах ветровых волн в море конечной глубины. «Изв. АН СССР», ФАО, 1978, т. 14, № 3.
3. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза, ч. 1. Каспийское море. Л., Гидрометиздат, 1975.
4. Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Цыплухин В. Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. Л., Гидрометиздат, 1976.
5. Шехтман А. Н. Некоторые характеристики режима ветра на Каспийском море. Труды НИИАК, вып. 20, 1963.

М. И. Абакаров, А. Н. Бэдэлова, Я. З. Гаджиев, Л. Г. Утургаури

ОРТА СҮР'ЭТЛИ КҮЛЭКЛЭРИН ҮСТҮН ОЛДУҒУ ШӘРАИТДӘ ХЭЗЭР ДЭНИЗИ ДАЛҒАЛАРЫНЫҢ САНҒАСИ

Фактики мушаниде материаллары ва эмпирик дустурлардан истифадэ едэрэк Хэзэр дэнизинин бүтүн акваториясы үзрэ даһа чох тэкрарланан шимал, шимал-гәрб ва чәнуб, чәнуб-шәрг истигамэтли күлөклэрин сүр'эти ва она ујғун дэниз сәтһи далғаларынын орта параметрлэри һесаблинмышдыр.

Далға параметрлэри һесаблинаркән дэниз дэринлијинин тәсир еффеќти дә нәзәрэ алынмышдыр.

M. I. Abakarov, A. M. Badalova, Ya. Z. Gadjelev, L. G. Uturgauri

FIELDS OF CASPIAN SEA WAVES AT AVERAGE SPEEDS OF PREVAILING WIND DIRECTIONS

Average fields of wind speed and of surface wind waves at often repeated northern, north-western, southern, south-eastern directions of wind for the whole aquatorium of the Caspian sea are calculated on the base of actual data of observation and empirical formulae.

According to the calculations of average elements of waves, the influence of depth limits is considered.

МҮНДӘРИЧАТ

Б. Ә. Будагов. Азербайжан ССР-и сүрүшмәләринин кенетик тип	3
С. Н. Рустамов. Минкәчевир су анбарында кәтирмәләрнин чөкмәси (кәтир-мәләр балансы)	20
Ә. Ч. Әйјубов. Әкинчилијин рекнонар инкишафында агроглим еңтијатла-рыннын ролу	28
Ә. В. Мәмәдов, Б. Ч. Әләскәров, Р. М. Атакишијев. Гәрби Азәр-байжанын орта дөрдүнчү јашлы көл чөкүнтүләринин чөкмә шәраити вә тәркиби	35
О. А. Кәримов. Ширван дүзү ландшафтынын формалашмасына релјефини тәсири ганунаујгунлуғлары	44
В. Ә. Гулузаде, Р. С. Абдуллајев. Кичик Гафгазын шимал-шәрг һис-сәсини морфоструктур тәснифаты	52
Ф. А. Нәсанов. Јујулмуш дағ-гәһвәји бозғыр торпағларын бәзи кенетик хүсусијјәтләри	59
В. Д. Нәчыјев. Аразјаны вилајәтнин денудасион кәсим мәсәләси һаггында (Азәрбайжан ССР дахилиндә)	66
Х. Г. Әфәндијева. Азәрбайжан ССР-дә тикинти материалларынын вә әра-зи үзрә тикинти сәнајесинини тәшкили	74
Х. Н. Мәмәдов. Шимал-шәрги Азәрбайжанын бәзи гидронимләринин етиологи тәснифаты	81
С. Н. Мәмәдова. Шәрги Гафгаз вә Хәзәр үзәриндә екстремал сојуг вә екстремал исти декабр ајларында макросиноптик шәраитини хүсусијјәтләри	86
Б. А. Будагов, Д. А. Лилиенберг, Н. Ш. Ширинцов. Франса Чә-нуби Алпында коморфоложи мушаһидәләр	91
Е. К. Әлизаде. Астраханка өртүк сәријасынын јайылдығы рајонун релјефи-нин морфоструктур анализи	98
К. Ә. Әлијева. Шәрги Гафгазда вә Хәзәрдә екстремал сојуг вә екстремал исти февралын макросиноптик хүсусијјәтләри	105
Р. И. Умудова. Азәрбайжан ССР әһалисинин миграсија һәрәкәтинини мүасир хүсусијјәтләри	111
Т. О. Ибраһимов. ССРИ-дә горуғларын ландшафт типләри үзрә јерләш-мәсинин бәзи чоғрафи ганунаујгунлуғлары	116
М. О. Мәмәдәлизаде. Бөјүк Гафгазын чәнуб јамачында сел очағлары ландшафтынын тиположи хәритәләшдирилмәси һаггында	125
Б. Х. Исмајлов. Бөјүк Гафгазын чәнуб-шәрг һиссәсиндә дағ-шабалыды торпағлар үзәриндәки мешә золағларында ағ акасијанын су режиминини бәзи хү-сусијјәтләри	131
М. И. Абакаров, А. Н. Бәдалова, Ј. З. Нәчыјев, Л. Г. Утурга-ури. Орта сүрәти күләкләрини үстүн олдуғу шәраитдә Хәзәр дәнизи далғалары-нын сәһәси	137

СОДЕРЖАНИЕ

Б. А. Будагов. Генетические типы оползней Азербайджанской ССР	3
С. Г. Рустамов. Осадконакопление (баланс наносов) в Мингечаурском водохранилище	20
А. Д. Әйјубов. Агроклиматические ресурсы в региональном развитии земледелия	28
А. В. Мамедов, Б. Д. Алескеров, Р. М. Атакишиев. Веществен-ный состав и условия накопления среднечетвертичных озерных отложений За-падного Азербайджана	35
О. А. Керимов. Закономерности влияния рельефа на формирование ланд-шафта Ширванской равнины	44
В. А. Кулузаде, Р. С. Абдуллаев. Морфоструктуры северо-восточ-ной части Малого Кавказа и их классификация	52
Ф. А. Гасанов. Некоторые генетические особенности горно-коричневых остепненных выщелоченных почв	59
В. Д. Гаджиев. Вопросы денудационного среза приараксинской области (в пределах Азербайджанской ССР)	66
Х. Г. Әфәндијева. Территориальная организация промышленности строи-тельных материалов и строительной индустрии в Азербайджанской ССР	74
Х. Г. Мамедов. Этнологическая классификация некоторых гидронимов северо-восточного Азербайджана	81
С. Н. Мамедова. Макросиноптические характеристики экстремально хо-лодного и экстремально теплого декабря на Восточном Кавказе и Каспии.	86
Б. А. Будагов, Д. А. Лилиенберг, Н. Ш. Ширинов. Геоморфоло-гические наблюдения во французских Южных Альпах	91
Э. К. Әлизаде. Морфоструктурный анализ рельефа района распростра-нения Астраханской серии покровов	98
Г. А. Алиева. Макросиноптические характеристики экстремально холодно-го и экстремально теплого февраля в Восточном Кавказе и Каспии	105
Р. И. Умудова. Современные особенности миграционного движения населения Азербайджанской ССР	111
Т. О. Ибрагимов. Некоторые географические закономерности разме-щения заповедников по типам ландшафтов СССР	116
М. О. Мамедализаде. К вопросу типологического картирования ланд-шафтов селевых очагов южного склона Большого Кавказа	125
Б. Х. Исмаилов. Некоторые особенности водного режима акации белой в полейных лесных полосах на горно-каштановых гочвах юго-восточного склона Большого Кавказа	131
М. И. Абакаров, А. Н. Бадалова, Я. З. Гаджиев, Л. Г. Утур-гаури. Поля волн Каспийского моря при средних скоростях преобладающих направлений ветра	137

Сдано в набор 26.XI-83 г. Подписано к печати 23.03-84 г.
ФГ 00570. Формат бумаги 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 1.
Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая Печ. лист 11,7.
Уч изд. лист 10,86. Тираж 555. Заказ 698. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок, Глав-ное здание

Типография АН Азерб. ССР. Баку, проспект Нариманова, 31.

1 ман. 20 гэл.
руб. коп.

Индекс
76397

СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение 1

2. Глава I. Теория 2

3. Глава II. Практика 3

4. Глава III. Заключение 4

5. Глава IV. Литература 5

6. Глава V. Приложение 6

7. Глава VI. Заключение 7

8. Глава VII. Заключение 8

9. Глава VIII. Заключение 9

10. Глава IX. Заключение 10

11. Глава X. Заключение 11

12. Глава XI. Заключение 12

13. Глава XII. Заключение 13

14. Глава XIII. Заключение 14

15. Глава XIV. Заключение 15

16. Глава XV. Заключение 16

17. Глава XVI. Заключение 17

18. Глава XVII. Заключение 18

19. Глава XVIII. Заключение 19

20. Глава XIX. Заключение 20

21. Глава XX. Заключение 21

22. Глава XXI. Заключение 22

23. Глава XXII. Заключение 23

24. Глава XXIII. Заключение 24

25. Глава XXIV. Заключение 25

26. Глава XXV. Заключение 26

27. Глава XXVI. Заключение 27

28. Глава XXVII. Заключение 28

29. Глава XXVIII. Заключение 29

30. Глава XXIX. Заключение 30

31. Глава XXX. Заключение 31

32. Глава XXXI. Заключение 32

33. Глава XXXII. Заключение 33

34. Глава XXXIII. Заключение 34

35. Глава XXXIV. Заключение 35

36. Глава XXXV. Заключение 36

37. Глава XXXVI. Заключение 37

38. Глава XXXVII. Заключение 38

39. Глава XXXVIII. Заключение 39

40. Глава XXXIX. Заключение 40

41. Глава XL. Заключение 41

42. Глава XLI. Заключение 42

43. Глава XLII. Заключение 43

44. Глава XLIII. Заключение 44

45. Глава XLIV. Заключение 45

46. Глава XLV. Заключение 46

47. Глава XLVI. Заключение 47

48. Глава XLVII. Заключение 48

49. Глава XLVIII. Заключение 49

50. Глава XLIX. Заключение 50

51. Глава L. Заключение 51

Издательство 1955 г.

Москва 1955 г.

Тираж 1000 экз.

Цена 1 ман. 20 гэл.

Индекс 76397